

**TECHNISCHE  
UNIVERSITÄT  
DRESDEN**

---

Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften

---

Axel Rülke

Zur Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems  
in globalen und regionalen GPS-Netzen

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktoringenieur (Dr.-Ing.)

an der Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften  
der Technischen Universität Dresden

vorgelegt von

**Dipl.-Ing. Axel Rülke**

geboren am 05.03.1975 in Dresden

Gutachter:

Herr Prof. Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich  
Technische Universität Dresden

Herr Prof. Dr. phil. nat. Markus Rothacher  
Eidgenössische Technische Hochschule Zürich

Herr Prof. Dr.-Ing. habil. Lambert Wanninger  
Technische Universität Dresden

Tag der Einreichung: 03.11.2008

Tag der mündlichen Prüfung: 10.07.2009

Das vorliegende Exemplar entspricht einer leicht überarbeiteten, ergänzten und von den Gutachtern genehmigten Version der Originaldissertation

„Zur Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems in globalen und regionalen GPS-Netzen“.

Axel Rülke  
Dresden, 12.09.2009

*für Opa*



## Dank

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl von Prof. Reinhard Dietrich am Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden. In dieser Zeit war ich in verschiedenen Projekten, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und vom Bundesministerium für Bildung und Forschung gefördert wurden, beschäftigt. Die Jahre in der Arbeitsgruppe von Prof. Reinhard Dietrich, seine Art wissenschaftlich zu arbeiten, zu lehren und seine Mitarbeiter zu führen haben mich sowohl fachlich als auch menschlich entscheidend geprägt. Ich danke ihm von Herzen für seine jahrelange Betreuung und Förderung, die Motivation während auftretender Durststrecken, seine vielfältigen Ratschläge und die Möglichkeiten abwechslungsreicher geodätischer Wissenschaft ob auf Feldexpeditionen in den Polargebieten, auf internationalen Konferenzen oder daheim am Schreibtisch. Während der Reinschrift der Arbeit danke ich ihm für die mir gebotenen Freiräume. Schließlich danke ich ihm und den Koreferenten Prof. Markus Rothacher und Prof. Lambert Wanninger für die Übernahme der Gutachten. Die wesentlichen Grundlagen der vorliegenden Dissertation sind im Rahmen eines Gemeinschaftsprojektes zwischen der TU Dresden und der TU München bzw. des GFZ Potsdam erarbeitet worden. Hier danke ich besonders Dr. Peter Steigenberger von der TU München für die hervorragende Zusammenarbeit. Meinem langjährigen Zimmerkollegen Dipl.-Ing. Mathias Fritsche bin ich zu tiefen Dank verpflichtet. Durch seiner Expertise auf dem Gebiet der GPS-Datenauswertung waren unsere Fachdiskussionen für mich häufig Quell neuer Ideen. Dr. Mirko Scheinert, Dr. Martin Horwath und Dipl.-Ing. Mathias Fritsche danke ich für die Durchsicht der Arbeit und die Hinweise zu ihrer Verbesserung. Meiner Schwester Kirstin sei für die sorgfältige sprachliche Prüfung der Dissertationsschrift gedankt. Schließlich danke ich allen Kollegen am Institut für Planetare Geodäsie für die wunderbare Atmosphäre, die anregenden Diskussionen und die vielfältigen Hilfestellungen. Mein wohl größter Dank gebührt jedoch meiner Familie: meinen Eltern, die mir nicht nur das Studium ermöglicht sondern auch meine Wahl des Fachgebietes entscheidend beeinflusst haben, meinem Opa Heinz für seine unerschöpfliche Anteilnahme an meiner Arbeit und meiner Freundin Franziska, die mich mit ihrer Liebe, ihrem Zuspruch und ihrem Verständnis während der Zeit erhöhter Arbeitsbelastung entscheidend unterstützt hat.



## Kurzfassung

Die geodätischen Beobachtungsverfahren leisten auf verschiedene Weise Beiträge zur Erforschung des Systems Erde: Einerseits beobachten sie die rezenten Prozesse und ihre zeitlichen Variationen direkt, andererseits liefert sie die Grundlage für die konsistente Betrachtung aller Einflüsse in einem einheitlichen geometrischen und gravimetrischen Bezug. Das Projekt des Global Geodetic Observing System (GGOS) der Internationalen Assoziation für Geodäsie (IAG) soll die Voraussetzungen zur Vereinigung der verschiedenen geodätischen Beobachtungsverfahren, Modelle und Auswertemethoden mit dem Ziel schaffen, mit einem konsistenten Satz geodätischer Parameter ein hochgenaues Monitoring des Systems Erde zu ermöglichen. Die Realisierung geodätischer Bezugssysteme mit höchsten Genauigkeitsansprüchen ist in diesem Kontext eine zentrale Aufgabe des GGOS und Thema der vorliegenden Arbeit.

In der derzeit üblichen Darstellung umfasst eine Realisierung des Terrestrischen Referenzsystems (TRS) Stationspositionen zu einer spezifischen Epoche und ihre linearen Änderungen mit der Zeit. In diesem Konzept führen alle nichtlinearen Stationsbewegungen zu residuellen Abweichungen, die geowissenschaftlich interpretiert werden können. Der natürliche Ursprung eines globalen TRS, so auch des International Terrestrial Reference System (ITRS), liegt im Massezentrum des Systems Erde (CM). Mit Hilfe dynamischer Satellitenverfahren, wie GPS, lässt sich dieser Ursprung aus geodätischen Beobachtungen realisieren. In einem konsistenten Ausgleichungsansatz werden Satellitenbahnen, Stationspositionen und die in Kugelflächenfunktionen niedrigen Grades modellierte Auflastdeformation gemeinsam geschätzt.

Die Grundlage der Realisierung des ITRS bilden in einem gemeinsamen Projekt der TU Dresden, der TU München und des GFZ Potsdam reprozessierte Beobachtungen eines über 200 Stationen umfassenden globalen GPS-Netzes des Beobachtungszeitraums 1994 bis 2007. Nach der Vorstellung der Grundprinzipien des GPS und seiner wesentlichen Fehlereinflüsse erfolgt die Beschreibung der Analyse der Beobachtungsdaten selbst. Sie umfasst die einheitliche Auswertung über den gesamten Zeitraum sowie Verbesserungen in der Modellierung der atmosphärischen Einflüsse und der Charakteristika der Sende- und Empfangsantennen sowie die Nutzung der Normalgleichungen zur Realisierung des ITRS. Der abgeleitete Terrestrische Referenzrahmen (TRF) wird Potsdam-Dresden-Reprocessing 2007 (PDR07) genannt. Zur Beurteilung der Genauigkeit und Zuverlässigkeit dieses TRF werden umfangreiche Analysen durchgeführt. So wird der PDR07 u.a. mit weiteren Realisierungen des ITRS, dem ITRF2000, dem ITRF2005 und den Realisierungen des International GNSS Service (IGS) IGB00 und IGS05, verglichen

Für eine Vielzahl geodynamischer Anwendungen werden GPS-Stationen in Messkampagnen beobachtet. Die hochgenaue Realisierung des ITRS in diesen regionalen GPS-Netzen ist für die geodynamische Interpretation der Ergebnisse zwingend erforderlich. Am Beispiel eines regionalen GPS-Netzes in der Antarktis wird untersucht, wie sich das ITRS in derartigen Netzen realisieren lässt und mit welcher Genauigkeit lineare Stationsbewegungen aus Kampagnenmessungen abgeleitet werden können. Im Anschluss werden die erhaltenen Bewegungsraten geodynamisch interpretiert: Aus den horizontalen Bewegungsraten wird die Bewegung der Antarktischen Kontinentalplatte im Konzept der Globaltektonik bestimmt und ihre innere Stabilität bewertet. Die vertikalen Stationsbewegungen werden genutzt, um Aussagen über rezente Krustendeformationen aufgrund glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen und rezenter Massenvariationen des antarktischen Eises zu treffen.

## Summary

The geodetic observation techniques contribute in several ways to the research of the system Earth: On the one hand they observe the recent processes and their variations in time directly, on the other hand they provide the basis for a consistent description of all effects in a consistent geometrical and gravimetric reference. Within the project Global Geodetic Observing System (GGOS) of the International Association of Geodesy (IAG) the prerequisites for the combination of geodetic observation techniques, models and analysis strategies shall be created in order to enable a high accurate monitoring of the system Earth with consistent geodetic parameters. In this context the realization of geodetic reference systems with highest accuracy is a central task of the GGOS and subject of this thesis.

At present, a common realization of the Terrestrial Reference System (TRS) consists of station positions according to a specific epoch and their linear changes with time. In this concept non-linear station motions yield to residual variations, which may be used for geoscientific interpretations. The natural origin of a global TRS, and this is also the case for the International Terrestrial Reference System (ITRS), is the center of mass of the system Earth (CM). This origin can be realized by observations of dynamic satellite techniques, such as GPS. In a consistent approach satellite orbits, stations positions and the lower degrees of harmonic surface mass load coefficients are estimated simultaneously.

The ITRS is realized based on reprocessed observations of a global GPS network. In a joint effort TU Dresden, TU München and GFZ Potsdam analyzed the data of more than 200 stations of the observation time span 1994 to 2007. After an introduction to the basic principles of GPS and its major error sources the data analysis is described. This covers a homogeneous analysis over the entire period, improvements in atmosphere modeling and antenna phase center modeling as well as the usage of normal equations for the ITRS realization. The determined Terrestrial Reference Frame (TRF) is named Potsdam-Dresden-Reprocessing 2007 (PDR07). In order to assess the accuracy and stability of this TRF a variety of analyses is performed. For example, PDR07 is compared to other ITRS realizations, such as the ITRF2000, the ITRF2005 as well as the realizations of the International GNSS Service (IGS) IGB00 and IGS05.

GPS campaign observations are often used to investigate geodynamic phenomena. The realization of the ITRS with highest accuracy in these regional GPS networks is essential for the geodynamic interpretation of the results. A regional GPS network in Antarctica is used to investigate the optimal way to realize the ITRS in such networks and the accuracy of linear station rates determined from campaign observations. Subsequently, the station rates are used for geodynamic interpretations: The horizontal station rates are used to determine the movement of the Antarctic Plate in the concept of global plate kinematics and to assess the inner stability of the Antarctic Plate. The vertical station rates are used to evaluate recent crustal deformations caused by glacial isostatic adjustment and recent mass changes of the Antarctic ice sheet.

## **Vorwort**

Wesentliche Grundlagen dieser Arbeit wurden im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) geförderten Projektes „Interpretation globaler geodynamischer Prozesse anhand homogener Langzeitreihen reprozessierter GPS-Daten“ erarbeitet. Durch den Autor der Arbeit und die weiteren Projektmitarbeiter Dipl.-Ing. Mathias Fritsche am Institut für Planetare Geodäsie der TU Dresden und Dr. Peter Steigenberger am Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie der TU München und zwischenzeitlich am Geoforschungszentrum Potsdam wurde die Strategie der Datenanalyse entwickelt und technisch umgesetzt. Die Erweiterung der Berner GPS Software um die Routinen zur Schätzung der Auflastkoeffizienten erfolgte durch Dipl.-Ing. Mathias Fritsche. Die Prozessierung der Daten selbst wurde zu gleichen Teilen an der TU Dresden und der TU München durchgeführt.

Teile der Beobachtungsdaten des Verdichtungsnetzes Antarktis wurden im Rahmen der Aktivitäten des Programms Geodetic Infrastructure in Antarctica (GIANT) des Scientific Committee on Antarctic Research erhoben. Der Autor betreute innerhalb des Programms GIANT die Archivierung und Dokumentation der Beobachtungsdaten in einer Datenbank. Weitere Beobachtungsdaten entstammen verschiedenen Messkampagnen des Institutes für Planetare Geodäsie in der Antarktis.



# Inhaltsverzeichnis

<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>ix</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>xii</b>
<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>xv</b>
<b>1 Einführung</b>	<b>1</b>
<b>2 Geodynamische Grundlagen</b>	<b>5</b>
2.1 Modellierung von Erdkrustendeformationen . . . . .	5
2.1.1 Aufbau der Erde . . . . .	5
2.1.2 Elastische Deformation . . . . .	6
2.1.3 Viskoelastische Deformation . . . . .	8
2.2 Lineare Modellierung geophysikalisch induzierter Punktbewegungen . . . . .	9
2.2.1 Plattenkinematik . . . . .	9
2.2.2 Glazialisostatische Ausgleichsbewegungen . . . . .	11
2.2.3 Weitere Ursachen linearer Punktbewegungen . . . . .	14
2.3 Nichtlineare Punktbewegungen . . . . .	14
2.3.1 Gezeitendeformation der festen Erde . . . . .	14
2.3.2 Auflastinduzierte Punktbewegungen infolge von Massenumverteilungen	15
2.3.3 Sonstige geophysikalische Ursachen nichtlinearer Punktbewegungen .	20
<b>3 Referenzsysteme</b>	<b>23</b>
3.1 Definition und Realisierung eines inertialen Referenzsystems . . . . .	23
3.2 Definition des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems . . . . .	23
3.3 Transformation zwischen inertialem und terrestrischem Referenzsystem . . . . .	24
3.4 Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems . . . . .	25
3.4.1 Modellbildung . . . . .	25
3.4.2 Berücksichtigung von Oberflächenauflasten . . . . .	26
3.4.3 Geodätische Beobachtungen . . . . .	30
3.4.4 Nutzung geodätischer Beobachtungen zur Realisierung eines Referenzsystems . . . . .	31
3.4.5 Kombination geodätischer Raumverfahren und Ableitung des Internationalen Terrestrischen Referenzrahmens . . . . .	33
3.4.6 Ableitung technikspezifischer Referenzrahmen . . . . .	35
3.5 Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems in regionalen Netzen . . . . .	35
3.6 Konsequenzen für die Modellierung von Satellitenbeobachtungen . . . . .	36

<b>4</b>	<b>Aspekte des Globalen Positionierungssystems</b>	<b>39</b>
4.1	Grundprinzip und Beobachtungsgleichungen . . . . .	39
4.2	Berücksichtigung von Fehlereinflüssen in der Geodäsie . . . . .	41
4.3	Satellitenbahnen und Erdorientierungsparameter . . . . .	42
4.4	Laufzeitverzögerungen . . . . .	44
4.4.1	Ionosphärische Refraktion . . . . .	45
4.4.2	Troposphärische Refraktion . . . . .	47
4.5	Einflüsse der Sende- und Empfangsantennen . . . . .	49
4.6	Einflüsse der Beobachtungsstationen . . . . .	51
4.6.1	Mehrwegeausbreitung . . . . .	51
4.6.2	Beugung . . . . .	51
4.6.3	Abschattung . . . . .	52
4.6.4	Elevationsmaske . . . . .	52
4.6.5	Hardwareänderungen . . . . .	52
4.7	Sonstige systembedingte Fehlereinflüsse . . . . .	53
<b>5</b>	<b>Analyse eines globalen GPS-Netzes und Realisierung des ITRS</b>	<b>55</b>
5.1	Beobachtungen . . . . .	55
5.2	Auswerteschema . . . . .	56
5.2.1	Vorauswertung . . . . .	57
5.2.2	Parameterschätzung . . . . .	58
5.2.3	Mehrtageskombinationen und Produktgenerierung . . . . .	59
5.3	Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems . . . . .	61
5.3.1	Konzept . . . . .	61
5.3.2	Kombination . . . . .	63
5.3.3	Lineares Bewegungsfeld . . . . .	65
5.3.4	Variationen des Zentrums der geometrischen Erdfigur bezüglich des Massezentrums . . . . .	65
5.3.5	Ableitung von Stationszeitreihen . . . . .	65
5.4	Stabilität und Genauigkeit des globalen Referenzrahmens . . . . .	68
5.4.1	Stabilität . . . . .	68
5.4.2	Vergleich mit weiteren Realisierungen des ITRS und mit geophysikalischen Modellen . . . . .	80
5.4.3	Schlussfolgerungen . . . . .	89
<b>6</b>	<b>Analyse regionaler GPS-Netze am Beispiel der Antarktis</b>	<b>93</b>
6.1	Beobachtungen . . . . .	93
6.1.1	Die Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research . . . . .	93
6.1.2	Weitere Beobachtungen . . . . .	94
6.2	Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems in einem regionalen Netz . . . . .	94
6.2.1	Berechnung von Tageslösungen . . . . .	94
6.2.2	Kombination von globaler und regionaler Lösung . . . . .	96
6.2.3	Weitere Lösungsvarianten . . . . .	98
6.2.4	Ableitung von Stationszeitreihen . . . . .	98
6.3	Stabilität und Genauigkeit der regionalen Verdichtung . . . . .	101

6.3.1	Stabilität der Realisierung des globalen terrestrischen Referenzsystems .	101
6.3.2	Genauigkeit der Stationsgeschwindigkeiten . . . . .	104
<b>7</b>	<b>Geophysikalische Implikationen säkularer Stationsbewegungen der Antarktis</b>	<b>111</b>
7.1	Kinematik der Antarktischen Kontinentalplatte . . . . .	111
7.1.1	Rotation der Antarktischen Platte im Konzept der Globaltektonik . . . .	111
7.1.2	Innere Stabilität der Antarktischen Kontinentalplatte . . . . .	120
7.2	Vertikalbewegungen . . . . .	126
<b>8</b>	<b>Schlussfolgerungen und Ausblick</b>	<b>131</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>138</b>
<b>A</b>	<b>Wichtige mathematische Aspekte</b>	<b>151</b>
A.1	Gauß-Markoff-Modell . . . . .	151
A.2	Präelimination von Parametern . . . . .	152
A.3	Parametertransformation . . . . .	153
<b>B</b>	<b>Ausführliche Darstellung der „sea-level equation“</b>	<b>155</b>
<b>C</b>	<b>Zeitreihen des regionalen Referenzrahmens PDR07ANT</b>	<b>157</b>



# Tabellenverzeichnis

2.1	Größenordnung einiger nichtlinearer geophysikalischer Deformationen . . . . .	15
3.1	Sensitivität geodätischer Raumverfahren auf Datumparameter . . . . .	32
4.1	Größenordnung der Störbeschleunigungen auf einen GPS-Satelliten . . . . .	43
5.1	Zeiträume mit eingeschaltetem Anti-Spoofing . . . . .	58
5.2	Die wichtigsten Auswerteparameter zur Parameterschätzung . . . . .	60
5.3	Variation des Zentrums der geometrischen Erdfigur bezüglich des Massezentrums . . . . .	68
5.4	Einfluss der Datumstationen auf die Orientierung . . . . .	73
5.5	Stabilität einer Wochenlösung . . . . .	75
5.6	Vergleich unabhängig geschätzter Geschwindigkeitskomponenten an verschiedenen Messpunkten derselben Lokation . . . . .	79
5.7	Vergleich PDR07 und andere Realisierungen des ITRS: Transformationsparameter . . . . .	84
5.8	Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Fennoskandien mit anderen GPS-Lösungen und GIA-Modellen . . . . .	88
5.9	Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Nordamerika mit anderen GPS-Lösungen und einem GIA-Modell . . . . .	88
5.10	Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Fennoskandien und Nordamerika mit anderen GPS-Lösungen und GIA-Modellen: RMS der Geschwindigkeitsdifferenzen . . . . .	89
5.11	Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Grönland mit anderen GPS-Lösungen und GIA-Modellen . . . . .	90
6.1	Regionales GPS-Netz Antarktis: Analyisierte Zeiträume . . . . .	97
6.2	Realisierung des Referenzrahmens PDR07 im regionalen Netz der Antarktis: Transformationsparameter . . . . .	103
7.1	Plattenrotationsvektoren . . . . .	113
7.2	Vektoren der relativen Plattenrotation der Antarktischen Platte bezüglich benachbarter Platten in sphärischer Darstellung . . . . .	117
7.3	Vektoren der relativen Plattenrotation der Antarktischen Platte bezüglich benachbarter Platten in kartesischer Darstellung . . . . .	118
7.4	Vektoren der relativen Plattenrotation der Antarktischen Platte bezüglich benachbarter Platten in kartesischer Darstellung (Punktgeschwindigkeiten auf der Erdoberfläche) . . . . .	119
7.5	Plattenrotation des tektonischen Blocks nördliche Antarktische Halbinsel . . . . .	127



# Abbildungsverzeichnis

2.1	Vertikaler Aufbau der Erde . . . . .	5
2.2	Prinzip der Glazialisostasie . . . . .	11
2.3	Erdkrustendeformationen aufgrund von Festerdegezeiten . . . . .	16
2.4	Erdkrustendeformationen aufgrund von Ozeangezeitenauflasten, atmosphärischer Auflasten und Permanentgezeiten . . . . .	17
2.5	Erdkrustendeformationen infolge atmosphärischer Auflasten . . . . .	19
2.6	Erdkrustendeformationen infolge atmosphärischer Auflasten (Station Arti) . . . . .	20
3.1	Deformation ersten Grades verschiedener Referenzrahmen . . . . .	29
3.2	ITRF2005: Beobachtungstechniken . . . . .	33
4.1	Korrelation von Troposphärenparameter und Stationshöhe . . . . .	48
5.1	Stationsübersicht . . . . .	56
5.2	Statistik der Stationsanzahl in den Tageslösungen . . . . .	56
5.3	Statistik gelöster Mehrdeutigkeiten . . . . .	57
5.4	Orbit Wiederholbarkeit . . . . .	61
5.5	Statistik der Stationsanzahl . . . . .	63
5.6	PDR07 Bewegungsfeld . . . . .	66
5.7	Häufigkeitsverteilung der vertikalen Bewegungsraten . . . . .	67
5.8	Variation des Zentrums der geometrischen Erdfigur im CM System . . . . .	67
5.9	PDR07-Zeitreihen mit Sprüngen aufgrund von Hardwareänderungen . . . . .	69
5.10	PDR07-Zeitreihen mit Sprüngen aufgrund tektonischer Ereignisse . . . . .	70
5.11	Stabilität einer Wochenlösung . . . . .	71
5.12	Genauigkeit der Geschwindigkeitsschätzung aus Permanentbeobachtungen in Abhängigkeit der Beobachtungsdauer . . . . .	72
5.13	Datumsstationen zur Definition der NNR-Bedingung . . . . .	74
5.14	Einfluss der Datumsstationen auf die Orientierung . . . . .	75
5.15	Stabilität einer Wochenlösung . . . . .	76
5.16	Zeitlicher Verlauf des RMS der Koordinatenzeitreihen . . . . .	77
5.17	Stationsweise RMS der Koordinatenzeitreihen . . . . .	78
5.18	Vergleich PDR07 und andere Realisierungen des ITRS: RMS . . . . .	81
5.19	Helmerttransformation PDR07 und ITRF2005: Residuen zur Epoche 2000.0 . . . . .	82
5.20	Vergleich PDR07 und andere Realisierungen des ITRS: Transformationsparameter . . . . .	83
5.21	Vergleich PDR07 und ITRF2005: Geschwindigkeitskomponenten . . . . .	86
5.22	Geografische Übersicht der Stationen des PDR07 für Geschwindigkeitsvergleiche . . . . .	87
6.1	Beispiele für Beobachtungsstationen im SCAR-Netz . . . . .	95

---

6.2	Stationsübersicht des regionalen Netzes Antarktis . . . . .	96
6.3	Horizontales und vertikales Bewegungsfeld der Antarktis . . . . .	99
6.4	Beispiele für Zeitreihen PDR07ANT . . . . .	100
6.5	Realisierung des Referenzrahmens PDR07 im regionalen Netz der Antarktis . .	102
6.6	Vergleich der geschätzten Geschwindigkeiten zwischen PDR07 und PDR07ANT	105
6.7	Zeitreihen der Lösungen PDR07 und PDR07ANT für die Station Syowa . . . .	106
6.8	Statistik der Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen der Lösung PDR07ANT- NNR und der Masterlösung PDR07ANT . . . . .	107
6.9	Statistik der Geschwindigkeitsdifferenzen der alternativen Antarktislösungen und der Masterlösung PDR07ANT . . . . .	108
6.10	Genauigkeit der Geschwindigkeitsschätzung aus Kampagnenlösungen in Ab- hängigkeit von der Beobachtungsdauer . . . . .	109
7.1	Schätzung des Eulerpols der Antarktischen Kontinentalplatte . . . . .	114
7.2	Schätzung der Eulerpole des plattenkinematischen Modells. . . . .	116
7.3	Änderungen sphärischer Distanzen der Antarktischen Kontinentalplatte . . . .	121
7.4	Schätzung des Eulerpols der Antarktischen Kontinentalplatte, Residuen der Antarktischen Halbinsel . . . . .	122
7.5	Öffnung der Bransfieldstraße . . . . .	123
7.6	Änderungen sphärischer Distanzen der Antarktischen Kontinentalplatte: De- tailabbildung Bransfield-Rift . . . . .	124
7.7	Schätzung des Eulerpols für die nörliche Antarktische Halbinsel . . . . .	126
7.8	Vergleich der Vertikalraten des PDR07ANT und der modellierten Erdkrusten- deformationen aus dem Modell IJ05 . . . . .	128
7.9	Vergleich der Vertikalraten des PDR07ANT und der modellierten Erdkrusten- deformationen aus dem Modell IJ05 (Antarktische Halbinsel) . . . . .	129
C.1	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen A) . . . . .	157
C.2	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen B-D) . . . . .	158
C.3	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen D-E) . . . . .	159
C.4	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen F-G) . . . . .	160
C.5	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen H-M) . . . . .	161
C.6	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen M-P) . . . . .	162
C.7	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen P) . . . . .	163
C.8	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen R-S) . . . . .	164
C.9	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen S-U) . . . . .	165
C.10	Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen V-Z) . . . . .	166

# Abkürzungsverzeichnis

Auf die Übersetzung fremdsprachiger Abkürzungen wird an dieser Stelle verzichtet. Wo es erforderlich erscheint, wird im Text eine nähere Erläuterung gegeben.

<b>AC</b>	Analysezentrum des IGS
<b>AWI</b>	Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven
<b>BIH</b>	Bureau International de l'Heure
<b>CIP</b>	Celestial Intermediate Pole
<b>CODE</b>	Center for Orbit Determination in Europe
<b>CRS</b>	Celestial Reference System
<b>CTRF</b>	Conventional Terrestrial Reference Frame
<b>CTRS</b>	Conventional Terrestrial Reference System
<b>DCB</b>	Differential Code Bias
<b>DGFI</b>	Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, München
<b>DORIS</b>	Doppler Orbitography by Radiopositioning Integrated on Satellite
<b>ECMWF</b>	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
<b>FCN</b>	Free core nutation
<b>EPN</b>	EUREF permanent GNSS network
<b>ERP</b>	Erdrotationsparameter
<b>GFZ</b>	Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum - GFZ
<b>GIANT</b>	SCAR Group of Experts on Geodetic Infrastructure in Antarctica
<b>GIOVE</b>	Galileo In-Orbit Validation Element
<b>GMF</b>	Global Mapping Function
<b>GMM</b>	Gauß-Markoff-Modell
<b>GNSS</b>	Global Navigation Satellite Systems
<b>GRACE</b>	Gravity Recovery and Climate Experiment
<b>GSSG</b>	SCAR Geoscience Standing Scientific Group
<b>IAG</b>	International Association of Geodesy
<b>IAU</b>	International Astronomical Union
<b>IB</b>	Inverses Barometer

<b>IDS</b>	International DORIS Service
<b>IERS</b>	International Earth Rotation and Reference Systems Service
<b>IGN</b>	Institut Géographique National, Paris
<b>IGS</b>	International GNSS Service
<b>ILRS</b>	International Laser Ranging Service
<b>IMF</b>	Isobaric Hydrostatic Mapping Function
<b>InSAR</b>	SAR-Interferometrie
<b>ITRF</b>	International Terrestrial Reference Frame
<b>ITRS</b>	International Terrestrial Reference System
<b>IUGG</b>	International Union of Geodesy and Geophysics
<b>IVS</b>	International VLBI Service
<b>LEO</b>	Low Earth Orbiter
<b>LLR</b>	Lunar Laser Ranging
<b>MkQ</b>	Methode der kleinsten Quadrate
<b>MW</b>	Melbourne-Wübbena-Linearkombination
<b>NAVSTAR GPS</b>	Navigation Satellite Timing and Ranging Global Positioning System
<b>NCEP</b>	National Centers for Environmental Prediction
<b>NMF</b>	Niell Mapping Function
<b>NNR</b>	No-Net-Rotation
<b>NNT</b>	No-Net-Translation
<b>PDR</b>	Potsdam-Dresden-Reprocessing
<b>POLENET</b>	Polar Earth Observing Network
<b>PPP</b>	Precise Point Positioning
<b>PRN</b>	Pseudo Random Number
<b>PZO</b>	Phasenzentrumsoffset der GNSS-Antennen
<b>PZV</b>	Phasenzentrumsvariationen der GNSS-Antennen
<b>RMS</b>	Root Mean Square
<b>SAR</b>	Synthetic Aperture Radar
<b>SCAR</b>	Scientific Committee on Antarctic Research
<b>SI</b>	Système International d'unités
<b>SINEX</b>	Software/Technique Independent Exchange Format
<b>SLR</b>	Satellite Laser Ranging
<b>SVN</b>	Satellite Vehicle Number
<b>TCG</b>	Temps Coordonné Géocentrique
<b>TRF</b>	Terrestrial Reference Frame

---

<b>TRS</b>	Terrestrial Reference System
<b>VLBI</b>	Very Long Baseline Interferometry
<b>VMF</b>	Vienna Mapping Function

[FAUST]

Habe nun, ach! Philosophie,  
Juristerey und Medicin,  
Und leider auch Theologie!  
Durchaus studirt, mit heißem Bemühn.  
Da steh' ich nun, ich armer Thor!  
Und bin so klug als wie zuvor;  
Heiße Magister, heiße Doctor gar,  
Und ziehe schon an die zehen Jahr,  
Herauf, herab und quer und krumm,  
meine Schüler an der Nase herum –  
Und sehe, daß wir nichts wissen können!  
Das will mir schier das Herz verbrennen.  
Zwar bin ich gescheidter als alle die Laffen,  
Doctoren, Magister, Schreiber und Pfaffen;  
Mich plagen keine Scrupel noch Zweifel,  
Fürchte mich weder vor Hölle noch Teufel –  
Dafür ist mir auch alle Freud' entrissen,  
Bilde mir nicht ein was rechtes zu wissen,  
Bilde mir nicht ein, ich könnte was lehren,  
Die Menschen zu bessern und zu bekehren.  
Auch hab' ich weder Gut noch Geld,  
Noch Ehr' und Herrlichkeit der Welt.  
Es möchte kein Hund so länger leben!  
Drum hab' ich mich der Magie ergeben,  
Ob mir durch Geistes Kraft und Mund  
Nicht manch Geheimniß würde kund;  
Daß ich nicht mehr mit saurem Schweiß,  
zu sagen brauche, was ich nicht weiß;  
Daß ich erkenne, was die Welt  
Im Innersten zusammenhält,  
Schau' alle Wirkenskraft und Samen,  
Und thu' nicht mehr in Worten kramen.

Johann Wolfgang Goethe: Faust

# 1 Einführung

Vor 200 Jahren, im Jahre 1808, veröffentlichte Johann Wolfgang Goethe unter dem Titel „Faust – eine Tragödie von Goethe“ die erste Ausgabe des vollendeten ersten Teils seines bedeutendsten Werkes. Im Prolog schildert Faust sein Verlangen nach Erkenntnis, indem er sich sehnt zu erfahren, was die Welt im Innersten zusammenhält. Bezogen auf die Geodäsie führt diese Frage auf die Referenzsysteme, in denen alle geodätischen Beobachtungen, Modelle und Auswertemethoden dargestellt werden. Diesem Thema widmet sich die vorliegende Arbeit.

Die Erde ist ein dynamischer Planet, der unter einer Vielzahl von inneren und äußeren Einflüssen unterschiedlichen Ursprungs einem stetigen Wandel unterliegt. Das Verständnis dieser Einflüsse hinsichtlich ihrer Ursache, ihres Verlaufs und ihrer Wirkung sowie ihrer Wechselbeziehungen untereinander ist ebenso wie die zeitlichen Veränderungen Gegenstand geowissenschaftlicher Forschungen. Die Erdsystemforschung erfasst und beschreibt die Prozesse innerhalb der Komponenten Atmosphäre, Geosphäre, Hydrosphäre und Kryosphäre des Systems Erde sowie die Interaktionen zwischen ihnen und interpretiert sie hinsichtlich ihrer Auswirkungen.

Die Geodäsie kann mit Hilfe ihrer Beobachtungsverfahren in zweierlei Hinsicht Beiträge zu dieser Aufgabe leisten. Einerseits können rezente Prozesse und ihre zeitlichen Variationen im System Erde direkt beobachtet werden, andererseits liefert sie die notwendigen Voraussetzungen für die konsistente Betrachtung aller Einflüsse in einem einheitlichen geometrischen und gravimetrischen Bezug. Dabei ist offensichtlich, dass ein integrales Verständnis aller Prozesse des Systems Erde nur erreicht werden kann, wenn es gelingt, die geodätischen Beobachtungsverfahren zu verknüpfen und so eine konsistente Bestimmung der notwendigen Parameter zur Beschreibung der Komponenten des Erdsystems zu ermöglichen. Es ist aus diesem Grund unumgänglich, sie in einem einheitlichen Bezugssystem darzustellen. Die Internationale Assoziation für Geodäsie (IAG) hat mit dem Global Geodetic Observing System (GGOS) ein Projekt ins Leben gerufen, das die grundlegenden Voraussetzungen zur Vereinigung der verschiedenen geodätischen Beobachtungsverfahren, Modelle und Auswertemethoden schaffen soll, um so einen konsistenten Satz geodätischer Parameter für ein langzeitliches, hochgenaues Monitoring der Phänomene und Prozesse im System Erde bereitzustellen (Drewes 2007). Für die Zusammenführung der Beobachtungen der drei Säulen des GGOS – Geometrie, Schwerfeld und Raumorientierung der Erde – ist die Definition und Realisierung hochgenauer, konsistenter Bezugssysteme das entscheidende Bindeglied und damit eines der Hauptziele des GGOS. Neben einem Himmelsreferenzsystem ist insbesondere die Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems (TRS) von zentraler Bedeutung. Mit einer derartigen Realisierung werden geodätischen Beobachtungsstationen zeitabhängige Koordinaten zugeordnet.

Ein Konzept zur Realisierung eines TRS muss die geodynamische Realität berücksichtigen. So unterliegen die Beobachtungsstationen auf der Erde einer Vielzahl geodynamischer Effekte

---

mit unterschiedlichen Periodenlängen: Langzeitliche Effekte sind z.B. die globale Plattentektonik oder Prozesse des glazialisostatischen Ausgleichs. Die kurzzeitlichen Effekte beinhalten u.a. Gezeiteneffekte, Auflasteffekte der Atmosphäre oder plötzliche Krustenverschiebungen aufgrund von Erdbeben. Die dominante Periode in der Auflastwirkung der kontinentalen Hydrologie hingegen besitzt die Periodendauer eines Jahres (van Dam u.a. 2001). Die derzeit international übliche Darstellung einer Realisierung des TRS beinhaltet die Angabe einer Stationsposition zu einer bestimmten Epoche und ihrer linearen Änderung mit der Zeit. Durch Unstetigkeiten in der Stationsbewegung aufgrund von plötzlichen Dislokationen, z.B. infolge eines Erdbebens, kann die Angabe mehrerer Stationspositionen und Änderungsraten für eine Station notwendig werden. Alle geodynamischen Prozesse, deren Verlauf mit einem linearen Bewegungsmodell nicht erfasst werden kann und die während der Datenanalyse nicht durch geeignete Vorinformationen korrigiert werden, verursachen residuale Abweichungen, die später geowissenschaftlich interpretiert werden können.

Die wesentlichen Beobachtungen zur Realisierung eines TRS werden durch die geodätischen Raumverfahren, wie die globalen Satellitennavigationssysteme (Global Navigation Satellite Systems, GNSS) und hier insbesondere das Globale Positionierungssystem (GPS), die Radiointerferometrie mit sehr langen Basislinien (Very Long Baseline Interferometry, VLBI), die Laserbeobachtungen zu Satelliten (Satellite Laser Ranging, SLR) oder das Dopplerverfahren (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite, DORIS), bereitgestellt. Die global verteilten GPS-Beobachtungsstationen des Internationalen GNSS-Dienstes (International GNSS Service, IGS) liefern dabei seit nunmehr über 14 Jahren einen wichtigen Teilbeitrag.

Neben der Nutzung der GPS-Beobachtungen für die Realisierung eines TRS und damit der Bereitstellung einer geodätischen Infrastruktur für eine Vielzahl von Anwendungen, liefern sie auch direkt wertvolle Erkenntnisse für die Erdsystemforschung. Beispielhaft seien an dieser Stelle die Beobachtung von Änderungen der Geometrie (z.B. Kusche und Schrama 2005) und des Rotationsverhaltens der Erde (z.B. Chen 2005) oder die Erforschung der Erdatmosphäre genannt (z.B. Bevis u.a. 1992; Wild 1994).

Aus Gründen der Kosten und des logistischen Aufwands ist es bei der Erforschung geodynamischer Sachverhalte nicht in jedem Falle sinnvoll, permanent beobachtende GPS-Stationen zu installieren. Insbesondere für Untersuchungen langfristig linear verlaufender Prozesse wie der Plattenkinematik oder glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen ist die nicht permanente Beobachtung in Messkampagnen sinnvoll. Dies gilt in besonderer Weise für die Polargebiete, in denen Permanentbeobachtungen häufig nur mit großem logistischem Aufwand umzusetzen sind. Für die Vergleichbarkeit und die geodynamische Interpretation der Ergebnisse derartiger Messkampagnen ist die konsistente Darstellung der beobachteten Größen in einem übergeordneten Referenzsystem zwingend geboten. Um dies zu erreichen, müssen die globale Realisierung und regionale Kampagnenmessungen in geeigneter Weise miteinander verknüpft werden.

Die vorliegende Arbeit nutzt die Lösungen einer homogenen Reprozessierung eines globalen GPS-Netzes der Jahre 1994-2007, um daraus eine ausschließlich aus GPS-Beobachtungen resultierende Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems (ITRS) abzuleiten. In der Prozessierung der Beobachtungen kommen aktuelle Entwicklungen der GPS-Datenanalyse, wie eine verbesserte Modellierung der atmosphärischen Einflüsse auf das Be-

obachtungssignal oder die Berücksichtigung verschiedener Charakteristika der Sende- und Empfangsantennen der Signale zur Anwendung. Die homogenen und konsistenten Lösungen bilden eine hervorragende Grundlage für eine Realisierung des ITRS. Unter Ausnutzung der dynamischen Eigenschaften der Satelliten wird das ITRS ausschließlich aus GPS-Beobachtungen realisiert, wobei der Ursprung des Systems, wie für derartige Realisierungen üblich, im Massezentrum des Gesamtsystems Erde liegt. Dabei werden großräumige residuale Deformationsmuster der Erdoberfläche in der Auswertung ebenso berücksichtigt wie Sprünge in den Koordinatenzeitreihen, die ihre Ursache einerseits in tektonischen Ereignissen (Erdbeben), andererseits in Änderungen der Stationshardware haben können.

Aus GPS-Beobachtungen des Zeitraumes von 1995 bis 2007 in der Antarktis werden Stationspositionen und lineare Stationsbewegungen in einer regionalen Netzlösung berechnet. In der Datenanalyse werden ebenso wie für die globale Lösung aktuelle wissenschaftliche Entwicklungen berücksichtigt. Im Anschluss werden Wege aufgezeigt, die regionale Lösung in geeigneter Weise mit der globalen Lösung zu verknüpfen. Der berechnete Satz Stationskoordinaten und ihre linearen Änderungen werden schließlich genutzt, um die Bewegung sowie die tektonische Stabilität der Antarktischen Kontinentalplatte im Konzept der Globaltektonik zu bestimmen. Außerdem soll untersucht werden, welche Aussagen aus den erhaltenen Stationsgeschwindigkeiten zu glazialisostatischen Ausgleichsbewegungen in der Antarktis getroffen werden können. Im Vergleich mit Modellen des glazialisostatischen Ausgleichs soll eine Bewertung der Güte derartiger Modelle vorgenommen werden.

In der Zusammenschau soll die vorliegende Arbeit insbesondere Antworten auf folgende Fragestellungen geben:

- *Welches Potenzial hat GPS für die Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems? Welche notwendigen Schritte ergeben sich daraus für die verbesserte Realisierung des ITRS hinsichtlich*
  - *der Parametrisierung von GPS-Lösungen?*
  - *der Kombination mit anderen Raumverfahren?*
- *Wie lässt sich das Internationale Terrestrische Referenzsystem bestmöglich in einem regionalen GPS-Netz realisieren? Welche optimalen Beobachtungsstrategien ergeben sich hinsichtlich der Realisierung des globalen Referenzsystems am Beispiel der Antarktis?*
- *Welches Potenzial haben Kampagnenbeobachtungen im Vergleich zu Permanentmessungen? Welche Schlussfolgerungen lassen sich daraus für Kampagnenbeobachtungen ziehen?*
- *Welche geodynamischen Erkenntnisse lassen sich aus 12 Jahren GPS-Beobachtungen in der Antarktis gewinnen?*

Im dieser Einleitung nachfolgenden zweiten Kapitel werden ausgehend vom Aufbau der Erde verschiedene geodynamische Sachverhalte behandelt. Nach einer Einführung in die Modellierung von Erdkrustendeformationen werden im Abschnitt 2.2 die linear verlaufenden Prozesse der Plattentektonik und des glazialisostatischen Ausgleichs qualitativ vorgestellt. Der Abschnitt 2.3 ist den nichtlinearen Deformationen der Erdkruste unter anderem aufgrund von Gezeiten und Variationen auflastinduzierender Massen gewidmet. Das dritte Kapitel legt die theoretischen Grundlagen zur Realisierung eines Referenzsystems. Nach einigen allgemeinen Bemerkungen zum Himmelsreferenzsystem und zum terrestrischen Referenzsystem liegt der Schwerpunkt des Kapitels auf der Realisierung des terrestrischen Referenzsystems

---

mit Hilfe geodätischer Raumverfahren. Das vierte Kapitel behandelt in knapper Form die wesentlichen Aspekte des Globalen Positionierungsystems für die geodätische Koordinatenbestimmung. Die Analyse eines globalen GPS-Netzes und die daraus abgeleitete Realisierung des ITRS mit dem Ursprung im Massezentrum der Erde sind Gegenstand des fünften Kapitels. Umfangreiche Analysen zur Eigenkonsistenz der erhaltenen Referenzsystemrealisierung und der Vergleich mit weiteren Lösungen bilden den Kern dieses Kapitels mit dem Ziel, belastbare Abschätzungen des erreichten Genauigkeitsniveaus zu erhalten. Das sechste Kapitel behandelt die Analyse eines regionalen GPS-Netzes am Beispiel der Antarktis. Im Anschluss werden verschiedene Wege der Realisierung des globalen terrestrischen Referenzsystems vorgestellt und bewertet. Im siebenten Kapitel wird die Lösung des antarktischen Netzes genutzt, um geodynamische Parameter abzuleiten. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Bestimmung der Bewegung der Antarktischen Kontinentalplatte im Konzept der Globaltektonik sowie auf Untersuchungen zur Stabilität der Antarktischen Platte selbst. Das abgeleitete vertikale Bewegungsfeld der Antarktis wird hinsichtlich glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen interpretiert. Aus dem Vergleich der Vertikalraten mit einem Modell des glazialisostatischen Ausgleichs in der Antarktis werden Aussagen hinsichtlich der Güte des Modells getroffen. Das letzte Kapitel fasst die Erkenntnisse und Schlussfolgerungen der Arbeit zusammen und gibt einen Ausblick auf zukünftige Entwicklungsmöglichkeiten.

## 2 Geodynamische Grundlagen

### 2.1 Modellierung von Erdkrustendeformationen

#### 2.1.1 Aufbau der Erde

Ein generelles Modell geht von einem Schichtaufbau des Erdkörpers aus, wobei die wesentlichen Parameter (wie Dichte und Temperatur) radial variieren (Abbildung 2.1). Die äußere Hülle der Erde, die Lithosphäre (griechisch „*lithos*“ - der Stein), ist eine abgekühlte und somit mechanisch stabile Schale. Sie umfasst die Erdkruste mit einer Dicke von 5-10 km unter Ozeanen und 30-60 km im Bereich der Kontinente und den obersten Teil des Erdmantels, den lithosphärischen Mantel. Der Übergang von der Erdkruste zum Erdmantel, die Mohorovičić-Diskontinuität, ist durch einen Dichtesprung gekennzeichnet. Die untere Grenze der Lithosphäre ist durch eine Isotherme, typischerweise mit einer Temperatur von etwa 1600 K, definiert. Die Dicke der Lithosphäre ist ortsabhängig und beträgt im Bereich der Kontinente bis zu 200 km. Unter den Ozeanen ist die Lithosphäre dünner und erreicht Dicken von bis zu 100 km. Unterhalb der Lithosphäre schließt sich die Asthenosphäre (griechisch „*a sthenos*“ - ohne Festigkeit) an (Turcotte und Schubert 2002).

In der Theorie der Plattentektonik werden die dünnen Lithosphärenplatten der Erdkruste als starr und auf dem darunter liegenden Mantel schwimmend angenommen. Wird die Lithosphäre mit einer Auflast belastet, reagiert sie in geologischen Zeiträumen viskoelastisch,

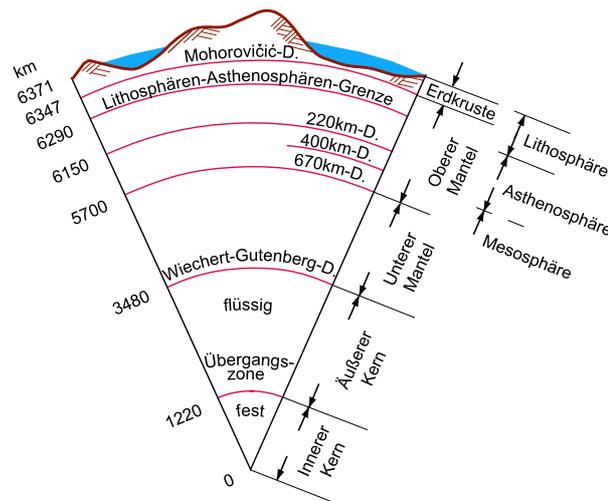


Abbildung 2.1: Vertikaler Aufbau der Erde (nach Dziewonski und Anderson 1981)

wobei ihrer oberen Schicht elastische und ihrer unteren Schicht viskose Eigenschaften zugeschrieben werden. Die Dicke der elastischen Lithosphärenschicht wird dabei häufig als elastische Lithosphärendicke bezeichnet (Turcotte und Schubert 2002). Die Geschwindigkeit einer viskoelastischen Verformung nach einer Auflaständerung ist von den elastischen Eigenschaften der Lithosphäre und den viskosen Eigenschaften des darunter liegenden Mantels abhängig. Die Kenntnis einer Auflaständerung und des zeitlichen Verhaltens der daraus resultierenden Ausgleichsbewegung lassen unter der Annahme der elastischen Eigenschaften der Lithosphäre Rückschlüsse auf die Viskosität des Mantels zu. Dabei liegen typische Viskositätsparameter des Mantels bei  $10^{19}$ - $10^{21}$  Pa s.

### 2.1.2 Elastische Deformation

Auflasten der Oberflächenmassen der Hydrosphäre, Atmosphäre und Kryosphäre wirken als Flächenkraft auf die Erdoberfläche. Dabei erzeugen sie ein Gravitationspotenzial, das auch als Auflastpotenzial bezeichnet wird. Aus diesem Potenzial lassen sich alle beobachtbaren Effekte ableiten. Nach der Theorie von A.E.H. Love aus dem Jahre 1909 lässt sich die Reaktion der Erde auf solch ein Potenzial durch dimensionslose Konstanten, die Loveschen Zahlen, beschreiben. Dabei muss zwischen Loveschen Zahlen für Volumenkräfte, z.B. Gezeitenkräfte, und Loveschen Zahlen für Flächenkräfte unterschieden werden, da für beide Fälle unterschiedliche Randbedingungen gelten (Lambeck u.a. 1998). Die numerischen Größen der Loveschen Zahlen sind von der Wahl des Erdmodells abhängig (Farrell 1972).

Die Auflasteffekte können mit verschiedenen Ansätzen modelliert werden:

- (1.) Entwicklung von Oberflächenauflast und erzeugtem Effekt in Kugelflächenfunktionen
- (2.) Formulierung mit Greenschen Funktionen und Oberflächenintegralen

Zur analytischen Beschreibung sich global umverteiler Oberflächenauflasten in Kugelflächenfunktionen sei die Erde in eine feste Erde vom Radius  $R_E$  und eine dünne Schicht der Flächendichte  $\sigma(\varphi, \lambda)$  an der Position der Breite  $\varphi$  und der Länge  $\lambda$  mit der Schichtdicke  $r \ll R_E$  unterteilt. In dieser dünnen Schicht können sich die Massen frei verteilen. Die gesamte umverteilte Auflast lässt sich dann mit (Lambeck 1988; Blewitt 2003)

$$\sigma(\varphi, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi}^{\{C,S\}} \sigma_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\varphi, \lambda) \quad (2.1)$$

in Kugelflächenfunktionen entwickeln. Unter Nutzung der Legendreschen Funktionen  $P_{nm}(\sin \varphi)$  lassen sich die sphärisch-harmonischen Basisfunktionen als

$$Y_{nm}^C(\varphi, \lambda) = P_{nm}(\sin \varphi) \cos m\lambda \quad \text{und} \quad Y_{nm}^S(\varphi, \lambda) = P_{nm}(\sin \varphi) \sin m\lambda \quad (2.2)$$

schreiben. Das inkrementelle Gravitationspotenzial  $V$  dieser Massenumverteilung lässt sich mit der Erdmasse  $M_E$  und der Erdbeschleunigung  $g$  schreiben (Lambeck 1988; Blewitt 2003):

$$V(\varphi, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} V_n = \frac{4\pi R_E^3 g}{M_E} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi}^{\{C,S\}} \frac{\sigma_{nm}^{\Phi} Y_{nm}^{\Phi}(\varphi, \lambda)}{2n-1} \quad (2.3)$$

Die aus einer Auflast des Gravitationspotenzials  $V_n$  resultierende Deformation ergibt sich mit Hilfe der Loveschen Zahlen für eine Auflast  $l'_n$  und  $h'_n$  vom Grad  $n$  in topozentrischen Komponenten zu (Farrell 1972):

$$\begin{aligned}\Delta s_n(\varphi, \lambda) &= \frac{1}{g} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial}{\partial \varphi} V_n(\varphi, \lambda) \\ \Delta s_o(\varphi, \lambda) &= \frac{1}{g} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{1}{\cos \varphi} V_n(\varphi, \lambda) \\ \Delta s_h(\varphi, \lambda) &= \frac{1}{g} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n V_n(\varphi, \lambda)\end{aligned}\quad (2.4)$$

Auflasten vom Grad  $n = 0$  wirken einheitlich auf die gesamte Erde und führen zu einer radialen jedoch nicht zu einer lateralen Deformation (Farrell 1972). Unter der Annahme der Erhaltung der auflasterzeugenden Massen verschwindet der Anteil vom Grad Null. Durch Einsetzen der Gleichung 2.3 in Gleichung 2.4 erhält man schließlich:

$$\begin{aligned}\Delta s_n(\varphi, \lambda) &= \frac{4\pi R_E^3}{M_E} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi}^{\{C,S\}} l'_n \frac{\sigma_{nm}^{\Phi}}{2n+1} \frac{\partial}{\partial \varphi} Y_{nm}^{\Phi}(\varphi, \lambda) \\ \Delta s_e(\varphi, \lambda) &= \frac{4\pi R_E^3}{M_E} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi}^{\{C,S\}} l'_n \frac{\sigma_{nm}^{\Phi}}{2n+1} \frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{Y_{nm}^{\Phi}(\varphi, \lambda)}{\cos \varphi} \\ \Delta s_h(\varphi, \lambda) &= \frac{4\pi R_E^3}{M_E} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \sum_{\Phi}^{\{C,S\}} h'_n \frac{\sigma_{nm}^{\Phi}}{2n+1} Y_{nm}^{\Phi}(\varphi, \lambda)\end{aligned}\quad (2.5)$$

Da die Loveschen Zahlen auch für große Grade  $n$  nicht gegen Null konvergieren, muss diese Entwicklung bis zu sehr hohen Graden getrieben werden. (So wurden zum Beispiel in Farrell 1972 die Auflast-Love-Zahlen bis zum Grad 10000 berechnet.) Für globale Betrachtungen ist man jedoch häufig nur an den langwelligigen Anteilen interessiert und findet mit Beschränkung auf die niederen Grade in den Kugelflächenfunktionen eine geeignete Darstellung. Zudem liegen globale Datensätze häufig nur mit einer reduzierten räumlichen Auflösung vor, so dass in der Kugelflächenfunktionsentwicklung dieser Daten die hohen Grade verschwinden.

Für die Modellierung einer Auflast in regionalen Skalen werden meist nur regionale Datensätze mit dann aber höherer räumlicher Auflösung analysiert. Für derartige Datensätze ist die Darstellung in Kugelflächenfunktionen ungeeignet und es bietet sich eher die Modellierung der Auflast unter Verwendung Greenscher Funktionen an (Lambeck 1988): Ein Masselement  $dM$  in einem Punkt  $P'(\varphi', \lambda')$  mit dem Ortsvektor  $\mathbf{r}'$  auf der Erdoberfläche erzeugt im Punkt  $P(\varphi, \lambda)$  mit dem Ortsvektor  $\mathbf{r}$  auf derselben Oberfläche das Gravitationspotenzial

$$V = \frac{g|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|}{M_E} dM = \frac{gR_E}{M_E} dM \sum_{n=0}^{\infty} P_n(\cos \psi) \quad (2.6)$$

mit dem Kosinus des sphärischen Abstandes  $\psi$  zwischen  $P$  und  $P'$

$$\cos \psi = \sin \varphi \sin \varphi' + \cos \varphi \cos \varphi' \cos(\lambda' - \lambda). \quad (2.7)$$

$P_n(\cos \psi)$  beschreibt das Legendresche Polynom vom Grad  $n$ . Die Deformation im Punkt  $P$  aufgrund der Punktmasse in  $P'$  beträgt dann in lateraler und radialer Komponente:

$$\begin{aligned}\Delta s_l(\varphi, \lambda) &= \frac{R_E}{M_E} dM \sum_{n=1}^{\infty} l'_n \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \\ \Delta s_h(\varphi, \lambda) &= \frac{R_E}{M_E} dM \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi)\end{aligned}\quad (2.8)$$

Die laterale Deformation in  $P$  ist mit einem Azimut  $\alpha$  zu  $P'$  gerichtet. Mit Hilfe der Greenschen Funktionen für die laterale bzw. die vertikale Deformation

$$\mathfrak{G}_l = \frac{R_E}{M_E} \sum_{n=1}^{\infty} l'_n \frac{\partial}{\partial \psi} P_n(\cos \psi) \quad \text{bzw.} \quad \mathfrak{G}_h = \frac{R_E}{M_E} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi) \quad (2.9)$$

lässt sich die Deformation einer auflastinduzierenden Schicht der Höhe  $H(\varphi', \lambda')$  auf einer Fläche  $A$  und der Dichte  $\rho(\varphi', \lambda')$  mit

$$\begin{aligned}\Delta s_n(\varphi, \lambda) &= \int_A \cos \alpha \cdot \mathfrak{G}_l \cdot \rho(\varphi', \lambda') H(\varphi', \lambda') dA \\ \Delta s_o(\varphi, \lambda) &= \int_A \sin \alpha \cdot \mathfrak{G}_l \cdot \rho(\varphi', \lambda') H(\varphi', \lambda') dA \\ \Delta s_h(\varphi, \lambda) &= \int_A \mathfrak{G}_h \cdot \rho(\varphi', \lambda') H(\varphi', \lambda') dA\end{aligned}\quad (2.10)$$

ausdrücken. Die Greenschen Funktionen wirken dabei als Gewichtsfunktion in Abhängigkeit vom sphärischen Abstand der Auflast im Punkt  $P'$  vom Aufpunkt  $P$ .

### 2.1.3 Viskoelastische Deformation

Für verschiedene geowissenschaftliche Sachverhalte existieren in der Mechanik einfache Modelle. So lässt sich die viskoelastische Reaktion der Erde durch das Modell des Maxwell'schen Körpers beschreiben. Dieser besteht aus einem Hookeschen elastischen Element (einer Feder) und einem Newton'schen viskosen Element. Ein Maxwell'scher Körper reagiert auf eine Krafteinwirkung mit einer sofortigen elastischen Deformation der Feder und im Anschluss mit einer verzögert ablaufenden Reaktion des Newton'schen viskosen Elementes. Durch die spezifischen rheologischen Eigenschaften wird die Art und Weise der Reaktion gesteuert. Für realistischere Modelle können mehrere Maxwell'sche Körper mit unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften kombiniert werden (Lambeck 1988).

Die viskose Reaktion der Erde als Maxwell'scher Körper begründet im Gegensatz zur rein elastischen Deformation nach Abschnitt 2.1.2 eine Zeitabhängigkeit der Gesamtdeformation, die durch rheologische Parameter, wie der Festigkeit der Lithosphäre und der Viskosität des Mantels, bestimmt wird. Eine umfassende Diskussion der viskoelastischen Reaktion der Erde geben z.B. Peltier (1974), Mitrovica u.a. (1994) und James und Ivins (1998). Aus Beobachtungen der aktuellen Deformation lassen sich durch Inversion die rheologischen Parameter bestimmen bzw. die Plausibilität von Erdmodellen im Zusammenhang mit Modellen der Vereisungsgeschichte verifizieren (z.B. für Fennoskandien: Milne u.a. 2001; Bergstrand u.a. 2005

und für Antarktika: Ivins u.a. 2000; Kaufmann u.a. 2005). Dieses inverse Problem ist jedoch immer unterbestimmt und ohne zusätzliche Annahmen nicht lösbar.

## 2.2 Lineare Modellierung geophysikalisch induzierter Punktbewegungen

### 2.2.1 Plattenkinematik

Anlässlich einer Tagung der Geologischen Vereinigung in Frankfurt am Main äußerte Alfred Wegener im Jahre 1912 erstmals seine Gedanken zur Verschiebung starrer, auf Magma schwimmender Lithosphärenplatten (Wegener 1912). Diese präziserte er schließlich später in seinem Buch „Die Entstehung der Kontinente und Ozeane“ (Wegener 1929). Erst nach Wegeners Tod setzte sich sein Modell der Kontinentalverschiebung in der Wissenschaft durch und ist mit heutigen geodätischen Verfahren problemlos nachweisbar.

In der modernen Theorie der Plattentektonik lassen sich drei Typen von Plattenrändern unterscheiden (Fowler 1990):

- *Divergente Plattengrenzen*: Die Platten entfernen sich voneinander. An solchen Plattenrändern, wie sie an den Mittelozeanischen Rücken auftreten, entsteht neues Krustenmaterial.
- *Konvergente Plattengrenzen*: Die Platten bewegen sich aufeinander zu. Konvergente Bewegungen treten vor allem an Tiefseegräben und Inselbögen von Subduktionszonen auf, an denen Erdkruste in den Mantel abtaucht und umgewandelt oder aufgeschmolzen wird.
- *Konservative Plattengrenzen*: Die Platten bewegen sich lateral zueinander und es wird weder Erdkruste erzeugt noch vernichtet. Diese Plattengrenzen treten an Transformstörungen auf. Ein berühmtes Beispiel einer Transformstörung ist die San-Andreas-Verwerfung in Kalifornien.

Weiterhin lassen sich zwei Typen von Bewegungsmodellen der tektonischen Platten angeben:

- Modelle aus geophysikalischen Daten
- Modelle aus geodätischen Beobachtungen

Geophysikalische Modelle nutzen Daten wie Spreizungsraten, Azimute von Transformstörungen und Verschiebungsvektoren nach Erdbeben, um mittels Inversionsmethoden ein Modell der Plattenbewegung zu generieren. Die Bewegungsgeschwindigkeiten in derartigen Modellen werden z.B. aus Profilen magnetischer Streifenanomalien abgeleitet (Minster u.a. 1974; Minster und Jordan 1978). Das geophysikalische Plattenmodell NUVEL-1A berücksichtigt 14 als starr angenommene tektonische Platten (DeMets u.a. 1990; DeMets u.a. 1994). Für eines der in jüngerer Zeit veröffentlichten Plattenmodelle, das Modell PB2002, wurden weitere geophysikalische Daten analysiert und interpretiert. Es beschreibt insgesamt 52 tektonische Platten (Bird 2003). Die Bestimmung dieser Modelle erfolgt unter der Bedingung, dass entweder die Rotation der Lithosphäre bezüglich des darunter liegenden Mantels im globalen Mittel zu Null wird oder Hotspots als ortsunveränderlich angenommen werden. Geodätische Modelle nutzen Beobachtungen aus geodätischen Raumverfahren (z.B. Drewes 1982; Argus und Heflin 1995; Prawirodirdjo und Bock 2004; Kogan und Steblov 2008). Sie sind somit im

Gegensatz zu den geophysikalischen Modellen, deren genutzte Daten geologische Zeiträume abdecken, nur Momentaufnahmen des heutigen Plattenregimes.

Unter der Annahme der Starrheit von Lithosphärenplatten und ihrer Bewegung auf einer Kugeloberfläche wird für die Beschreibung ihrer Bewegung häufig das Theorem von Euler genutzt, nach dem die Verschiebung eines festen Körpers bezüglich eines festen Punktes einer Rotation  $\boldsymbol{\omega}$  um eine Achse durch diesen Punkt entspricht. Die Beobachtungsgleichung für die Bestimmung dieses Eulerpols aus  $n$  beobachteten horizontalen Stationsgeschwindigkeiten  $\mathbf{v}_i$  der Station  $i$  mit dem Ortsvektor  $\mathbf{r}_i$  ergibt sich zu:

$$\mathbf{v}_i = \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{r}_i \quad \text{mit} \quad \boldsymbol{\omega} = \begin{pmatrix} \omega_x \\ \omega_y \\ \omega_z \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

Für Stationsgeschwindigkeiten kleiner als 100 mm/a führt die sphärische Approximation der Erde zu einem Fehler von der Größenordnung eines Bruchteils eines Millimeters (Blewitt u.a. 1998). Um der Bedingung starrer Lithosphärenplatten zu genügen, dürfen Stationen in Deformationszonen nicht für die Bestimmung der Plattenrotationsvektoren herangezogen werden. Die Abgrenzung zwischen starren Plattenbereichen und Deformationszonen ist somit entscheidend. Im Modell PB2002 werden Zonen mit Gebirgsbildungsprozessen (Orogenese) und komplexen Deformationsvorgängen identifiziert und von der Betrachtung ausgeschlossen (Bird 2003). Kreemer u.a. (2003) führen 3000 aus geodätischen Beobachtungen bestimmte Stationsgeschwindigkeiten sowie geologische Informationen zusammen, um ein ganzheitliches Modell abzuleiten, das sowohl die Bewegung der starren Kontinentalplatten als auch das Bewegungsverhalten in den Deformationszonen beschreibt.

Ein weiteres Problem besteht darin, dass Eulervektoren, die aus datumsbehafteten Stationsgeschwindigkeiten geschätzt werden, ebenfalls datumsbehaftet sind. Das Problem der datumsbehafteten Eulervektoren kann durch die Angabe relativer Eulervektoren zweier tektonischer Platten  $i, j$  überwunden werden:

$$\boldsymbol{\omega}_{ij} = \boldsymbol{\omega}_j - \boldsymbol{\omega}_i \quad (2.12)$$

Um die Datumsunabhängigkeit zu garantieren, müssen sich die Beobachtungen als Funktion der unbekanntten Elemente relativer Eulervektoren schreiben lassen. Mit der Beobachtung der Änderung sphärischer Distanzen  $d_{ij}$  zweier Punkte  $i, j$  ergibt die Beobachtungsgleichung (Blewitt u.a. 1998):

$$\mathbf{d}_{ij} = \boldsymbol{\omega}_{ij} \frac{\mathbf{r}_i \times \mathbf{r}_j}{\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j} \quad (2.13)$$

Im Gegensatz ergibt die Beobachtung relativer Bewegungsraten  $\Delta \mathbf{v}_{ij}$  zwischen zwei Punkten (Blewitt u.a. 1998)

$$\Delta \mathbf{v}_{ij} = \mathbf{v}_j - \mathbf{v}_i = (\boldsymbol{\omega}_{ij} \times \mathbf{r}_i) + [\boldsymbol{\omega}_j \times (\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j)] \quad (2.14)$$

und ist wegen des Terms  $\boldsymbol{\omega}_j$  nicht datumsunabhängig. Ist die Länge der Basislinie  $\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j$  jedoch ausreichend klein, kann der zweite Term vernachlässigt werden.

### 2.2.2 Glazialisostatische Ausgleichsbewegungen

Das Konzept der Isostasie (griechisch „*isostasios*“ - im Gleichgewicht) wurde in der Mitte des 19. Jahrhunderts von Airy (1855) und Pratt (1855) eingeführt und hat das Gleichgewicht der Massen innerhalb der Erdkruste zum Gegenstand. Die Glazialisostasie beschreibt die zeitlich verzögerte Reaktion der Erdkruste auf Änderungen glazialer Auflasten. Dies ist nur dann zu verstehen, wenn dem oberen Mantel viskose Eigenschaften zugeschrieben werden (vgl. Abschnitt 2.1.3). Diese rheologischen Eigenschaften erlauben zudem, durch thermische Prozesse im Mantel hervorgerufene Konvektionszirkulationen als Antriebsmechanismen der globalen Plattentektonik zu verstehen (Abschnitt 2.2.1, Peltier 1998). Abbildung 2.2 zeigt den Verlauf des Auf- und Abbaus eines Eisschildes und die damit verbundenen Deformationen der Erdkruste. Ausgehend von einem isostatisch ausgeglichenen Ausgangszustand bildet sich das Eisschild und bewirkt durch seine Auflast eine sofortige elastische Reaktion der Erdkruste. Zeitlich verzögert fließt Mantelmaterial unterhalb der Auflast ab und bewirkt eine viskose Reaktion des oberen Erdmantels. Diese Reaktion ruft neben einer weiteren Absenkung der Erdkruste unterhalb der Eisauflast durch Zufluss des Mantelmaterials eine zeitgleiche Hebung der dem Eisschild benachbarten Regionen hervor. Nach dem Abbau der Eisauflast erfolgt wiederum eine sofortige elastische Reaktion der Erdkruste und mit Rückfluss des Mantelmaterials eine zeitlich verzögerte viskose Reaktion des oberen Erdmantels.

An dieser Stelle sollen zwei Verfahren zur Modellierung glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen kurz umrissen werden:

- (1.) Gekoppelte Modellierung von Glazialgeschichte und Auflastreaktion mit Hilfe der sogenannten „sea-level equation“
- (2.) Dynamische Modellierung von Eisschilden und Ableitung der isostatischen Reaktion

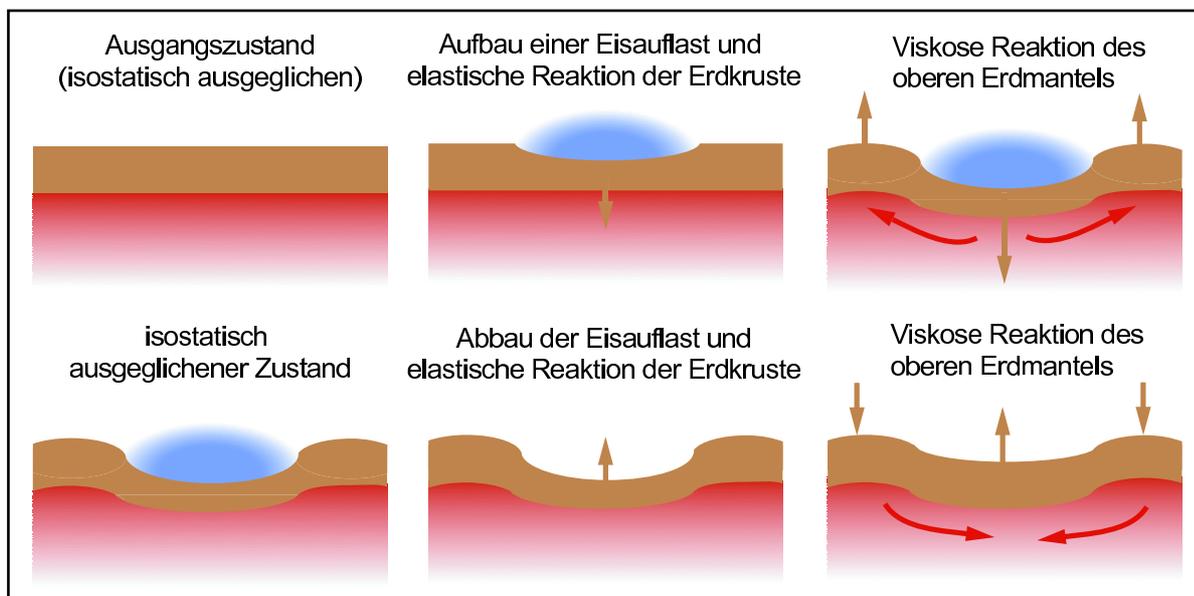


Abbildung 2.2: Prinzip der Glazialisostasie

**Gekoppelte Modellierung von Glazialgeschichte und Auflastreaktion mit Hilfe der sogenannten „sea-level equation“**

Die Massenumverteilung zwischen kontinentalen Eisschilden und dem Weltozean durch Vergletscherungs- bzw. Schmelzprozesse führt einerseits zu einer Deformation der Erdkruste und andererseits zu einer Änderung des globalen Schwerefeldes. Die Potenzialänderung beeinflusst die Umverteilung des Wassers im Weltozean, indem sich dieser nach einer neuen Äquipotenzialfläche einstellt, sowie natürlich die Land-Meer-Verteilung. Die Kopplung dieser Prozesse wird durch die sogenannte sea-level equation zum Ausdruck gebracht (Peltier 1998):

$$\delta S(\varphi, \lambda, t) = C(\varphi, \lambda, t) \{ \delta G(\varphi, \lambda, t) - \delta R(\varphi, \lambda, t) \} \quad (2.15)$$

mit

$\varphi, \lambda$	Position des Aufpunktes,
$t$	Zeitpunkt der Auswertung,
$\delta S$	Änderung des relativen Meeresspiegels,
$C$	Ozeanfunktion (liefert $C = 1$ für den Ozean und $C = 0$ für Land),
$\delta G$	Geoidänderung
$\delta R$	Änderung der vertikalen Deformation der festen Erde.

Die ausführliche Form der Gleichung 2.15 wird im Anhang B gegeben. Im geodätischen Verständnis entspricht die Differenz  $(\delta G - \delta R)$  einer Änderung der orthometrischen Höhen. Die Lösung der Gleichung 2.15 muss iterativ erfolgen, bewirkt doch eine Änderung des relativen Meeresspiegel  $\delta S$  auch eine Änderung der Land- Meerverteilung und damit eine veränderte Auflast.

Die Entwicklung des relativen Meeresspiegels im globalen Maßstab kann aus global verteilten zeitlichen Datierungen von Muscheln, Driftholz, Walknochen oder Korallen abgeleitet werden, die z.B. entlang von historischen Strandlinien abgelagert wurden. Weitere Informationen über historische Wasserstände können aus der Schichtenfolge von Sauerstoff-Isotopen in Tiefseesedimenten gewonnen werden. Änderungen des Rotationsverhaltens der Erde aufgrund von Massenverlagerung aus den Eisschilden in die Ozeane werden berücksichtigt (Peltier 1998). Das Problem der Lokalisierung der Eismassen, deren Abschmelzen zum Anstieg des relativen Meeresspiegels führte, ist unterbestimmt und verlangt zusätzliche Informationen. Die Kartierung und Datierung historischer Eisrandlagen erlaubt es, die Ausdehnung historischer Eisschilde zu modellieren. Besonders erfolgreich können diese Methoden in den heute weitgehend eisfreien Gebieten Fennoskandiens und Nordamerikas angewandt werden. Globale Modelle, die den erläuterten Ansatz realisieren, sind das Modell ICE-4G (Peltier 1998) und dessen Weiterentwicklung ICE-5G (Peltier 2004).

Während in den Modellen ICE-4G und ICE-5G eine Vielzahl von Datensätzen aus Kanada, Grönland und Nordeuropa berücksichtigt werden, ist die Datenabdeckung in der Antarktis sehr gering. Die Modelle zeigen aus diesem Grunde für diese Region Schwächen. Zusätzliche Informationen über die Entwicklung des antarktischen Eisschildes in der Vergangenheit können aber z.B. aus Datierungen heute eisfreier Gebiete, die den Zeitpunkt des Verschwindens

der Eisdecke über den beprobten Punkten liefern (z.B. Stone u.a. 2003), oder aus der Untersuchung mariner Sedimentkerne, die Rückschlüsse auf die Lage der Aufsetzlinie während des glazialen Maximums erlauben (z.B. Anderson u.a. 2002), gewonnen werden. Schwerebeobachtungen, z.B. von GRACE (Tapley u.a. 2004), geben Hinweise auf noch heute isostatisch unausgeglichene Regionen. Ein mit Hilfe zusätzlicher Informationen verbessertes Modell des glazialisostatischen Ausgleichs für die Antarktis stellten Ivins und James (2005) mit dem Modell IJ05 vor.

Im Ergebnis der Modellierung liegt, je nach Modellierungsansatz, ein globales Modell, etwa dargestellt in Kugelfunktionen, oder ein regionales Modell vor. Beispiele für regionale Modelle sind die Arbeiten von Lambeck u.a. (1998) für Fennoskandien, Ivins und James (1999) für Patagonien, Ivins u.a. (2000) und Ivins u.a. (2002) für die Antarktische Halbinsel oder Larsen u.a. (2004) für Alaska.

Geodätische Beobachtungen rezenter Erdkrustendeformationen oder von Änderungen des Geoides liefern einen entscheidenden Beitrag zur Validierung derartiger Modelle bzw. können als Zwangsparameter die Modelle stützen. Ein Beispiel hierfür ist die Anpassung des Modells ICE-5G in Westgrönland aufgrund einer mit GPS bestimmten rezenter Erdkrustendeformation (Wahr u.a. 2001; Tarasov und Peltier 2002). Allerdings zeigt sich hier auch ein Problem der Modellierung, wenn die Anpassung lediglich anhand von einzelnen Punktinformationen erfolgt. In noch heute eisbedeckten Gebieten wie der Antarktis und Grönland, enthalten Krustendeformationen neben dem erläuterten viskosen, zusätzlich einen elastischen Effekt, der aus den rezenter Änderungen der Eisauflasten resultiert (vgl. Abschnitt 2.1.2). Eine Trennung der beiden Effekte nur aus GPS-Beobachtungen ist nicht ohne weiteres möglich und erfordert zusätzliche Messungen z.B. der Schwereänderung.

### **Dynamische Modellierung von Eisschilden**

Kern der dreidimensionalen dynamischen Modellierung von Eisschilden ist die Simulation thermomechanischen Fließens des aufliegenden Eises durch die Nachbildung der auf den Eisschild einwirkenden geophysikalischen Prozesse (Huybrechts u.a. 2002). Derartige Modelle bestehen aus mehreren Hauptkomponenten, einem glaziologischen Modell, einem Isostasie-Modell, einem Klima- und Ozeanmodell und einem Massenbilanzmodell, die die Wechselwirkung zwischen Eis, Ozean und Atmosphäre beschreiben (Huybrechts und De Wolde 1999). Zur Modellierung einer realistischen Interaktion zwischen Eisschild und Ozean müssen Modelle der Antarktis zusätzlich ein Schelfeismodell enthalten. Für eine spezifische Eismasse, z.B. den grönländischen oder den antarktischen Eisschild, werden die vollständig gekoppelten thermomechanischen Gleichungen auf einem hochaufgelösten dreidimensionalen Gitter gelöst und die Entwicklung des Eisschildes aus den Antriebsmechanismen über einen oder mehrere Glazialzyklen modelliert. Für realistische Ergebnisse ist ein Einlaufen des Modells über wenigstens einen vollständigen Glazialzyklus notwendig (Huybrechts u.a. 2002).

Die Extrapolation derartiger Modelle in die Zukunft erlaubt es, die Entwicklung des Eisschildes für einen angenommenen Klimaverlauf zu prognostizieren. Somit kann die Entwicklung dieser Modelle helfen, die Folgen aktueller Klimaveränderungen abzuschätzen (Huybrechts und De Wolde 1999).

### 2.2.3 Weitere Ursachen linearer Punktbewegungen

Säkulare Änderungen der Auflasten können zu linearen Deformationen der Erdkruste führen. Neben den säkularen Änderungen der Eisauflasten sind auch Änderungen der Auflasten der Hydrologie und von Sedimenten denkbar. Van Dam u.a. (2001) bestimmten einen linearen Trend aus 3 Jahren modellierter Auflasten der kontinentalen Hydrologie. Ursache für diese Trends sind langperiodische Anteile in der Variabilität der kontinentalen Wassermassen. Obwohl diese linearen Trends meistens kleiner als 0,5 mm/Jahr sind, können sie in einigen Regionen der Erde, vor allem in Südamerika, im südlichen Afrika und auf Kamtschatka, Werte von mehr als 1 mm/Jahr annehmen. Mit zunehmender Beobachtungsdauer sinkt der Betrag dieser Trends und erreicht noch maximal 0,3 mm/Jahr nach einer Beobachtungsdauer von 20 Jahren (van Dam u.a. 2001). Ivins u.a. (2007) zeigen, dass postglaziale Sedimentauflasten im Golf von Mexiko und im Mississippi zu einer Senkung der Erdkruste im südlichen Louisiana von bis zu 8 mm/Jahr führen können.

Weitere Ursachen für lineare Krustendeformationen sind anthropogenen Ursprungs. Vertikale Krustendeformationen werden häufig durch Abfluss von Grundwasser hervorgerufen. So begründen Márquez-Azúa und DeMets (2003) die Absenkung der Station IGS-Station INEG (Aguascalientes) in Nordmexiko von bis zu 10 cm/Jahr mit der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung und dem damit verbundenen Grundwasserentzug. Weitere Effekte, wie z.B. Setzungserscheinungen durch Bergbau, dürften nur sehr lokal auftreten.

## 2.3 Nichtlineare Punktbewegungen

Stationspositionen unterliegen einer Vielzahl von Einflüssen, die sowohl natürlichen als auch anthropogenen Ursprungs sein können. Die meisten dieser Einflüsse verursachen nichtlineare Bewegungen der Stationen und sind im Sinne dieser Arbeit als residuale Bewegungen aufzufassen. Ohne einen Anspruch auf Vollständigkeit gibt Tabelle 2.1 eine Übersicht der Größenordnungen einiger dieser Effekte.

### 2.3.1 Gezeitendeformation der festen Erde

Die elastische Reaktion des festen Erdkörpers auf die differentiellen gravitativen Anziehungskräfte von Sonne und Mond wird als Gezeiten der festen Erde bezeichnet. Die Loveschen Zahlen  $h$  und  $k$  sowie die Shidasche Zahl  $l$  für Volumenkräfte beschreiben die elastische Reaktion der festen Erde auf das gezeitenerzeugende Potenzial. Die Zahlenwerte der Loveschen Zahlen weisen dabei eine Abhängigkeit von der Stationsbreite und der Frequenz der betrachteten Gezeitenwelle auf (Wahr 1981). Die Abbildung 2.3 zeigt die Korrektionsgrößen wegen Festerdegezeiten gemäß den Vereinbarungen des Internationalen Erdrotations- und Referenzsystemdienstes (IERS) für die Station Wettzell im Juli 2006 (McCarthy und Petit 2004).

Der zeitliche Mittelwert der Festerdegezeiten, berechnet über jeweils eine volle Periode des Mond- bzw. des (scheinbaren) Sonnenumlaufs, verschwindet nicht. Die radiale Komponente dieses zeitlich konstanten Anteils beträgt an den Polen etwa -12 cm und am Äquator etwa +6 cm. Die 18. Generalversammlung der IAG im Jahre 1983 empfiehlt in ihrer Resolution

**Tabelle 2.1:** Größenordnung einiger nichtlinearer geophysikalischer Deformationen

Deformationserzeugender Effekt	Deformation		
	horizontal	vertikal	
Erdbeben	mehrere dm	dm. . . m	
Gezeiten der festen Erde	1. . . 2 dm	4. . . 5 dm	(Vaníček und Krakiwsky 1986)
Polgezeiten	7 mm	25 mm	(McCarthy und Petit 2004)
Ozeangezeitenauflasten	1 cm	mehrere cm	(Melchior 1983)
Gezeitenunabhängige Meeresspiegelschwankungen	10 mm	3 cm	(z.B. Munekane und Matsuzaka 2004)
Kontinentale Oberflächenhydrologie	5 mm	3 cm	(van Dam u.a. 2002)
Variationen des Grundwassers		lokal auch >7 cm	(z.B. Bevis u.a. 2005)
Atmosphärische Auflasten	3 mm	bis einige cm	(z.B. Lanari u.a. 2004)
Nichtlineare Variationen von Eisauflasten	wenige mm	einige mm	(van Dam u.a. 2002)

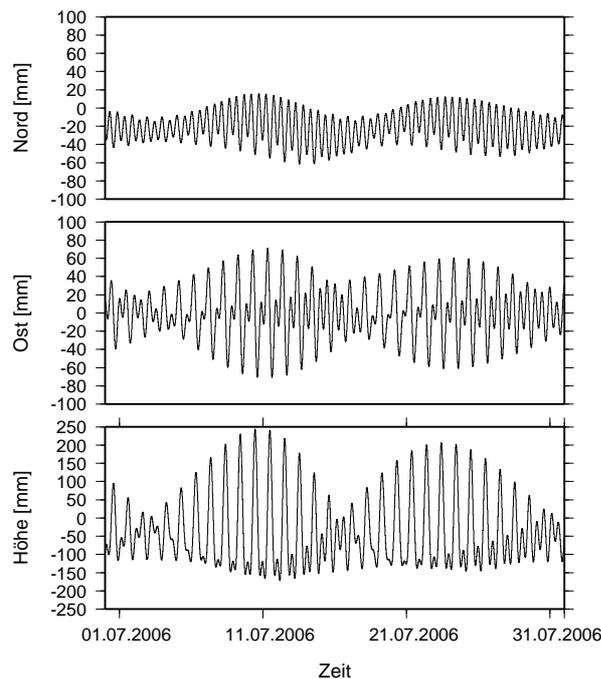
16, die Stationskoordinaten nicht um den Betrag der Permanentdeformation zu korrigieren und demzufolge im System „mean-tide“ anzugeben. In der praktischen Auswertung geodätischer Raumverfahren wird die permanente Deformation im Zuge der Gezeitenkorrektur der festen Erde jedoch meist berücksichtigt. Die erhaltenen Stationskoordinaten aus diesen Analysen, wie auch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit, werden somit als „konventionell gezeitenfrei“ (conventional tide-free) bezeichnet.

Die Abweichung des wahren Rotationspols der Erde vom mittleren Pol und die Variation der Rotationsgeschwindigkeit erzeugt eine Änderung des Zentrifugalpotenzials und bewirkt damit eine Deformation der Erdkruste (Polgezeiten). Unter der Annahme, dass die Abweichung des wahren vom mittleren Pol nicht mehr als 0,8 Bogensekunden beträgt, kann die maximale Deformation der Erdkruste mit etwa 25 mm in radialer und mit etwa 7 mm in horizontaler Richtung angegeben werden. Der Effekt durch die Variation der Rotationsgeschwindigkeit ist kleiner als 1 mm (McCarthy und Petit 2004).

### 2.3.2 Auflastinduzierte Punktbewegungen infolge von Massenumverteilungen

#### Ozean

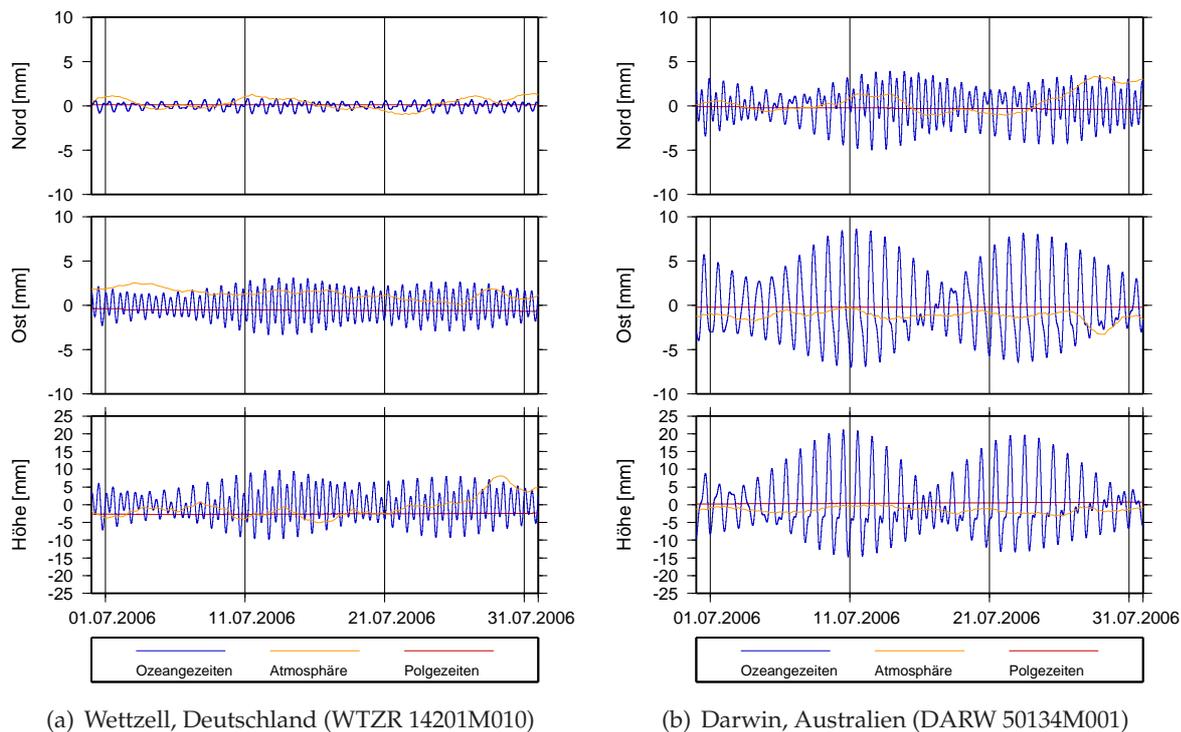
Die Hauptursache für Massenumverteilungen im Ozean sind die durch gravitative Anziehungskräfte hervorgerufenen Ozeangezeiten. Ozeangezeitenmodelle erfuhren in den 90er Jahren mit Hilfe der Beobachtungen des Altimetersatelliten TOPEX/Poseidon eine deutliche Qualitätssteigerung. Auflastdeformationen infolge von Ozeangezeiten können direkt mit geodätischen Raumverfahren wie GPS oder VLBI (Dach und Dietrich 2001; Allinson u.a.



**Abbildung 2.3:** Erdkrustendeformationen infolge Gezeiten der festen Erde an der Station Wettzell, Deutschland (WTZR 14201M010) im Juli 2006. Entsprechend den Konventionen des IERS wurden die Gezeiten von Grad 1-3 berücksichtigt (McCarthy und Petit 2004). Die Permanentdeformation ist in den Korrekturtermen enthalten. Werden die Korrekturen in der GPS-Datenauswertung in dieser Weise berücksichtigt, dann sind die erhaltenen Stationskoordinaten konventionell gezeitenfrei.

2004; King u.a. 2005; Thomas u.a. 2007) oder Gezeitengravimetrie (Scheinert u.a. 1998; Baker und Bos 2003; King u.a. 2005; Scheinert u.a. 2008) bestimmt bzw. validiert werden. Abbildung 2.4 zeigt die durch Ozeangezeiten bedingten Auflastdeformationen für die deutsche Station Wettzell und die australische Station Darwin im Juli 2006. In Regionen, in denen die Ozeangezeiten gut bekannt sind, stimmen Modell und Validierungsmessungen mit GPS im Submillimeterbereich überein.

Auflastdeformationen infolge von Ozeangezeiten können mit Hilfe von Ozeangezeitenmodellen berechnet und als Korrektur an GPS-Beobachtungen angebracht werden (z.B. Bos und Scherneck 2007). Dabei zeigen besonders die Polargebiete die größten Defizite in diesen Modellen. Durch die Inklination von TOPEX/Poseidon von  $66^\circ$  liegen keine Altimeterbeobachtungen für die höheren nördlichen und südlichen Breiten vor. Weiterhin behindert Meereisbedeckung die Beobachtung weiter Teile des südlichen Ozeans im Südwinter. Zudem existieren im südlichen Ozean kaum Daten von Bodendruckensensoren (Padman u.a. 2002). Ein weiterer Grund für die niedrigeren Modellgenauigkeiten in der Antarktis sind die ungenügende Kenntnis der Bathymetrie, insbesondere unter den großen Schelfeisen, sowie die zum Teil nur ungenau bekannte Küstenlinie (Fricker und Padman 2002; Gray u.a. 2002). King u.a. (2005) haben einige Ozeangezeitenmodelle mit GPS-Beobachtungen an der Küste und Gezeitengravimetrie im Inneren der Antarktis validiert. In Gebieten mit gut bekannten Ozeangezeiten stimmen Modell und Beobachtungen hinsichtlich der Auflastdeformation im Submil-



**Abbildung 2.4:** Erdkrustendeformationen infolge von Ozeangezeitenauflasten (Modell FES2004, Lyard u.a. 2006, berechnet durch Bos und Scherneck 2007) und atmosphärischer Auflasten (Petrov und Boy 2004) im Juli 2006. Zusätzlich ist die Deformation der Erdkruste aufgrund der Polgezeiten dargestellt.

limeterbereich für alle drei Koordinatenkomponenten überein. Zum Teil noch ungenügend bestimmt sind die Auflastdeformationen infolge von Ozeangezeiten in den Bereichen des Filchner-Ronne-Schelfeises (Partialtiden M2 und S2) und des Ross-Schelfeises (Partialtiden K1 und O1). So erreichen die Differenzen zwischen den Modellen GOT00.2 (Ray 1999b) und FES99 (Lefèvre u.a. 2002) 3-5 mm für M2 und 2-3 mm für S2 (King u.a. 2005).

In GPS-Zeitreihen können Aliasing-Effekte von Ozeangezeitenauflasten auftreten. Penna und Stewart (2003) zeigen bei einer simulierten Amplitude der Stationshöhe von 10 mm Aliasing-Effekte für die einzelnen Partialtiden mit Amplituden von bis zu 2 mm und mit Periodenlängen von einem halben, einem oder mehreren Jahren.

Durch die Korrelation der Stationspositionen mit der Troposphäre (vgl. Abschnitt 4.4) können sich Fehler in den Korrekturen der Ozeangezeitenauflasten auch auf die Schätzwerte der troposphärischen Laufzeitverzögerung auswirken (Dach und Dietrich 2000).

Die horizontalen Deformationen aufgrund der Ozeangezeitenauflasten beeinflussen die Bestimmung globaler Parameter mit geodätischen Raumverfahren. So schätzen Scherneck und Haas (1999) den Einfluss auf die Erdrotationsparameter aus VLBI-Messungen mit bis zu 40  $\mu\text{s}$  für die Koordinaten des Rotationspols und mit bis zu 3  $\mu\text{s}$  für die Weltzeit *UT1*.

Neben den Ozeangezeiten können auch gezeitenunabhängige Schwankungen des Meeresspiegels zu auflastbedingten Krustendeformationen führen. Munekane und Matsuzaka (2004)

finden Hinweise auf Auflasteffekte gezeitenunabhängiger Meeresspiegelschwankungen in GPS-Zeitreihen pazifischer Inselstationen. Fratepietro u.a. (2006) berechneten für ein Sturmerignis mit über 2 m erhöhtem Wasserstand in der südlichen Nordsee die Krustendeformation an den Küsten. Sie erhielten Deformationen von bis zu -3 cm in vertikaler und bis zu 1 cm in horizontaler Richtung.

### **Kontinentale Hydrologie**

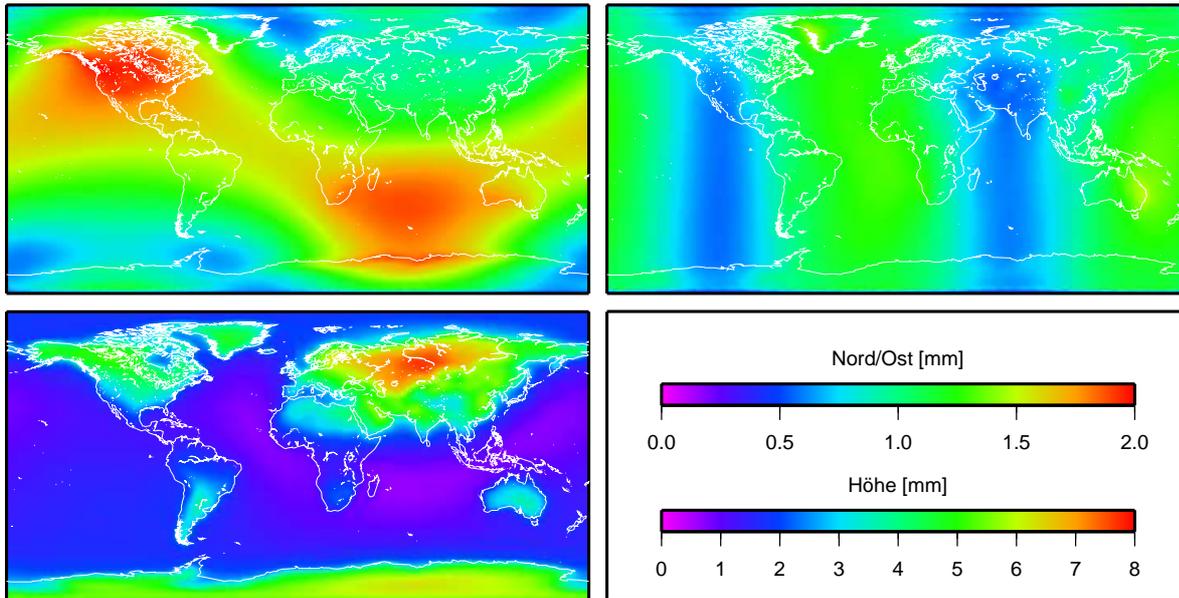
Massenänderungen der kontinentalen Hydrologie umfassen Veränderungen des Oberflächenwassers in Flüssen und Seen, Schneeauflagen und Veränderungen des Grundwassers. Diese Variationen verfügen häufig über einen saisonalen Verlauf. Bevis u.a. (2005) untersuchten die Krustendeformation der IGS-Station Manaus in Abhängigkeit vom Füllstand des Amazonas. Die beobachteten vertikalen Deformationen betragen bis zu 7,5 cm und können nahezu vollständig als elastische Reaktion der Erdkruste interpretiert werden. Van Dam u.a. (2001) berechneten Erdkrustendeformationen aus Modellen der kontinentalen Hydrologie und berücksichtigten dabei auch Grundwasser und Schneeauflagen. Sie erhalten für tropische Regionen Asiens, Afrikas und Südamerikas, an der Westküste Kanadas und im südlichen Alaska Deformationen bis zu 30 mm in der Vertikalen und bis zu 5 mm in der Horizontalen. In den übrigen Regionen der Erde treten Deformationen zwischen 9 und 15 mm auf.

Variable Grundwasserstände bewirken ebenfalls Punktbewegungen an der Erdoberfläche. Lanari u.a. (2004) haben mit Hilfe von SAR-Interferometrie und GPS Erdkrustenbewegungen für den Raum Los Angeles bestimmt. Für das saisonale Deformationssignal mit einer Amplitude von bis zu 4 cm besteht eine Korrelation mit hydrodynamischen Prozessen in diesem Gebiet, insbesondere mit Grundwasserabsenkung im Sommer und Grundwassererneuerung im Winter.

### **Atmosphäre**

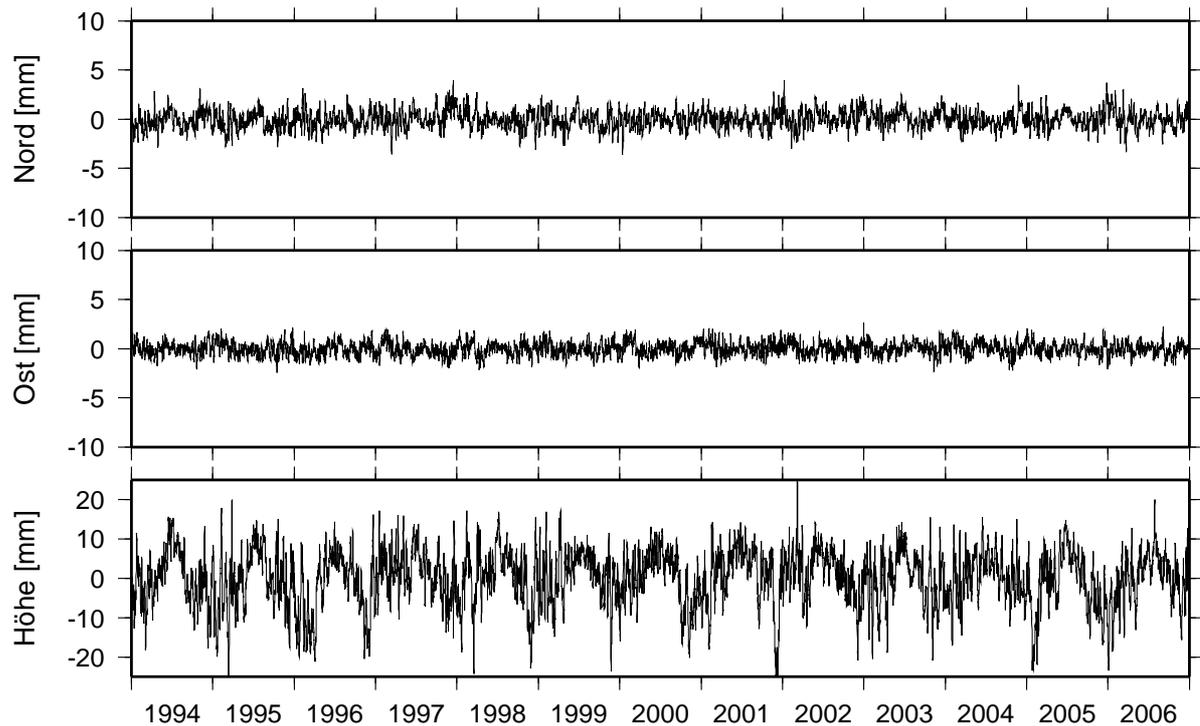
Massentransporte führen auch in der Atmosphäre zu wechselnden Massenverteilungen. Hauptursache für diese Massentransporte ist das globale Wettergeschehen. Die Auflastwirkung der Atmosphäre bewirkt nur über Land eine Deformation der Erdkruste. Über dem Ozean wird in der Regel angenommen, dass Auflastvariationen der Atmosphäre durch den Ozean vollständig kompensiert werden. Dieser Effekt wird auch als Effekt des inversen Barometers, kurz IB-Effekt, bezeichnet. Dies führt dazu, dass Inseln nahezu keine Deformationen aus atmosphärischen Auflasten erfahren und bei Küstenstationen nur etwa 50% des Effektes im Vergleich zu einer Inlandstation zu beobachten ist. Diese Approximation ist besonders für tiefe Meeresbereiche und für Periodenlängen von mehr als 10 Tagen akzeptabel.

Globale numerische Wettermodelle, wie die Modelle des amerikanischen National Centers for Environmental Prediction (NCEP) oder des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), liefern atmosphärische Parameter mit einer räumlichen Auflösung von  $2,5^\circ$  in Längen- und  $2-2,5^\circ$  in Breitenrichtung und einer zeitlichen Auflösung von 6 h. Die Luftdruckfelder der globalen Wettermodelle und eine Land-Ozean-Verteilung können genutzt werden, um unter Verwendung der Theorie von Farrell (1972) die hervorgerufenen



**Abbildung 2.5:** Erdkrustendeformationen infolge atmosphärischer Auflasten nach der Modellierung von Petrov und Boy (2004): Die Abbildung zeigt die Standardabweichungen der Deformationszeitreihen in den Komponenten Nord (oben links), Ost (oben rechts) und Höhe (unten links) für den Zeitraum 1994-2007. Der Effekt des inversen Barometers ist berücksichtigt. Die Modellierung erfolgte in einem Referenzrahmen mit dem Ursprung im Massezentrum des Gesamtsystems Erde (CM-Rahmen, vgl. Abschnitt 3.4). Die gezeigten Deformationen in den Lagekomponenten werden dabei von den Grad-1-Termen der Auflast dominiert.

Erdkrustendeformationen zu modellieren. Abbildung 2.5 zeigt die Standardabweichungen der Deformationszeitreihen eines globalen Gitters aus der Modellierung von Petrov und Boy (2004). Die Deformationen wurden unter Nutzung der Greenschen Funktionen aus den Luftdruckinformationen der NCEP-Reprozessierung berechnet. Die größten Beträge sowie die größten Variationen auflastinduzierter Erdkrustendeformationen wegen Luftdruckvariationen treten im nördlichen Eurasien bei etwa 50-70 Grad nördlicher Breite und 40-100 Grad östlicher Länge auf und können bis 25 mm in der Vertikalkomponente betragen (van Dam u.a. 2002). Als Beispiel einer Deformationszeitreihe zeigt die Abbildung 2.6 die luftdruckinduzierten Krustendeformationen für die russische Station Arti (ARTU 12362M001, 56° n.B., 58° ö.L.). Im Vergleich zum globalen Wettergeschehen von weitaus geringerer Bedeutung für die Luftdruckverhältnisse an der Erdoberfläche sind die atmosphärischen Gezeiten. Atmosphärische Gezeiten sind Variationen atmosphärischer Parameter, wie Luftdruck, Temperatur oder Wind, die durch regelmäßige externe Einflüsse der Sonne und des Mondes hervorgerufen werden. Im Gegensatz zu den Gezeiten der festen Erde und der Ozeane sind die gravitativen Kräfte jedoch von untergeordneter Bedeutung. Die größten Variationen haben thermische Ursachen und sind von der Einstrahlung der Sonne infolge der Erdrotation und der Geometrie des Systems Erde-Sonne abhängig. Die größten Luftdruckvariationen durch atmosphärische Gezeiten können am Äquator maximal eine Größenordnung von 200 Pa erreichen (Volland 1997).



**Abbildung 2.6:** Erdkrustendehformationen infolge atmosphärischer Auflasten nach der Modellierung von Petrov und Boy (2004): Station Arti, Russland (ARTU 12362M001, 56° n.B., 58° ö.L.). Die Station liegt im Zentrum der maximalen vertikalen Deformation im nördlichen Eurasien (vgl. Abbildung 2.5).

### Kryosphäre

Saisonale Variationen kontinentaler Eismassen, wie sie z.B. durch die mit den Jahreszeiten variierende Größe von Ablation und Akkumulation auftreten, führen zu einer nichtlinearen elastischen Deformation der Erdkruste. Aus GRACE-Beobachtungen konnten saisonale Massenvariationen in Grönland und der Antarktis nachgewiesen werden. Das saisonale Signal wird von einer jährlichen Komponente dominiert und erreicht in Grönland eine Differenz zwischen jährlichem Minimum und Maximum von 320 Gt (Velicogna u.a. 2005) und in der Antarktis von 260 Gt (Horwath 2007). Auch Fluktuationen großer Gletscher können Krustendehformationen hervorrufen (Sauber u.a. 2000).

### 2.3.3 Sonstige geophysikalische Ursachen nichtlinearer Punktbewegungen

Neben den bisher vorgestellten geophysikalischen Prozessen gibt es weitere Prozesse, die ebenfalls zu nichtlinearen Stationsbewegungen führen können. Die thermische Ausdehnung der festen Erde unter den Beobachtungsstationen und durch Scherwinde hervorgerufene Stationsverschiebungen führen zu Deformationen mit kleiner Amplitude. Tektonische Ursachen saisonaler Effekte, wie Variationen regionaler Krustenverschiebungen und regionaler Stress konnten bisher noch nicht messtechnisch nachgewiesen werden (Dong u.a. 2002). Stations-

bewegungen können auch durch lokale Effekte an der Beobachtungsstation selbst auftreten. Hierzu zählen thermische Effekte des Beobachtungspfeilers oder lokale Setzungserscheinungen der unmittelbaren Stationsumgebung. Derartige Effekte lassen sich nur durch eine sorgfältige Konzeption der Vermarkung und mit einem lokalen Überwachungsnetz quantifizieren.

Eine besondere Form nichtlinearer Stationsbewegungen sind plötzliche Dislokationen der Beobachtungsstationen. Diese werden vor allem durch tektonische Ereignisse wie Erdbeben hervorgerufen. So bewirkte das Erdbeben von Arequipa/Peru vom 23.06.2001 eine Dislokation der dortigen GPS-Beobachtungsstation von etwa 50 cm in südwestlicher Richtung. Nach Punktverschiebungen aufgrund von Erdbeben müssen die Koordinaten der Stationen im Allgemeinen neu bestimmt werden (vgl. Kapitel 5)



## 3 Referenzsysteme

Geodätische Referenzsysteme dienen der Darstellung geodätischer Beobachtungen als Funktion der unbekannt Parameter (Torge 2001). In der Satellitengeodäsie sind zwei Typen von Referenzsystemen von Bedeutung, das inertielle Himmelsreferenzsystem und das terrestrische Referenzsystem. Beide Typen sollen in diesem Kapitel behandelt werden, wobei der Schwerpunkt auf dem terrestrischen Referenzsystem liegt.

### 3.1 Definition und Realisierung eines inertialen Referenzsystems

Die Beschreibung von Satellitenbewegungen erfolgt unter Verwendung des zweiten Newtonschen Axioms, nach dem die Änderung der Bewegung einer Masse der Einwirkung der bewegenden Kraft proportional ist und ihre Richtung der Richtung der Kraftwirkung entspricht. Im Falle eines Satelliten ergibt sich diese Kraft aus der Wirkung des Gravitationsfeldes der Erde. Da die physikalischen Gesetze grundsätzlich nur in einem inertialen, d.h. sich in Ruhe befindlichen oder sich gleichförmig, geradlinig bewegenden Koordinatensystem, Gültigkeit besitzen, ist die Beschreibung der Satellitenbewegung in solch einem System erforderlich. In der Satellitengeodäsie wird meist ein System genutzt, welches sich mit dem Geozentrum um die Sonne bewegt, jedoch nicht mit der Erde rotiert. Bei einem solchen System wird von einem Quasi-Inertialsystem gesprochen. Raumfeste Inertialsysteme (Celestial Reference Systems, CRS) beziehen sich in der Regel auf extraterrestrische Objekte wie Sterne, extragalaktische Radioquellen (Quasare), Planeten oder den Mond und werden deshalb auch Himmelsreferenzsysteme genannt (Seeber 2003). Die IAU beschloss 1991 den Übergang des auf Sternörter des FK5<sup>1</sup> basierenden Himmelsreferenzsystems zum Internationalen Himmelsreferenzsystem (ICRS). Der Ursprung des ICRS ist als das Baryzentrum des Sonnensystems definiert und die Achsen sind bezüglich extragalaktischer Quasare festgelegt. Das ICRS wird derzeit unter gemeinsamer Federführung von IERS und IAU mit Hilfe der Beobachtungen zu Quasaren unter Verwendung der Radiointerferometrie mit langen Basislinien (VLBI, vgl. Abschnitt 3.4.3) realisiert (Arias u.a. 1995; Capitaine u.a. 2002).

### 3.2 Definition des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems

Die Beschreibung und Interpretation geophysikalischer Prozesse im System Erde ist grundlegend von der hochgenauen Realisierung globaler terrestrischer Referenzsysteme abhängig.

Ein ideales terrestrisches Referenzsystem (Terrestrial Reference System, TRS) ist als ein sich nahe der Erde befindliches und mitrotierendes Referenzdreibein definiert. Es besteht aus ei-

---

<sup>1</sup>Fifth Fundamental Catalogue

nem Ursprung und den drei Basisvektoren des zugeordneten Vektorraumes. Die drei Basisvektoren sind zueinander orthogonal, von identischer Länge und bilden ein Rechtssystem. Die zu den Basisvektoren kollinearen Einheitsvektoren beschreiben die Orientierung des Systems und die gemeinsame Länge der Basisvektoren seinen Maßstab. In der Betrachtung dieser Arbeit befindet sich der Ursprung des Systems nahe dem Masseschwerpunkt der Erde, die Z-Achse zeigt zum Nordpol und der Maßstab entspricht etwa dem SI-Meter (Kovalevski u.a. 1989; Boucher 2001). In einem solchen System werden Punkten, die für geodätische Beobachtungen zugänglich sind, Koordinaten zugeordnet. Derartige Punkte, die durch geophysikalische Vorgänge nur geringe zeitliche Veränderungen erfahren sollen, und ihre zugeordneten Koordinaten bilden eine Realisierung des entsprechenden TRS und werden als terrestrischer Referenzrahmen (Terrestrial Reference Frame, TRF) bezeichnet.

In einem vereinbarten terrestrischen Referenzsystem (Conventional Terrestrial Reference System, CTRS) werden Ursprung, Orientierung und Maßstab des idealen terrestrischen Referenzsystems durch Vereinbarungen, Algorithmen und Konstanten definiert. Dies schließt auch die zeitlichen Änderungen dieser Parameter ein. Die Konventionen des Internationalen Erdrotations- und Referenzsystemdienstes (IERS) basieren auf Vereinbarungen der Internationalen Union der Geodäsie und Geophysik (IUGG) und der Internationalen Assoziation der Geodäsie (IAG) und definieren das Internationale Terrestrische Referenzsystem (ITRS) (McCarthy und Petit 2004):

- Der Ursprung des ITRS liegt im Massezentrum des Gesamtsystems Erde einschließlich seiner Wasser- und Gashülle.
- Die Längeneinheit ist die SI-Einheit Meter. Der Maßstab ist entsprechend den Beschlüssen der IUGG und der IAU von 1991 konsistent mit der geozentrischen koordinierten Zeit (TCG)<sup>2,3</sup>.
- Die Orientierung ist anfangs entsprechend der Festlegung des Bureau International de l'Heure (BIH) zur Epoche 1984.0 gegeben. Die zeitliche Entwicklung der Orientierung ist in der Folge derart zu beeinflussen, dass bei Berücksichtigung der Horizontalbewegungen infolge der Plattenkinematik keine Rotation des Beobachtungsnetzes erfolgt.

### 3.3 Transformation zwischen inertialem und terrestrischem Referenzsystem

Wie in Abschnitt 3.1 erläutert, wird die Bewegungsgleichung der Satellitenbewegung in einem inertialen Referenzsystem formuliert. Da die Koordinaten der Beobachtungsstationen jedoch in einem terrestrischen Referenzsystem zu bestimmen sind, wird ein Übergang zwischen beiden Systemen notwendig.

---

<sup>2</sup>Die geozentrische koordinierte Zeit (TCG) ist frei von der relativistischen Wirkung des Gravitationsfeldes der Erde und als die Zeit definiert, die eine Uhr im Geozentrum messen würde.

<sup>3</sup>Für die praktische Bestimmung des Internationalen Terrestrischen Referenzrahmens, ITRF (vgl. Abschnitt 3.4), wird von den Analysezentren ab dem ITRF2000 ein mit der Terrestrischen Zeit (TT) konsistenter Maßstab realisiert. Der Maßstab in den ITRF 94, 96 und 97 ist mit TCG konsistent (McCarthy und Petit 2004).

Die Transformation zwischen beiden Systemen erfolgt mit

$$\mathbf{r}_{\text{CRS}} = \mathbf{Q}(t)\mathbf{R}(t)\mathbf{W}(t)\mathbf{r}_{\text{TRS}} \quad (3.1)$$

wobei die Matrizen

<b>Q</b>	die Bewegung des Himmelspols (Celestial Intermediate Pole, CIP) im Inertialsystem,
<b>R</b>	die Rotation der Erde um die Achse des Pols und
<b>W</b>	die Bewegung des Rotationspols im terrestrischen System

beschreiben. Die Epoche  $t$  bezieht sich auf das Zeitsystem J2000.0 mit der Referenzeпоche  $t_0 = 01.01.2000, 12^h$ . Die Transformation  $\mathbf{Q}(t)$  berücksichtigt die säkulare (Präzession) sowie die periodische Bewegung (Nutation) der Äquatorebene der Erde bezüglich des Inertialsystems. Detaillierte Angaben zu den Konventionen des IERS lassen sich in McCarthy und Petit (2004) finden.

## 3.4 Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems

### 3.4.1 Modellbildung

Im Allgemeinen wird ein CTRS durch einen vereinbarten terrestrischen Referenzrahmen (CTRF) realisiert. Für die Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems zu einer Epoche  $t_0$  ist über 7 Datumparameter, je drei für Ursprung und Orientierung und einen für den Maßstab, zu verfügen. Dies kann sowohl mit Beobachtungen als auch mit zusätzlichen Bedingungen erfolgen. Der Koordinatenursprung im Massezentrum der Erde lässt sich aus Beobachtungen dynamischer Satellitenverfahren ableiten. Durch Beobachtungsfehler und unvollständige Modellbildung in den Berechnungs- und Korrektionsmodellen ist, wie in allen Parameterschätzungen aus geodätischen Beobachtungen, die Realisierung des Ursprungs fehlerbehaftet und mit einem entsprechenden Fehlermaß anzugeben. Der Maßstab ist durch Festlegung der Lichtgeschwindigkeit  $c$  und der SI-Einheit Meter eindeutig definiert. Messrauschen, weitere Annahmen in der Datenauswertung (z.B. die Festlegung der geozentrischen Gravitationskonstante  $GM$ ) und die Unsicherheiten in den Korrektionsmodellen (z.B. der Modellierung der atmosphärischen Laufzeitverzögerung, Abschnitt 4.4, oder des Einflusses der Send- und Empfangsantennen, Abschnitt 4.5) führen jedoch zu einer fehlerbehafteten Realisierung des Netzmaßstabes. Die Orientierung eines terrestrischen Referenzrahmens lässt sich nicht bzw. nur mit einer sehr großen Ungenauigkeit aus Beobachtungen geodätischer Raumverfahren ableiten. Gemäß der Definition des ITRS für die Orientierung wird es notwendig, eine Zusatzbedingung einzuführen, die eine Rotation des Gesamtnetzes verhindert. Diese lässt sich in der Realität mittels diskreter Beobachtungsstationen realisieren, die in Anzahl und Verteilung limitiert sind, so dass die Erfüllung dieser Bedingung von der Auswahl der Stationen beeinflusst sein wird. Aus diesem Grunde können sich verschiedene Realisierungen eines terrestrischen Referenzsystems auch in der Orientierung unterscheiden.

Da für jede unabhängige Realisierung eines Referenzsystems zu einer spezifischen Epoche  $t_i$  über 7 Datumparameter verfügt wurde, kann der Vergleich zweier Realisierungen  $X_A$  und

$X_B$  zur Epoche  $t_i^A$  mittels einer 7-Parameter Helmerttransformation erfolgen:

$$\mathbf{X}_A(t_i^A) + \mathbf{e} = \mu \mathbf{R} \left[ \mathbf{X}_B(t_i^A) - \mathbf{T} \right] \quad (3.2)$$

Als unbekannte Transformationsparameter werden ein Maßstabsfaktor  $\mu$ , die drei Winkel der Rotationen  $R_X$ ,  $R_Y$  und  $R_Z$  um die Koordinatenachsen  $X$ ,  $Y$  und  $Z$  sowie drei Translationen  $T_X$ ,  $T_Y$  und  $T_Z$  bestimmt. Der Vektor  $\mathbf{e}$  enthält die Residuen.

Innerhalb des IERS wird das ITRS unter Nutzung der Beobachtungen verschiedener geodätischer Raumverfahren, wie VLBI, SLR, DORIS und GNSS, durch die ITRS-Produktzentren realisiert und das Ergebnis in unregelmäßigen Abständen als Internationaler Terrestrischer Referenzrahmen (International Terrestrial Reference Frame, ITRF) veröffentlicht. Der ITRF enthält derzeit Stationskoordinaten  $\mathbf{X}(t_0)$  aller Punkte zu einer Referenzepoche  $t_0$ , sowie lineare Geschwindigkeiten  $\dot{\mathbf{X}}$ . Eine Koordinate zu einer beliebigen Epoche  $t_i$  lässt sich damit für einen Referenzrahmen  $A$  mit

$$\mathbf{X}_A(t_i^A) = \mathbf{X}_A(t_0^A) + \dot{\mathbf{X}}_A \left[ t_i^A - t_0^A \right] \quad (3.3)$$

berechnen. Der derzeit jüngste Referenzrahmen dieser Art ist das ITRF2005 (Altamimi u.a. 2007).

Um zwei Realisierungen nach Gleichung 3.3 vergleichen zu können, wird Gleichung 3.2 nach der Zeit abgeleitet:

$$\dot{\mathbf{X}}_A + \mathbf{e} = \left[ \mu \dot{\mathbf{R}} + \dot{\mu} \mathbf{R} \right] \left[ \mathbf{X}_B(t_i^A) - \mathbf{T} \right] + \mu \mathbf{R} \left[ \dot{\mathbf{X}}_B - \dot{\mathbf{T}} \right] \quad (3.4)$$

Die Verknüpfung der Gleichungen 3.2 und 3.4 führt auf die 14-Parameter-Transformation (u.a. Altamimi u.a. 2002; Ray u.a. 2004):

$$\begin{bmatrix} \mathbf{X}_A \\ \dot{\mathbf{X}}_A \end{bmatrix} + \mathbf{e} = \begin{bmatrix} \mu \mathbf{R} & 0 \\ \mu \dot{\mathbf{R}} + \dot{\mu} \mathbf{R} & \mu \mathbf{R} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{X}_B - \mathbf{T} \\ \dot{\mathbf{X}}_B - \dot{\mathbf{T}} \end{bmatrix} \quad (3.5)$$

### 3.4.2 Berücksichtigung von Oberflächenauflasten

Die Gesamtmasse der Erde einschließlich ihrer Gas- und Wasserhülle kann über die in dieser Arbeit zu betrachtenden Zeiträume als konstant angesehen werden. Geophysikalische Prozesse in der Atmosphäre, Hydrosphäre und Kryosphäre führen jedoch zu Massenumverteilungen auf der Erdoberfläche und damit zu einer Änderung des Schwerfeldes. Die aus diesen Massenumverteilungen resultierenden Auflaständerungen verursachen entsprechend Abschnitt 2.1.2 zudem eine elastische Deformation der Erdkruste. In einem konsistenten Konzept zur Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems, das für die Beschreibung geometrie- und schwerfeldbezogener Größen angewandt werden soll, muss daher die Auflastproblematik berücksichtigt werden (Blewitt 2003). Dies ist insbesondere für die Analyse von Parameterzeitreihen, wie z.B. Stationskoordinatenzeitreihen, zur Interpretation geophysikalischer Prozesse von Bedeutung.

Im Rahmen der folgenden Ausführungen sollen verschiedene Referenzrahmen nach der Lage ihres Ursprungs unterschieden werden:

- *CM-Rahmen (Center of Mass)*  
Der Ursprung liegt im Massezentrum des Gesamtsystems Erde, einschließlich seiner Gas- und Wasserhülle.
- *CE-Rahmen (Center of Solid Earth)*  
Der Ursprung liegt im Massezentrum der festen Erde und ist in seiner Lage bezüglich der festen Erde somit von Massentransporten der Atmosphäre, Hydrosphäre und Kryosphäre unbeeinflusst. Der CE-Rahmen ist geodätischen Beobachtungen nicht zugänglich.
- *CF-Rahmen (Center of Surface Figure)*  
Der Ursprung liegt im Zentrum der geometrischen Erdfigur, symbolisiert durch eine infinitesimale Dichte von Punkten. In der Praxis wird der CF-Rahmen durch eine endliche Anzahl von Beobachtungsstationen realisiert. Zur Unterscheidung ist dafür auch die Bezeichnung *CN-Rahmen (Center of Network)* gebräuchlich.

Die Umverteilung von Massen führt zu einer Verschiebung des Massezentrums der festen Erde (CE) relativ zu CM, die sich unter Berücksichtigung des physikalischen Axioms der Impulserhaltung beschreiben lässt. Somit verschiebt sich auch der CF-Rahmen, der sich auf die geometrische Erdfigur bezieht, relativ zum CM-Rahmen. Die Translation  $\Delta \mathbf{r}_{CF-CM}$  wird vielfach als Geozentrumsvariation bezeichnet. Obwohl in der Literatur häufig verwendet, erscheint dieser Begriff irreführend, da die Bewegung des Geozentrums (CM) im Inertialsystem nicht von Massenumverteilungen auf der Erde beeinflusst wird. Aus diesem Grunde sei in der Folge alternativ von Ursprungsvariationen (von CF bezüglich CM) gesprochen. Da dynamische Satellitenverfahren prinzipiell ein CM-System realisieren, lassen sich aus derartigen Beobachtungen Ursprungsvariationen ableiten. Dies ist sowohl für GPS (Dong u.a. 1997; Ray 1999a; Heflin u.a. 2002; Blewitt 2003), Laserentfernungsmessungen zu Satelliten (Chen u.a. 1999; Bouillé u.a. 2000; Crétaux u.a. 2002; Moore und Wang 2003) als auch für DORIS (Bouillé u.a. 2000; Crétaux u.a. 2002; Feissel-Vernier u.a. 2006) möglich.

Die drei Translationen der Ursprungsverschiebung lassen sich mit

$$\Delta \mathbf{r}_{CF-CM} \approx \Delta \mathbf{r}_{CN-CM} = \mathbf{X}_{CN} - \mathbf{X}_{CM} \quad (3.6)$$

direkt modellieren. Da das geometrische Zentrum der Erdfigur (CF) durch eine endliche Anzahl von Beobachtungsstationen realisiert wird, entspricht die nach diesem Ansatz bestimmte Ursprungsvariation in der Realität der Variation des CN-Rahmens bezüglich CM und ist somit nur eine Näherung für die gesuchte Größe (Wu u.a. 2002). Dieses Verfahren wird in der Literatur als geometrisches Verfahren (Cheng 1999; Pavlis 1999) oder auch Netzverschiebungsverfahren (Blewitt u.a. 1992; Heflin u.a. 2002; Dong u.a. 2003) bezeichnet. Der Begriff des geometrischen Verfahrens ist hierbei nicht vollständig zutreffend, da auch bei diesem Verfahren die Dynamik der Satellitenbahn für die Bestimmung der Ursprungsvariation ausgenutzt wird und es sich somit um eine dynamische Methode handelt (Lavallée u.a. 2006).

Aus dynamischen Satellitenverfahren können die Stokes-Koeffizienten des Gravitationspotenzials vom Grad 1 ( $C_{10}, C_{11}, S_{11}$ ) bestimmt und daraus unter Nutzung des mittleren Erdradius

dius  $R_E$  die Ursprungsvariation abgeleitet werden (Chen u.a. 1999):

$$\begin{aligned}\Delta r_{CF-CM}^X &= R_E \cdot C_{11} \\ \Delta r_{CF-CM}^Y &= R_E \cdot S_{11} \\ \Delta r_{CF-CM}^Z &= R_E \cdot C_{10}\end{aligned}\quad (3.7)$$

Dieses Verfahren ist in der Literatur als dynamisches Verfahren bekannt (Vigue u.a. 1992; Chen u.a. 1999; Pavlis 1999).

Die variable Auflastwirkung der umverteilten Massen verursacht neben der Ursprungsverschiebung eine Deformation der Erdkruste (vgl. Abschnitt 2.1.2). Ein Polyeder eines mit der Erdkruste verbundenen Netzes geodätischer Beobachtungsstationen wird somit deformiert. Über die Auflasttheorie nach Farrell (1972) sind Ursprungsvariation und Netzdeformation miteinander verknüpft und müssen in einer konsistenten Beschreibung von Oberflächenauflasten in einem einheitlichen Bezugssystem berücksichtigt werden (Blewitt 2003). Die Gleichung 2.5 beschreibt diese Verknüpfung der beobachteten Stationsdeformationen  $\Delta \mathbf{s}$  mit den Koeffizienten der Kugelflächenfunktionsentwicklung der Oberflächendichte  $\sigma_{nm}^{C,S}$  mit Grad  $n$  und Ordnung  $m$ . Die Ursprungsverschiebung eines Referenzrahmens  $A$  bezüglich eines weiteren Referenzrahmens  $B$  ergibt sich aus den Koeffizienten ersten Grades der Oberflächendichte (Blewitt 2003):

$$\Delta \mathbf{r}_{B-A} = [\alpha_B]_A \frac{4\pi R_E^3}{3M_E} \begin{pmatrix} \sigma_{11}^C \\ \sigma_{11}^S \\ \sigma_{10}^C \end{pmatrix} \quad (3.8)$$

Der isomorphe Parameter  $\alpha$  hängt von der Wahl der Referenzrahmen  $A$  und  $B$  ab. Für die Darstellung einer Ursprungsverschiebung des CF-Rahmens bezüglich CE ergibt sich für  $[\alpha_{CF}]_{CE}$  (Blewitt 2003):

$$[\alpha_{CF}]_{CE} = \frac{([h'_1]_{CE} + 2[l'_1]_{CE})}{3} \quad (3.9)$$

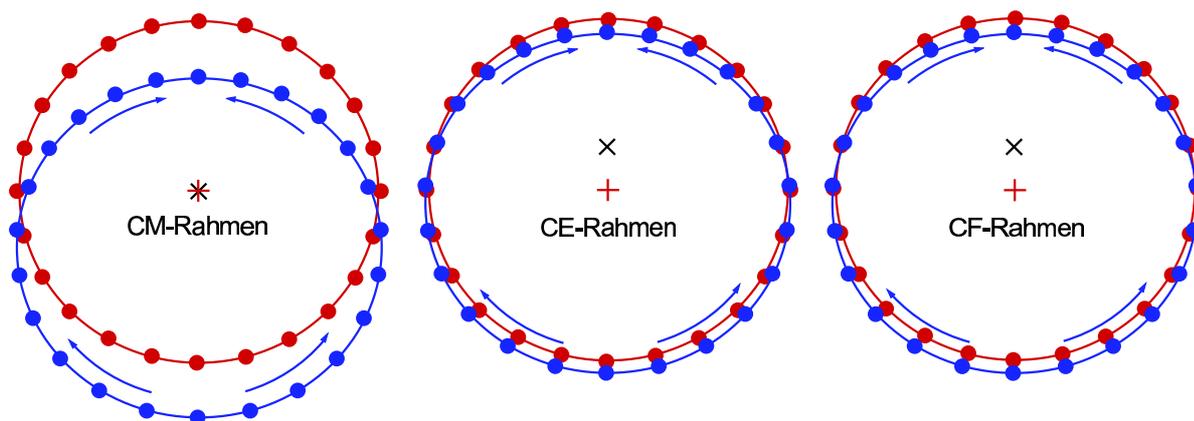
Die Loveschen Zahlen  $h'_1$  und  $l'_1$  für Auflasten des Grades 1 hängen vom gewählten Referenzrahmen ab und sind für Gleichung 3.9 im CE-Rahmen zu berechnen. Der isomorphe Parameter  $[\alpha_B]_{CM}$  eines beliebigen Rahmens  $B$  bezüglich CM ist (Blewitt 2003):

$$[\alpha_B]_{CM} = ([\alpha_B]_{CE} - 1) \frac{4\pi R_E^3}{3M_E} \begin{pmatrix} \sigma_{11}^C \\ \sigma_{11}^S \\ \sigma_{10}^C \end{pmatrix} \quad (3.10)$$

Durch Einsetzen der Gleichung 3.9 in 3.10 und dann in 3.8 ergibt sich für die Ursprungsverschiebung  $\Delta \mathbf{r}_{CF-CM}$  (Trupin u.a. 1992; Blewitt 2003):

$$\Delta \mathbf{r}_{CF-CM} = \frac{4\pi R_E^3}{3M_E} \left( \frac{([h'_1]_{CE} + 2[l'_1]_{CE})}{3} - 1 \right) \begin{pmatrix} \sigma_{11}^C \\ \sigma_{11}^S \\ \sigma_{10}^C \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

Auf einer starren, nicht deformierbaren Erde würde eine Änderung der Massenverteilung ausschließlich zu einer Translation des CF bezüglich CM führen. Auf einer deformierbaren Erde bewirkt die gleiche Änderung der Massenverteilung eine Kombination aus Netztransla-



**Abbildung 3.1:** Deformation ersten Grades in verschiedenen Referenzrahmen (nach Blewitt 2003, Abbildung 2): Die Abbildung zeigt einen Schnitt durch die Erde. Der Nordpol ist oben. Eine undeformierte Erde (rot) wird durch ein entlang der Erdachse zum Nordpol gerichtetes Grad-1-Auflastmoment deformiert. Die deformierte Erdoberfläche (blau) ist bezüglich des entsprechenden Referenzrahmens angegeben. Der Ursprung eines jeden Referenzrahmens (+) ist stationär. Das Massezentrum des Gesamtsystems Erde (CM, x) verschiebt sich gegenüber diesem Ursprung.

tion und Deformation des Stationspolyeders. Abbildung 3.1 zeigt diese Wirkung eines Grad-1-Auflastmoments: Eine nicht-deformierte Erdoberfläche (roter Kreis) behält im Sinne der Grad-1-Deformation ihre ursprüngliche Form bei (blauer Kreis). Die Stationen des undeformierten Polyeders (rote volle Punkte) bewegen sich unter der Wirkung der Auflast auf der Nordhemisphäre aufeinander zu und auf der Südhemisphäre voneinander weg und bilden das deformierte Stationspolyeder (blaue volle Punkte). Die entstehende Form dieses Stationspolyeders ist unabhängig von der Wahl des Referenzrahmens. Die Verschiebung des Ursprungs indes (Vektor zwischen den Ursprüngen „x“ und „+“) ist abhängig von der Wahl des Referenzrahmens. Für eine Modellierung der Stationsdeformationen im CF-Rahmen sind die Loveschen Zahlen in den Gleichungen 2.5 im CF-Rahmen anzugeben (Blewitt u.a. 2001). Da die Satellitenbahnen durch ihre Bahndynamik jedoch CM repräsentieren, ist das funktionale Modell um einen Translationsvektor  $\mathbf{T}$  zu erweitern. Der Vektor der Unbekannten ergibt sich mit Blewitt u.a. (2001) zu:

$$\mathbf{x} = \left[ \mathbf{T} \quad \mathbf{R} \quad \Delta \mathbf{r}_{\text{CF-CM}} \quad \sigma_{nm}^{C,S} \right]^T \quad \text{mit } n = 2, 3, \dots; m = 0, \dots, n \quad (3.12)$$

Lavallée u.a. (2006) schlagen einen gesamtheitlichen Ansatz vor, in dem Netztranslation, Netzdeformation und Lovesche Zahlen konsistent im CM-Rahmen modelliert werden. Da eine Translation eines Referenzrahmens ausschließlich von den Loveschen Zahlen des Grades 1 beeinflusst wird, müssen diese für diesen Ansatz in Gleichung 2.5 im CM-Rahmen angegeben sein (Blewitt 2003). Die Loveschen Zahlen höheren Grades sind unabhängig von der Wahl des Ursprungs und werden im CE-Rahmen berechnet (Trupin u.a. 1992). Der Vektor der Unbekannten reduziert sich zu (Lavallée u.a. 2006):

$$\mathbf{x} = \left[ \mathbf{R} \quad \Delta \mathbf{r}_{\text{CF-CM}} \quad \sigma_{nm}^{C,S} \right]^T \quad \text{mit } n = 2, 3, \dots; m = 0, \dots, n \quad (3.13)$$

Die Information über die Netztranslation folgt aus der simultanen Bestimmung der Satellitenbahnen und der Stationskoordinaten, wobei diese Information in den Nebengliedern der Normalgleichungsmatrix enthalten ist. Für die korrekte relative Gewichtung der Translation und der Deformation ist die Nutzung einer vollbesetzten Gewichtsmatrix zwingend (Lavallée u.a. 2006). Um Alias-Effekte bei der Schätzung der Koeffizienten vom Grad 1 zu vermindern, sollten weitere Koeffizienten niederen Grades in die Parameterschätzung einbezogen werden (Dong u.a. 2003; Wu u.a. 2003; Gross u.a. 2004).

#### 3.4.3 Geodätische Beobachtungen

##### Global Navigation Satellite Systems

Für die Realisierung eines globalen Referenzsystems liefern die Beobachtungen der Global Navigation Satellite Systems (GNSS) heute den umfangreichsten Beitrag. Innerhalb der IAG werden die GNSS-Aktivitäten im Internationalen GNSS-Dienst (IGS) koordiniert (Dow u.a. 2005). Der IGS organisiert die Beobachtung eines globalen Beobachtungsnetzes, die Archivierung der Beobachtungsdaten, die Datenanalyse, die technologische Weiterentwicklung der Auswertemethoden sowie die Generierung und Bereitstellung von Produkten. Die Analyse der Beobachtungen des globalen Netzes erfolgt in den Analysezentren des IGS. Eine ausführlichere Betrachtung des derzeit bedeutendsten GNSS, des Globalen Positionierungssystems (GPS), und seiner Fehlereinflüsse wird in Kapitel 4 gegeben.

##### Laserentfernungsmessungen

Bei Laserentfernungsmessungen zu künstlichen Erdsatelliten oder zum Mond (Satellite Laser Ranging, SLR bzw. Lunar Laser Ranging, LLR) wird von einer Bodenstation ein kurzer Lichtimpuls ausgesandt, an einer retroreflektierenden Fläche des Zielobjektes reflektiert und das zurückkehrende Signal in der Bodenstation aufgefangen. In der grundlegenden Beobachtungsgleichung ergibt sich die Entfernung Bodenstation - Reflektor  $d$  aus der Laufzeit des Signals  $\Delta t$  und der Ausbreitungsgeschwindigkeit des Signals  $c$  mit (Seeber 2003):

$$d = \frac{\Delta t}{2}c \quad (3.14)$$

In der IAG werden diese Aktivitäten vom International Laser Ranging Service (ILRS) koordiniert (Pearlman u.a. 2002). Der ILRS beobachtet in Routinekampagnen mit Reflektoren ausgestattete passive geodätische Satelliten (z.B. STARLETTE, LAGEOS, AJISAI), Erdbeobachtungssatelliten (z.B. ENVISAT, ICESat, Jason, CHAMP, GRACE), GNSS-Satelliten (GPS (SVN 35 und 36) und einige GLONASS-Satelliten) und Experimentalmissionen (z.B. GALILEO GIOVE-A) sowie Reflektoren auf der Mondoberfläche, die während der amerikanischen Apollomissionen sowie des sowjetischen Lunokhodprogramms ausgebracht worden sind.

Einige Satelliten, wie z.B. STARLETTE, LAGEOS-1/2, AJISAI, wurden hinsichtlich Design und Satellitenbahn für präzise Laserbeobachtungen optimiert. Aufgrund ihrer kugelförmigen Bauform mit einem großen Masse-Querschnitt-Verhältnis werden die Störeinflüsse aus Atmosphärenreibung und Strahlungsdruck der Sonne minimiert, so dass sich ihre Bahn relativ einfach modellieren lässt (Seeber 2003).

#### **Radiointerferometrie mit sehr langen Basislinien**

Die Radiointerferometrie mit sehr langen Basislinien (Very Long Baseline Interferometry, VLBI) beobachtet extragalaktische Radioquellen, Quasare, mit Hilfe von Radioteleskopen. Aufgrund ihrer großen Entfernung können die Positionen der Quasare als unveränderlich und die einfallenden Signalstrahlen aus Sicht zweier Teleskope als parallel angenommen werden. In einem koordinierten Experiment werden die beobachteten Signale beider Teleskope gemeinsam mit der Zeitinformation einer angeschlossenen Atomuhr registriert und gekorrigiert. Aus der Zeitdifferenz der Empfangszeitpunkte des Signals lässt sich dann die Entfernung zwischen diesen beiden Teleskopen bestimmen. Die Radiosignale unterliegen einer Vielzahl von Einflüssen, wie z.B. einer atmosphärischen Laufzeitverzögerung oder instrumentenspezifischen Fehlern, die als Korrekturen an die Rohbeobachtungen angebracht werden (Seeber 2003).

Die VLBI ist die einzige Beobachtungstechnik für die Realisierung des Himmelsreferenzsystems ICRS. Das Verfahren ist vom Gravitationsfeld der Erde und den damit verbundenen Maßstabsproblemen unabhängig (Drewes 2000). Somit liefert es in kombinierten Lösungen einen wertvollen Beitrag zur Realisierung des Netzmaßstabes. Der Koordinatenursprung und die Orientierung sind nicht direkt zugänglich. Es muss durch externe Bedingungen (z.B. Festlegung der Netztranslation und der Netzrotation bzgl. einer a priori Systemrealisierung) über die zugehörigen 6 Datumparameter verfügt werden. Da jedoch Netzdeformationen beobachtet werden können, besteht über die Verknüpfung mit der Auflasttheorie und den Loveschen Zahlen für Auflasten ein Zugang zu den Variationen des Ursprungs (vgl. Abschnitt 3.4.2, Lavalée und Blewitt 2002). Der Internationale VLBI-Dienst für Geodäsie und Astronomie (IVS) koordiniert alle VLBI-Aktivitäten innerhalb der IAG (Schlueter u.a. 2002).

#### **DORIS**

Das Verfahren Doppler Orbitography and Radio Positioning Integrated by Satellite (DORIS) nutzt für die Laufzeitmessung des Signals den Dopplereffekt. Um den Einfluss der ionosphärischen Refraktion zu minimieren, werden von einem Netz aus Bodenstationen Signale auf zwei festen Frequenzen (2036,25 MHz, 401,25 MHz) emittiert. Diese Signale werden aufgrund der Relativbewegung des Satelliten gegenüber der Bodenstation dopplerverschoben am Satelliten empfangen. Die beobachtete Frequenzverschiebung kann dann in eine Laufzeitdifferenz umgerechnet werden. Mit diesem dynamischen Satellitenmessverfahren können Satellitenbahnen (z.B. TOPEX/Poseidon, Jason-1/2, ENVISAT), Stationspositionen sowie globale Erdparameter wie Erdrotationsparameter oder Deformationsmuster bestimmt werden. Innerhalb der IAG organisiert der 2003 ins Leben gerufene Internationale DORIS-Dienst (IDS) die Aktivitäten zu diesem Messsystem (Tavernier u.a. 2006).

#### **3.4.4 Nutzung geodätischer Beobachtungen zur Realisierung eines Referenzsystems**

Der Beitrag einer Lösung eines geodätischen Raumverfahrens zur Realisierung des geodätischen Datums ist von verschiedenen Faktoren abhängig (Sillard und Boucher 2001):

- dem verwendeten Beobachtungsverfahren selbst,

- der Größe des beobachteten Netzes und
- der Auswertestrategie.

Die einzelnen geodätischen Beobachtungsverfahren können auf verschiedene Weise zur Realisierung des geodätischen Datums beitragen. Aufgrund ihrer Bahndynamik sind prinzipiell alle Satellitenverfahren, wie GNSS, SLR/LLR und DORIS in der Lage, ein CM-System zu realisieren. Wie oben erwähnt, wurde das Design einiger Laser-Satelliten hinsichtlich der Minimierung der Effekte aus Atmosphärenreibung und Strahlungsdruck der Sonne optimiert. Komplizierter aufgebaute Satelliten, wie GNSS- oder DORIS-Satelliten, unterliegen diesen Störeinflüssen stärker und die Bahnmodellierung wird komplizierter (vgl. Abschnitt 4.3). Über die Lichtgeschwindigkeit liefern dynamische Satelliten zudem Information über den Maßstab des Netzes. Beobachtungen der Radiointerferometrie mit sehr langen Basislinien sind besonders hinsichtlich des Netzmaßstabes sensitiv. Dieses Verfahren liefert keine Information zu Ursprung und Orientierung des Netzes. Die Sensitivität der einzelnen geodätischen Raumverfahren hinsichtlich der Datumparameter eines globalen Referenzsystems fasst Tabelle 3.1 zusammen.

Auch die Größe eines beobachteten Netzes beeinflusst die Sensitivität eines Verfahrens bezüglich der Datumparameter. So können aus der Beobachtung eines kontinentalen GNSS-Netzes Informationen mit wesentlich verringerter Genauigkeit über den Ursprung abgeleitet werden, obwohl sie durch das Verfahren selbst geliefert werden. Hinsichtlich der Auswertestrategie lässt sich bemerken, dass z.B. erst die gemeinsame Ausgleichung von Satellitenbahnen und Stationskoordinaten die Realisierung des Koordinatenursprungs mit Hilfe von GNSS-Beobachtungen ermöglicht.

Bei der Realisierung eines Bezugssystems aus einer konkreten Lösung eines Beobachtungsnetzes sollten die in den Beobachtungen enthaltenen Datuminformationen nicht durch überflüssige Zusatzinformationen beeinflusst werden. Daher ist es wichtig, diese Lösung auf enthaltene Datuminformationen hin zu untersuchen. Fehlende Datuminformationen innerhalb einer Lösung führen zu einem Rangdefekt der Normalgleichungsmatrix, die damit singulär und nicht invertierbar ist. Der Rangdefekt einer Matrix lässt sich mittels einer Eigenwertzerlegung analysieren. Für eine Normalgleichungsmatrix mit einem Rangdefekt vom Wert  $d$  liefert die Eigenwertzerlegung  $d$  Eigenwerte mit dem Betrag gleich Null (Dietrich 1988). Dieses Verfahren erweist sich auch in den Fällen als günstig, wenn z.B. durch starke Korrelationen zwischen den gesuchten Parametern Fast-Singularitäten entstehen (Dietrich 1988).

Sillard und Boucher (2001) analysieren Lösungen geodätischer Raumverfahren, um die darin enthaltene Datuminformation zu bestimmen. Aus der Analyse einer globalen GPS-Lösung

**Tabelle 3.1:** Sensitivität geodätischer Raumverfahren auf Datumparameter. Die mit () gekennzeichneten Datumparameter sind für die jeweilige Beobachtungstechnik nur mit Einschränkungen zugänglich (vgl. Text).

	Ursprung	Orientierung	Maßstab
GNSS	ja	nein	(ja)
DORIS	ja	nein	(ja)
Laserentfernungsmessungen	ja	nein	ja
Radiointerferometrie	nein	nein	ja

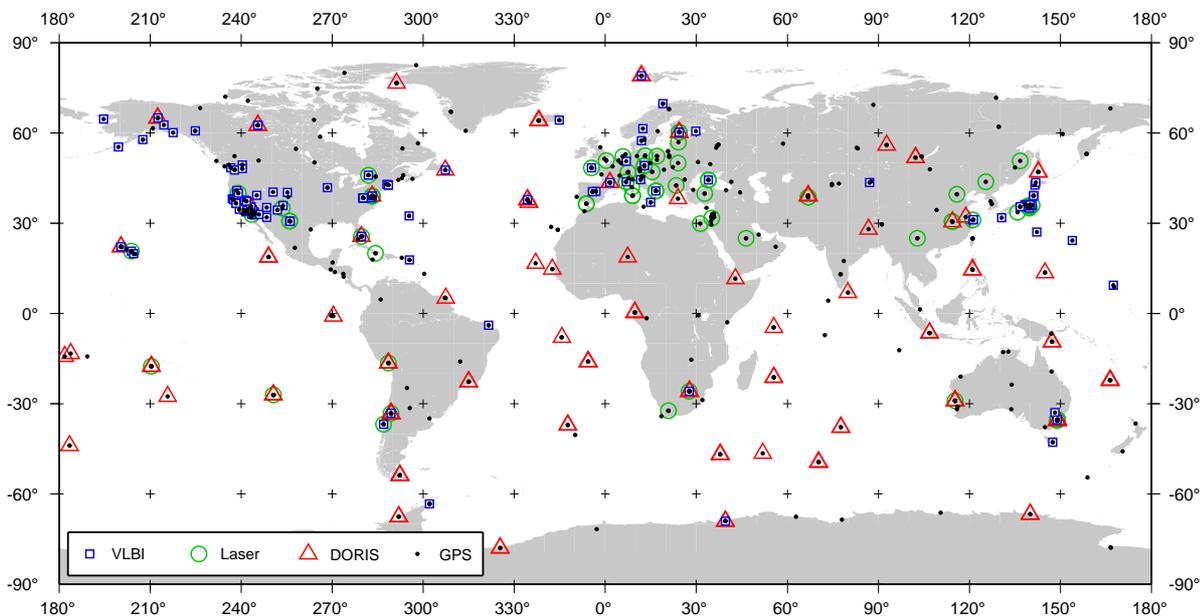
erhalten sie, dass Ursprungs- und Maßstabsinformation tatsächlich in der Lösung enthalten ist, während die Orientierung unbestimmt bleibt. In einer kontinentalen Lösung für Europa hingegen, sind alle Datumparameter schlecht bestimmt. Die Analyse einer globalen DORIS-Lösung liefert ebenfalls die Sensitivität dieses Verfahrens bezüglich des Ursprungs und des Maßstabes, während auch hier die Orientierung unbestimmt ist. Allerdings ist die Genauigkeit der Ursprungsrealisierung in der DORIS-Lösung geringer als in der globalen GPS-Lösung.

### 3.4.5 Kombination geodätischer Raumverfahren und Ableitung des Internationalen Terrestrischen Referenzrahmens

Die Lösungen der Analysezentren der einzelnen Techniken werden im SINEX-Format<sup>4</sup> an die ITRF-Kombinationszentren übermittelt. Die SINEX-Dateien enthalten entweder die Normalgleichungen selbst oder die Lösung eines nichtsingulären Normalgleichungssystems. Im letzten Fall wurde der Rangdefekt der singulären Normalgleichungsmatrix mit Zusatzbedingungen behoben. Eine Kombination der Einzellösungen auf Normalgleichungsebene kann nur erfolgen, wenn die enthaltenen Zusatzbedingungen wieder entfernt und singuläre Normalgleichungsmatrizen erzeugt werden. Die entsprechenden mathematischen Zusammenhänge sind z.B. in Kapitel 3 in Angermann u.a. (2004) zusammengestellt.

Abbildung 3.2 gibt eine Übersicht der in die Berechnung des ITRF2005 eingegangenen Beobachtungen der verschiedenen geodätischen Raumverfahren (Altamimi u.a. 2007). Erstmals

<sup>4</sup>Software/Technique Independent Exchange Format - Software- und Beobachtungsverfahrenunabhängiges Austauschformat (Blewitt u.a. 1994)



**Abbildung 3.2:** Räumliche Verteilung der Beobachtungsstationen der für die Kombinationslösung ITRF2005 genutzten geodätischen Beobachtungstechniken (Altamimi u.a. 2007).

wurden zeitlich höher aufgelöste, globale Lösungen inklusive der vollständigen Varianz-Kovarianz-Information berücksichtigt. Dadurch wurde es möglich, für ein ITRF diskontinuierliche Stationspositionen, wie sie durch geophysikalische Vorgänge (z.B. Erdbeben) oder Hardwaremodifikationen (z.B. Antennenänderungen, siehe Abschnitt 4.6, Hardwareänderungen) auftreten können, zu berücksichtigen. Im Einzelnen sind in die Kombinationslösung des ITRF2005 Wochenlösungen der dynamischen Satellitenverfahren GPS, SLR und DORIS eingegangen. Hinzu kommen 24h-Sessionslösungen der Radiointerferometrie. Neben den unbekanntem Stationspositionen und linearen Geschwindigkeiten ( $\mathbf{X}, \dot{\mathbf{X}}$ ) sind in den Normalgleichungen erstmals auch Erdrotationsparameter (Polkoordinaten  $x_p, y_p$  und Weltzeit  $UT1$ ) enthalten.

Das Kombinationsmodell des ITRF-Kombinationszentrums am Institut Géographique National (IGN) beinhaltet in der Kombinationslösung c neben der Schätzung der unbekanntem Stationspositionen  $\mathbf{X}_c^i$ , Geschwindigkeiten  $\dot{\mathbf{X}}_c^i$  und Erdrotationsparameter  $x_c^p, y_c^p, UT1_c$  und ihrer zeitlichen Ableitungen  $\dot{x}_c^p, \dot{y}_c^p$  und  $LOD_c$  (Length of Day) die Schätzung von 14 Transformationsparametern (3 Translationen  $\mathbf{T}$ , 3 Rotationen  $\mathbf{R}$ , 1 Maßstab  $\mu$  sowie deren zeitliche Ableitungen  $\dot{\mathbf{T}}, \dot{\mathbf{R}}$  und  $\dot{\mu}$ ) für jede individuelle Techniklösung. Die Beobachtungsgleichungen für eine Station  $i$  einer Einzellösung  $s$  lauten somit (Altamimi u.a. 2002; Altamimi u.a. 2005; Altamimi u.a. 2007):

$$\begin{aligned}
 \mathbf{X}_s^i &= f(\mathbf{X}_c^i, \dot{\mathbf{X}}_c^i, \mathbf{T}, \mathbf{R}, \mu, \dot{\mathbf{T}}, \dot{\mathbf{R}}, \dot{\mu}) \\
 \dot{\mathbf{X}}_s^i &= f(\dot{\mathbf{X}}_c^i, \dot{\mathbf{T}}, \dot{\mathbf{R}}, \dot{\mu}) \\
 x_s^p &= f(x_c^p, R_2) \\
 y_s^p &= f(y_c^p, R_1) \\
 UT1_s &= f(UT1_c, R_3) \\
 \dot{x}_s^p &= f(\dot{x}_c^p, \dot{R}_2) \\
 \dot{y}_s^p &= f(\dot{y}_c^p, \dot{R}_1) \\
 LOD_s &= f(LOD_c, \dot{R}_3)
 \end{aligned} \tag{3.15}$$

Für die Realisierung des geodätischen Datums wurden im Anschluss Zusatzbedingungen definiert. Der Ursprung des Gesamtrahmens im CM wurde aus SLR-Beobachtungen über einen Zeitraum von über 13 Jahren abgeleitet, wobei die Translationen zur Epoche 2000.0 und ihre zeitlichen Ableitungen für die Laserlösungen relativ zur kombinierten Lösung zu Null gesetzt wurden. Die übrigen Satellitenverfahren GNSS und DORIS trugen nicht zur Ursprungsbestimmung des ITRF2005 bei. Der Netzmaßstab wurde aus radiointerferometrischen Beobachtungen über einen Zeitraum von 26 Jahren bestimmt. Die Maßstabsfaktoren zur Epoche 2000.0 und ihre zeitlichen Ableitungen in Gleichung 3.15 wurden somit für die VLBI-Lösung zu Null gesetzt. Die Maßstabsinformation der übrigen Messverfahren wurden in der Kombinationslösung nicht genutzt. Die Netzorientierung wurde über je eine Bedingung für die Stationspositionen und die Geschwindigkeiten realisiert, die eine Netzrotation gegenüber ITRF2000 verhindert. In die Bedingung wurden über 70 Stationen einbezogen. Die Kombination der geodätischen Raumverfahren erfolgte über die Berücksichtigung lokaler Zentrierstücke. Insgesamt wurden an 84 Stationen lokale Zentrierungsmessungen berücksichtigt.

#### 3.4.6 Ableitung technikspezifischer Referenzrahmen

Die Produkte der Dienste der verschiedenen Raumverfahren sind direkt von der Wahl der zugrunde liegenden Realisierung des Referenzsystems abhängig. Dies gilt insbesondere auch für die Produkte des IGS wie z.B. Satellitenbahnen, Satellitenuhrparameter und Erdrotationsparameter. Unter Berücksichtigung der erreichbaren Genauigkeit globaler GPS-Beobachtungen ergeben sich jedoch Konsistenzunterschiede zwischen den Ergebnissen einer einzelnen Technik wie GPS und den aus der Kombination mehrerer Raumverfahren berechneten ITRF-Kombinationslösungen. Die direkte Verwendung der ITRF-Koordinaten und Geschwindigkeiten für die Generierung der IGS-Produkte würde so zu Inkonsistenzen und Netzdeformationen führen. Um die Konsistenz innerhalb der einzelnen Beobachtungstechnik zu steigern, nutzt der IGS eine eigene, nur auf globalen GPS-Beobachtungen beruhende Realisierung des ITRS (Ray u.a. 2004). Für die Berechnung der GPS-Realisierung wird die globale GPS-Lösung mit Hilfe einer 14-Parameter-Helmerttransformation über einen Satz von Datumstationen auf das aktuelle ITRF transformiert. Durch diese Vorgehensweise wird das Datum des entsprechenden ITRF (Ursprung, Orientierung und Maßstab) vollständig auf die GPS-Lösung übertragen. Die Einführung einer Zwangsbedingung auf den Netzmaßstab ist hierbei nicht unproblematisch, da die Maßstäbe in der GPS-Lösung und im ITRF voneinander abweichen und können und es damit zu Zwängen kommen kann. Eine IGS-Realisierung bezogen auf den ITRF2000 ist der Referenzrahmen IGB00 (Ray u.a. 2004). Hierfür erfolgte die Transformation über 99 global verteilte Datumstationen. Die entsprechende Realisierung bezüglich des ITRF2005 ist der Referenzrahmen IGS05 (Ferland 2006).

### 3.5 Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems in regionalen Netzen

Die Realisierung eines globalen terrestrischen Referenzsystems in regionalen Netzen kann auf zweierlei Weise erfolgen:

- Auffelderung der regionalen Lösung über die Stationskoordinaten und
- Rigorose Kombination identischer Parameter auf Normalgleichungsebene.

Die Einbindung eines regionalen in ein globales Netz durch Auffelderung ist ein in der Geodäsie seit langer Zeit übliches Verfahren. Zu diesem Zweck wird das regionale Netz separat analysiert. Im Anschluss wird die Lösung des regionalen Netzes über eine Anzahl von Datumstationen auf das übergeordnete (globale) Netz aufgefördert. Um die beobachtete Geometrie des regionalen Netzes zu erhalten, werden dafür in der Normalgleichung Nebenbedingungen formuliert. So werden bis zu sieben Datumparameter (3 Netztranslationen, 3 Netzrotationen und 1 Netzmaßstab) derart mitbestimmt, dass die Quadratsumme der Restklaffen an den Datumstationen minimal wird. Im Falle der gleichzeitigen Schätzung von Stationsgeschwindigkeiten sind zusätzlich die 7 Ableitungen der Datumparameter nach der Zeit zu bestimmen. Unter der Annahme, dass der Maßstab in GPS-Netzen konstant ist, können die Maßstabsparameter entfallen. Da der Netzmaßstab in GPS-Netzen maßgeblich von der Modellierung der Charakteristika der Sende- und Empfangsantennen beeinflusst wird (vgl. Abschnitt 4.5), ist in diesem Fall die Verwendung eines identischen Phasenzentrumsmodells

für beide Netze zu empfehlen. Für die Realisierung werden lediglich die Stationskoordinaten und ggf. die Stationsgeschwindigkeiten des übergeordneten Referenzrahmens benötigt. In der Praxis wird dieses Verfahren häufig angewandt, um regionale GPS-Netze in einem übergeordneten Referenzrahmen (z.B. dem ITRF) zu bestimmen. Auf diese Weise wurden z.B. regionale Verdichtungslösungen des ITRF2000 in die globale Lösung eingerechnet (Altamimi u.a. 2002).

Wie schon erwähnt, bleibt bei der Bestimmung zusätzlicher Helmertparameter die Netzgeometrie des Verdichtungsnetzes erhalten. Dies ist insbesondere dann sinnvoll, wenn übergeordnetes Netz und Verdichtungsnetz das gleiche Genauigkeitsniveau besitzen, wie es für GPS-Netze meist zutrifft, oder das aufzufeldernde Netz sogar genauer bestimmt ist. In der klassischen Netzvermessung mittels Triangulation wurden häufig ungenauere Verdichtungsnetze in genauere übergeordnete Netze eingerechnet. In diesem Fall ist es sinnvoll, die Koordinaten der Datumsstationen auf die Werte des übergeordneten Netzes zu fixieren oder unter starkem Zwang auszugleichen.

Die rigorose Kombination von Normalgleichungen über identische Parameter ist eine weitere Möglichkeit, ein globales und ein regionales Netz zu verknüpfen. Dabei werden identische Parameter (vor allem Stationskoordinaten und Troposphärenparameter) in beiden Lösungen gestapelt (Superposition von Normalgleichungen, vgl. Anhang A.3). Der Vorteil dieses Verfahrens besteht darin, dass sämtliche Korrelationen in den Lösungen korrekt berücksichtigt werden können. Die Addition der Normalgleichungselemente kann jedoch zu einer Verschiebung der Gewichtung führen. Für die kombinierten Parameter erhöht sich die Anzahl der Beobachtungen in der Ausgleichung, obwohl keine neue Information hinzugekommen ist. Liegen die Beobachtungen der zu kombinierenden Netze in unterschiedlichen Intervallen vor, ist in der Kombination unter Umständen ebenfalls eine Anpassung der Gewichte vorzunehmen.

### 3.6 Konsequenzen für die Modellierung von Satellitenbeobachtungen

Eines der Hauptziele des IAG-Projektes GGOS ist es, alle geodätischen Beobachtungen und Parameter der Geometrie, des Schwerefeldes und der Erdrotation in einem einheitlichen Bezug darzustellen (Drewes 2007). Aufgrund der Bedeutung der Satellitenverfahren für die Geodäsie und der Tatsache, dass jedes dynamische Satellitenverfahren ein CM-System realisiert, ist es sinnvoll, ein Referenzsystem mit dem Ursprung im Massezentrum der Erde zur Beschreibung geometrischer und gravimetrischer Beobachtungen zu wählen.

Die geodätischen Verfahren zur Beobachtung der Geometrie, insbesondere die Raumverfahren GNSS, SLR, VLBI und DORIS, erfassen dreidimensionale Punktlokationen auf einer durch Auflasten deformierten Erdoberfläche. Für die Darstellung dieser Beobachtungen in einem CM-System sind diese auflastinduzierten Oberflächendeformationen wie gezeigt zu berücksichtigen.

Auch Altimetermissionen zur Bestimmung des momentanen Meeresspiegels, z.B. TOPEX/Poseidon (Fu u.a. 1994), Jason-1/2 (Ménard u.a. 2003), oder zur Bestimmung der momentanen Höhe der Eisschilde, z.B. ICESat (Schutz u.a. 2005) oder die geplante Mission CryoSat-2 (Wingham u.a. 2006), beobachten eine deformierte Erdoberfläche. Es wird die Strecke zwischen Satellit und Meeres- bzw. Eisoberfläche über eine Laufzeitmessung bestimmt

und, ausgehend von der bekannten geozentrischen Position des Altimetersatelliten, die geozentrische Höhe derselben abgeleitet. Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf die Beobachtung des Meeresspiegels, lassen sich jedoch in angepasster Weise ebenso auf die Beobachtung kontinentaler Eisoberflächen mittels Altimetrie anwenden. Allerdings sind die heute erreichbaren Genauigkeiten noch zu gering, als dass diese Effekte für die Altimetrie über Eis derzeit praktische Relevanz besitzen würden.

Es soll zwischen dem absoluten Meeresspiegel und dem relativen Meeresspiegel unterschieden werden. Der absolute Meeresspiegel wird durch die Position der Meeresoberfläche in einem globalen geozentrischen Koordinatensystem ausgedrückt. Der relative Meeresspiegel hingegen sei die Höhe der Wassersäule zwischen dem Ozeanboden und der Meeresoberfläche. Der Zusammenhang zwischen Geoidänderung, Deformation der Erdoberfläche und relativem Meeresspiegel wird, wie in Abschnitt 2.2.2 vorgestellt, durch die sea-level equation (Gleichung 2.15) beschrieben. Die Bestimmung des absoluten Meeresspiegels mit Altimeterbeobachtungen ist somit von der Wahl des Referenzrahmens für die Beschreibung der Satellitenbahn abhängig. Morel und Willis (2005) zeigen, dass eine Verschiebung von +10 mm in der Z-Komponente der Realisierung des Ursprungs zu einem systematischen Fehler in der Bestimmung des globalen Meeresspiegels von -1,2 mm führt. Entsprechend führt ein Fehler in der zeitlichen Ableitung der Z-Komponente der Ursprungsrealisierung von +10 mm/Jahr zu einem Fehler im Meeresspiegelanstieg von -1,2 mm/Jahr. Die Satellitenbahn des Altimetersatelliten wird von Bodenstationen aus vermessen (z.B. Willis u.a. 2003). Werden für die a priori Positionen der Bodenstationen keine auflastbedingten Korrekturen berücksichtigt, wirkt sich dies auf die bestimmte Satellitenbahn und somit auf den beobachteten Meeresspiegel aus. Das folgt, dass die auflastbedingten Deformationen für eine Beschreibung des absoluten Meeresspiegels im CM-System berücksichtigt werden müssen.

Die Betrachtung des relativen Meeresspiegels ausgehend von Altimetermessungen der absoluten Meeresoberfläche im CM-System muss ebenfalls die auflastbedingten Deformationen des Ozeanbodens berücksichtigen. Eine dieser Deformation in Betrag und Vorzeichen gleiche Änderung der Meeresoberfläche bewirkt in Summe keine Änderung des relativen Meeresspiegels. Umgekehrt lässt sich aus Druckdaten von Sensoren am Ozeanboden im Zusammenhang mit der beobachteten Meeresoberfläche die vertikale Deformation des Ozeanbodens ableiten und damit das geschätzte auflastbedingte Deformationsfeld verbessern (van Dam u.a. 1997).

Bei Beobachtungen des Erdschwerefeldes mit Hilfe der Satellitenverfahren CHAMP (Reigber u.a. 2002), GRACE (Tapley u.a. 2004) und GOCE (Drinkwater u.a. 2003) werden die sphärischen Harmonischen vom Grad-1 per Definition zu Null gesetzt (verbotene Harmonische). Hinsichtlich der niederen Harmonischen vom Grad größer als eins liefern die Schwerefeldmissionen und die Geometrie vermessenden Verfahren wie GNSS komplementäre Ergebnisse, die miteinander verglichen werden können (z.B. Horwath u.a. 2008; Chen und Wilson 2008).



# 4 Aspekte des Globalen Positionierungssystems

## 4.1 Grundprinzip und Beobachtungsgleichungen

Das NAVSTAR GPS<sup>1</sup> (NAVigation System with Time And Ranging Global Positioning System) ist seit 1973 in den USA als ein satellitenbasiertes Navigationssystem entwickelt worden. Mit dem russischen System GLONASS<sup>2</sup>, dem chinesischen experimentellen System Beidou-1 und seinem geplanten operativen Nachfolger Compass bzw. Beidou-2<sup>3</sup> und dem geplanten europäischen System GALILEO<sup>4</sup> wird diese Art von Navigationssystemen unter dem Begriff Global Navigation Satellite Systems (GNSS) zusammengefasst. Alle GNSS nutzen zur Positionierung einer Empfangsantenne von Satelliten ausgesandte Mikrowellen.

Zu verschiedenen Fragestellungen der Satellitengeodäsie mit Schwerpunkten auf GPS stehen verschiedene Lehrbüchern zur Verfügung, u.a. von Teunissen und Kleusberg (1998), Hofmann-Wellenhof u.a. (2001), Xu (2003), Seeber (2003) und Leick (2004).

Derzeit sind 32 GPS-Satelliten im Orbit, die sich auf sechs Bahnebenen mit einem Abstand von 60° im aufsteigenden Knoten auf nahezu kreisförmigen Bahnen (die Exzentrizität beträgt zwischen 0,001 und 0,016) um die Erde bewegen. Der bisher letzte Satellitenstart erfolgte am 15. März 2008 für den Satelliten mit der PRN 07. Der Satellit mit der PRN 01 wurde vom Systembetreiber am 17. März 2008 aus dem operationellen Betrieb genommen. Er wird aber noch immer von einigen Stationen beobachtet (Stand 1. Oktober 2008). Die Bahnhalbachse von 26560 km führt zu einer Flughöhe von etwa 20200 km über der Erdoberfläche. Die Inklination der Bahnen ist nahe 55° und die Umlaufzeit von 11<sup>h</sup>56<sup>min</sup> entspricht fast genau einem halben siderischen Tag. Die Satelliten senden Signale auf zwei Frequenzen aus, die von einem Grundsignal mit der Frequenz  $f_0 = 10,23$  MHz abgeleitet werden. Auf die Trägerwellen  $L_1$  und  $L_2$  der Frequenzen  $f_1 = 1575$  MHz und  $f_2 = 1228$  MHz sind Codeinformationen aufmoduliert. Für die Geodäsie relevant sind hierbei der zivile C/A-Code auf  $L_1$  und der verschlüsselte P-Code auf beiden Frequenzen. Die aktuelle Generation der Block IIR-M Satelliten verfügt mit dem L2C-Signal über ein weiteres ziviles Signal auf der zweiten Frequenz. Die Satelliten des Blocks IIF werden in Zukunft über eine dritte Frequenz verfügen.

Aus der Laufzeit  $\tau$  des Signals und der Lichtgeschwindigkeit  $c$  lässt sich die Raumstrecke  $q_r^s$  zwischen Sendeantenne  $s$  und Empfangsantenne  $r$  bestimmen:

$$q_r^s = c\tau \quad (4.1)$$

<sup>1</sup>z.B. U.S. Coast Guard Navigation Center, <http://www.navcen.uscg.gov/gps/default.htm>

<sup>2</sup>Russische Raumfahrtagentur, <http://www.glonass-ianc.rsa.ru>

<sup>3</sup><http://www.sinodefence.com>

<sup>4</sup>Europäische Kommission, Generaldirektion Energie und Verkehr, [http://ec.europa.eu/dgs/energy\\_transport/galileo](http://ec.europa.eu/dgs/energy_transport/galileo)

Da jedoch sowohl die Satellitenuhr um  $\delta^s$  als auch die Empfängeruhr um  $\delta_r$  von der GPS-Systemzeit  $t$  abweichen, wird bei diesen Strecken nur von Pseudoentfernungen gesprochen. Die Beobachtungsgleichung für eine Pseudoentfernung  $P_r^s$  aus Codebeobachtungen liest sich damit:

$$P_r^s = \varrho_r^s c [(t + \delta_r) - (t - \tau + \delta^s)] \quad (4.2)$$

Für die Positionsbestimmung in geodätischen Anwendungen reicht in der Regel das Genauigkeitspotenzial der Codebeobachtungen nicht aus. Höhere Genauigkeiten mit GPS werden durch die Nutzung der Phaseninformationen der Trägerwellen erreicht. Die folgenden Ausführungen sollen sich somit auf die Beschreibung der Phasenmessungen beschränken. Die Beobachtungsgleichung für eine solche Phasenmessung  $\Psi_r^s$  zum Zeitpunkt  $t$  ergibt sich mit den Phasenlagen  $\phi_r$  im Empfänger und  $\phi^s$  im Satelliten zu:

$$\Psi_r^s(t) = \phi_r(t + \delta_r) - \phi^s(t - \tau + \delta^s) + n_r^s \quad (4.3)$$

Durch eine unbekannte Anzahl ganzer Wellenzyklen  $n_r^s$  der Trägerfrequenz ist die beobachtete Raumstrecke nicht eindeutig. Mittels einer Reihenentwicklung nach Taylor und der Multiplikation der Gleichung mit der Wellenlänge  $\lambda_F$  ergibt sich für die Trägerfrequenz  $F$  die Beobachtungsgleichung für eine Phasenmessung  $L_r^s$  als Ausdruck einer Strecke:

$$L_{Fr}^s = \varrho_r^s + c\delta_r - c\delta^s + \Delta\varrho_r^s + \lambda_F n_{Fr}^s \quad (4.4)$$

Die Term  $\Delta\varrho_r^s$  berücksichtigt dabei u.a. die atmosphärischen Einflüsse der Ionosphäre und der Troposphäre (Abschnitt 4.4).

Zur Reduktion systematischer Effekte werden häufig Differenzen der direkten Beobachtungen nach Gleichung 4.4 gebildet. Im Falle der Differenz der Beobachtungen zweier Empfänger  $r, q$  zu einem Satelliten  $s$

$$L_{Fr,q}^s = L_{Fr}^s - L_{Fq}^s \quad (4.5)$$

wird von einer Einfachdifferenz gesprochen. Die Differenz zweier Einfachdifferenzen zu zwei Satelliten  $s, t$

$$L_{Fr,q}^{s,t} = L_{Fr,q}^s - L_{Fr,q}^t \quad (4.6)$$

ergibt die Gleichung einer Doppeldifferenz:

$$L_{Fr,q}^{s,t} = \varrho_{r,q}^{s,t} + \Delta\varrho_{r,q}^{s,t} + \lambda_F n_{r,q}^{s,t} \quad (4.7)$$

Unter der Annahme, dass der Empfängeruhrfehler für die Berechnung der Raumstrecken  $\varrho$  besser als  $1 \mu s$  bekannt ist, fallen Empfänger- und Satellitenuhrfehler bei Bildung der Doppeldifferenzen heraus. Für einige GPS-Analysepakete, wie die Berner Software, stellen die Beobachtungen nach Gleichung 4.7 die fundamentalen Beobachtungsgrößen dar.

Bei der Auswertung werden die GPS-Beobachtungen nach Gleichung 4.7 nur selten direkt verwendet. In den meisten Fällen werden Linearkombinationen der direkten Beobachtungen genutzt. Alle Linearkombinationen  $L_i$  aus Phasenbeobachtungen  $L$  und Codebeobachtungen  $P$  lassen sich bilden mit:

$$L_i = \kappa_{1,i}L_1 + \kappa_{2,i}L_2 + \kappa_{3,i}P_1 + \kappa_{4,i}P_2 \quad (4.8)$$

Die für die Auswertung von GPS-Beobachtungen bedeutendste Linearkombination ist die so-

genannte ionosphärenfreie Linearkombination (vgl. Abschnitt 4.4.1). Weitere Linearkombinationen besitzen für bestimmte Anwendungen günstige Eigenschaften: So eignen sich die sogenannte „wide-lane“-Linearkombination mit  $\kappa_1 = \frac{f_1}{f_1 - f_2}$ ,  $\kappa_2 = -\frac{f_2}{f_1 - f_2}$  und  $\kappa_3 = \kappa_4 = 0$  und die Melbourne-Wübbena-Linearkombination mit  $\kappa_1 = \frac{f_1}{f_1 - f_2}$ ,  $\kappa_2 = -\frac{f_2}{f_1 - f_2}$ ,  $\kappa_3 = \frac{f_1}{f_1 + f_2}$  und  $\kappa_4 = \frac{f_1}{f_1 + f_2}$  wegen ihrer Wellenlänge von 86 cm besonders für die Lösung der Phasenmehrdigkeiten. Die letztere Linearkombination verknüpft dabei sowohl Code- als auch Phasenbeobachtungen.

### 4.2 Berücksichtigung von Fehlereinflüssen in der Geodäsie

Geodätische Beobachtungen werden von einer Vielzahl von Effekten beeinflusst. Bei unterschiedlichen Zielstellungen können diese Effekte sowohl als interessierendes Signal als auch als Fehlereinfluss auftreten. So wirkt der atmosphärische Wasserdampf verzögernd auf das durchdringende Signal (vgl. Abschnitt 4.4). Für die Mehrzahl der GPS-Anwendungen ist diese Laufzeitverzögerung störend und muss in der Auswertung berücksichtigt werden. Für Anwendungen der GPS-Meteorologie stellt sie allerdings die primär interessierende Beobachtung dar (z.B. Bevis u.a. 1992; Vey u.a. 2008).

Die Behandlung von Fehlereinflüssen in der Geodäsie lässt sich in vier Kategorien unterteilen:

(1.) *Eliminieren des Fehlereinflusses*

Durch Wahl einer günstigen Messanordnung lassen sich bestimmte Fehlereinflüsse eliminieren oder zumindest stark reduzieren. Bei der Auswertung von GPS-Beobachtungen mit doppelten Differenzen werden durch die Differenzbildung einige Fehlereinflüsse, wie z.B. der Einfluss des Satellitenuhrfehlers, eliminiert oder zumindest deutlich verringert (vgl. Abschnitt 4.1). Ein weiteres Beispiel ist die deutliche Reduktion des Einflusses der ionosphärischen Refraktion durch die Beobachtung auf zwei Frequenzen (Abschnitt 4.4).

(2.) *Modellieren des Fehlereinflusses*

Der Fehlereinfluss wird durch Anbringen einer Korrektur an die Beobachtungsgleichung berücksichtigt. Beispiele hierfür sind u.a. die Berücksichtigung von Antennenphasenzentrumsvariationen (Abschnitt 4.5) oder bestimmte nichtlineare Bewegungen z.B. infolge von Gezeitenbewegungen der festen Erde oder durch Ozeangezeitenauflasten (Abschnitt 2.3).

(3.) *Parametrisieren des Fehlereinflusses*

Ist das Beobachtungssystem bezüglich eines bestimmten Fehlereinflusses sensitiv, so kann dieser mit der Einführung zusätzlicher Unbekannter in der Parameterschätzung mitbestimmt werden. Dabei ist darauf zu achten, dass das entstehende Normalgleichungssystem lösbar bleibt, d.h. gegebenenfalls auftretende Singularitäten beseitigt werden können. Beispiele für die Parametrisierung eines Fehlereinflusses in der Parameterschätzung sind die Bestimmung sogenannter pseudostochastischer Pulse in der Bahnmodellierung (Abschnitt 4.3) oder die Bestimmung der troposphärischen Laufzeitverzögerung (Abschnitt 4.4).

(4.) *Ignorieren des Fehlereinflusses*

Der Fehlereinfluss bzw. residuale Effekte werden nicht mit Hilfe einer der drei ersten Kategorien behandelt. Dies kann im Falle eines systematischen Effektes zu systematisch verfälschten Resultaten führen. Periodische Effekte können Aliasing hervorrufen und zufällige Anteile führen zu einem vergrößerten Fehlermaß. In diese Kategorie fallen alle residualen Fehler der oben genannten ersten und zweiten Kategorie, sowie nicht beachtete Fehlereinflüsse, wie z.B. Mehrwegeeffekte (Abschnitt 4.6) oder nicht berücksichtigte Auflasteffekte (Abschnitt 2.3).

### 4.3 Satellitenbahnen und Erdorientierungsparameter

In einem Inertialsystem (vgl. Abschnitt 3.1) lässt sich die Bewegung eines künstlichen Erdsatelliten mit vernachlässigbarer Masse als ungestörtes Keplerproblem in der Form (Seeber 2003)

$$\ddot{\mathbf{r}} = -\frac{GM}{r^3}\mathbf{r} \quad (4.9)$$

mit

$\mathbf{r}$  dem geozentrischen Ortsvektor des Satelliten mit dem Betrag  $|\mathbf{r}| = r$ ,  
 $GM$  dem Produkt aus Gravitationskonstante  $G$  und Erdmasse  $M$ ,

als drei gewöhnliche, nicht-lineare, skalare und gekoppelte Differentialgleichungen beschreiben. Unter der Berücksichtigung der auf den Satelliten wirkenden Störkräfte erweitert sich die Gleichung 4.9 zu:

$$\ddot{\mathbf{r}} = -\frac{GM}{r^3}\mathbf{r} + \ddot{\mathbf{s}} \quad (4.10)$$

Die Bahnstörungen

$$\ddot{\mathbf{s}} = \ddot{\mathbf{r}}_E + \ddot{\mathbf{r}}_S + \ddot{\mathbf{r}}_M + \ddot{\mathbf{r}}_P + \ddot{\mathbf{r}}_e + \ddot{\mathbf{r}}_o + \ddot{\mathbf{r}}_D + \ddot{\mathbf{r}}_{SP} + \ddot{\mathbf{r}}_A + \ddot{\mathbf{r}}_{Rest} \quad (4.11)$$

sind Störbeschleunigungen aufgrund

- inhomogener Massenverteilung innerhalb der Erde  $\ddot{\mathbf{r}}_E$ ,
- von Gravitationskräften anderer Himmelskörper, vor allem der Sonne  $\ddot{\mathbf{r}}_S$  und des Mondes  $\ddot{\mathbf{r}}_M$  und der Planeten  $\ddot{\mathbf{r}}_P$ ,
- von Gezeiten der festen Erde  $\ddot{\mathbf{r}}_e$  und des Ozeans  $\ddot{\mathbf{r}}_o$ ,
- des Reibungswiderstandes der Atmosphäre  $\ddot{\mathbf{r}}_D$ ,
- von direktem und von der Erde reflektiertem Strahlungsdruck der Sonne  $\ddot{\mathbf{r}}_{SP}$ ,  $\ddot{\mathbf{r}}_A$ ,
- weiterer, kleiner Restbeschleunigungen  $\ddot{\mathbf{r}}_{Rest}$  ( $< 10^{-9} \text{m/s}^2$ , Springer 2000).

In Tabelle 4.1 werden die Größenordnungen der Effekte der Störbeschleunigungen quantifiziert (Springer 2000). Nach einer Faustformel ergibt sich aus einem Orbitfehler  $dr$  für die Bestimmung einer Basislinie der Länge  $b$  ein Fehlereinfluss  $db$  mit:

$$db = \frac{b dr}{\varrho} \quad (4.12)$$

Dabei beschreibt  $\varrho$  die Entfernung zwischen dem Satelliten und dem Beobachter und kann für GPS maximal 25000 km betragen (Seeber 2003).

Die Bahnstörungen  $\ddot{\mathbf{r}}_S$  in Gleichung 4.10 können als klein im Vergleich zu dem das Zweikörperproblem beschreibenden Hauptterm  $-\frac{GM}{r^3}\mathbf{r}$  angesehen werden. Eine Lösung der Gleichung 4.10 mittels numerischer Integration führt für jedes Zeitargument  $t$  innerhalb des Integrationsintervalls zu einer geozentrischen Position  $\mathbf{r}(t)$  und einer Geschwindigkeit  $\mathbf{v}(t)$  des Satelliten. Formal lässt sich daraus für jeden Zeitpunkt  $t$  ein Satz der sechs Keplerelemente (große Halbachse  $a(t)$ , numerische Exzentrizität  $e(t)$ , Inklination der Bahn  $i(t)$ , Rektaszension des aufsteigenden Bahnknotens  $\Omega(t)$ , Argument des Perigäums  $\omega(t)$  und das Breitenargument  $u_0(t)$ ) berechnen. Das Breitenargument  $u_0(t)$  ergibt sich aus dem Argument des Perigäums  $\omega(t)$  und der wahren Anomalie  $v(t_0)$  zu einem Anfangszeitpunkt  $t_0$  mit  $u_0(t) = \omega(t) + v(t_0)$ . Ein Satz Keplerelemente wird auch als Satz oskulierender Elemente zum Zeitpunkt  $t$  bezeichnet und in der Berner Software zur Beschreibung von Satellitenbahnen verwendet. Da nicht alle Störkräfte  $\ddot{\mathbf{r}}_S$  vollständig bekannt sind, werden in der Orbitmodellierung der Berner Software bis zu neun zusätzliche dynamische Parameter angesetzt. Diese Parameter berücksichtigen vor allem Störbeschleunigungen aufgrund des Strahlungsdruckes nach dem CODE Strahlungsdruckmodell (Beutler u.a. 1994). Zusätzlich können sogenannte pseudostochastische Parameter eingeführt werden, kleine Geschwindigkeitsänderungen des Satelliten zu definierten Epochen und in definierten Richtungen (z.B. entlang der Bahn, senkrecht zur Bahn oder radial). Die Bezeichnung dieser Parameter als pseudostochastisch unterstreicht dabei, dass diese Parameter im Normalfall mit a priori Gewichten versehen und nicht zu jeder Beobachtungsepoche aufgesetzt werden (Beutler u.a. 1994).

Zur externen Validierung von GNSS-Satellitenbahnen sind an einzelnen GPS- bzw. GLONASS-Satelliten Retroreflektoren angebracht, die mit Laserverfahren beobachtet werden können. Im Vergleich zu den aus den GNSS-Daten bestimmten GNSS-Bahnen sind die gemessenen Laserentfernungen für GPS zwischen 4 und 6 cm und für GLONASS etwa 2 cm zu kurz. Die Standardabweichungen betragen 2.7 cm für eine GPS-Bahn und 4.9 cm für eine GLONASS-Bahn (Urschl u.a. 2005).

**Tabelle 4.1:** Größenordnung der Störbeschleunigungen auf einen GPS-Satelliten über 3 Tage. Springer (2000) berechnet zu diesem Zweck einen 3-Tages Bahnbogen eines GPS-Satelliten einmal mit und einmal ohne Berücksichtigung eines einzelnen Effektes. Die Tabelle zeigt den RMS der Orbitdifferenz.

Erdabplattung ( $C_{20}$ )	41030 m
Gravitation des Mondes	3708 m
Gravitation der Sonne	1809 m
Inhomogene Massenverteilung ( $C_{22}, S_{22}$ )	504 m
Inhomogene Massenverteilung ( $C_{nm}, S_{nm}$ ) ( $n, m = 3 \dots 8$ )	204 m
Strahlungsdruck der Sonne	273 m
Gezeiten der festen Erde	1,4 m
Relativistische Effekte	0,585 m
Ozeangezeiten	0,223 m
Gravitation von Venus, Jupiter und Mars	0,164 m

Eine Spektralanalyse der bei der Kombination des ITRF2005 berechneten Residuen gibt Hinweise auf Signalanteile mit einer Periode von  $1,040 \pm 0,008$  Schwingungen pro Jahr, entsprechend einer Periodendauer von  $351,2 \pm 2,8$  Tagen, für die es keine geophysikalische Erklärung gibt (Ray u.a. 2008). Die Autoren greifen einen Hinweis von U. Hugentobler auf, nach dem dieser Effekt Folge des sogenannten drakonischen GPS-Jahres sein könnte. Ein drakonisches GPS-Jahr ist der Zeitraum, den die Sonne benötigt, um (aus dem Blickwinkel der Erde) zu dem selben Punkt relativ zum GPS-Bahnknoten zu gelangen. Da sich der Knoten der GPS-Bahn vor allem wegen der abgeplatteten Erdfigur um  $-14,16^\circ$  pro Jahr verschiebt, ergibt sich daraus eine Periode von 351,4 Tagen. Gestützt wird diese Vermutung durch das Fehlen derartiger Signale in den Residuenzeitreihen der VLBI und SLR-Lösung. Ray u.a. (2008) vermuten zwei Kopplungsmechanismen zwischen diesem Effekt und dem beobachteten Signal in den Residuenzeitreihen: Einerseits ist ein direkter Einfluss dieses Bahneffekts auf die Stationspositionen denkbar, andererseits könnten Alias-Effekte der Wiederholzyklen identischer Stations-Satellitenkonstellationen Signale mit einer solchen Periode hervorrufen (Agnew und Larson 2007).

In Abschnitt 3.3 wurde die Notwendigkeit von Transformationsbeziehungen zwischen inertialen (CRS) und terrestrischen Bezugssystemen (TRS) erläutert. Die dort gegebene Gleichung 3.1

$$\mathbf{r}_{\text{CRS}} = \mathbf{Q}(t)\mathbf{R}(t)\mathbf{W}(t)\mathbf{r}_{\text{TRS}}$$

lässt sich mit der für die Berechnung von partiellen Ableitungen der GNSS-Beobachtungen nach interessierenden Parametern notwendigen Genauigkeit umschreiben:

$$\mathbf{r}_{\text{CRS}} = \mathbf{P}^T(t)\mathbf{R}_1(\Delta\varepsilon)\mathbf{R}_2(-\Delta\Psi \sin \varepsilon_0)\mathbf{R}_3(-\Theta_{GM})\mathbf{R}_1(y_P)\mathbf{R}_2(x_P)\mathbf{r}_{\text{TRS}} \quad (4.13)$$

Die Gleichung 4.13 enthält die fünf aus GNSS-Beobachtungen bestimmbaren Erdorientierungsparameter, nämlich die Änderungen der Nutation in Länge  $\Delta\varepsilon$  und Schiefe  $\Delta\Psi$  (Rothacher u.a. 1999), die mittlere siderische Zeit in Greenwich  $\Theta_{GM}$  und die Polkoordinaten  $x_P$  und  $y_P$ . Die Matrizen  $\mathbf{R}_1$ ,  $\mathbf{R}_2$  und  $\mathbf{R}_3$  beschreiben dabei Rotationen um die  $x$ ,  $y$ - bzw.  $z$ -Achse. Die Präzession  $\mathbf{P}(t)$  ist aus Satellitenbeobachtungen nicht bestimmbar. Das Rotationsverhalten der Erde wird von den Massen im System Erde beeinflusst. Die beobachteten Erdrotationsparameter liefern somit einen integrierten Effekt aller Massenvariationen (z.B. Chen 2005), wie dem Abschmelzen des kontinentalen Eises und dem damit verbundenen glazialisostatischen Ausgleich (Johnston und Lambeck 1999; Mitrovica u.a. 2001; Nakada und Okuno 2003), den Variationen des Ozeans und der Atmosphäre (Wünsch 2000; Gross u.a. 2004; Gross u.a. 2005) sowie den Variationen der kontinentalen Hydrologie und stellen dadurch einen bedeutenden Gegenstand der Erdsystemforschung dar (Drewes 2007).

## 4.4 Laufzeitverzögerungen

Auf dem Weg vom Satelliten zum Empfänger durchdringen die Beobachtungssignale verschiedene Schichten der Erdatmosphäre, die sich bezüglich verschiedener Merkmale klassifizieren lassen: Temperatur, Ionisierung, Magnetfeld und auch bezüglich ihrer Einflüsse auf sie durchdringende Signale (Seeber 2003). Hinsichtlich der Signalübertragung lässt sich die Atmosphäre in zwei Hauptschichten unterteilen: Die Ionosphäre als obere Schicht reicht mit

ihrer unteren Begrenzung bis in eine Höhe von etwa 40 km. Sie ist durch geladene Teilchen gekennzeichnet, deren Anzahl von der Aktivität der Sonne abhängig ist (Seeber 2003). Die größte Dichte an geladenen Teilchen wird in einer Höhe von 400-450 km angenommen. Die neutrale Troposphäre ist die untere Schicht der Atmosphäre, schließt sich unterhalb der Ionosphäre an und reicht bis zur Erdoberfläche. In der Troposphäre spielt sich das Wettergeschehen ab und das Signal wird hier vor allem durch Druck, Temperatur und Wasserdampfgehalt beeinflusst (Seeber 2003).

#### 4.4.1 Ionosphärische Refraktion

Für Mikrowellen ist die Ionosphäre ein dispersives Medium, d.h. der Brechungsindex ist abhängig von der Frequenz des Signals. Dispersive Eigenschaften eines Mediums werden durch elektromagnetische Wechselwirkungen zwischen dem elektrischen Feld im durchdrungenen Medium selbst und dem externen Feld der es durchdringenden Welle hervorgerufen (Seeber 2003). Dabei ist zwischen sinusförmigen Signalen wie der Trägerphasenwelle und Signalgruppen wie dem aufmodulierten Codesignal zu unterscheiden (Seeber 2003). Unter anderen leitet Xu (2003) den Refraktionsindex für GPS Signale her. Der Refraktionsindex für die Wellengruppe des Codesignals der Frequenz  $f$  ist demnach:

$$n_P = 1 - \frac{a_1}{f^2} - \frac{a_2}{f^3} - \frac{a_3}{f^4} - \dots \quad (4.14)$$

und für das Phasensignal:

$$n_L = 1 + \frac{a_1}{f^2} + \frac{a_2}{2f^3} + \frac{a_3}{3f^4} + \dots \quad (4.15)$$

Die Laufzeitänderung des Signalweges  $\Delta Q$  in einem Medium mit einem Refraktionskoeffizienten  $n$  ergibt sich aus dem Integral entlang des Signalweges und beträgt:

$$\Delta Q_{P,L} = \int (n_{P,L} - 1) ds \quad (4.16)$$

Damit lassen sich die GPS-Beobachtungsgrößen als Ausdruck der Strecke schreiben:

$$P_i = \varrho + \int \left( \frac{a_1}{f_i^2} + \frac{a_2}{f_i^3} + \frac{a_3}{f_i^4} + \dots \right) ds = \varrho + \frac{q}{f_i^2} + \frac{s}{f_i^3} + \frac{r}{f_i^4} + \dots \quad (4.17)$$

und

$$L_i = \varrho + n_i \lambda_i - \int \left( \frac{a_1}{f_i^2} + \frac{a_2}{2f_i^3} + \frac{a_3}{3f_i^4} + \dots \right) ds = \varrho + n_i \lambda_i - \frac{q}{f_i^2} - \frac{s}{2f_i^3} - \frac{r}{3f_i^4} - \dots \quad (4.18)$$

Der Term  $\varrho$  enthält hier neben der geometrischen Distanz alle nicht-dispersiven Effekte wie z.B. Uhrfehler, die troposphärische Laufzeitverzögerung oder Laufzeitverzögerungen in der Hardware der Satelliten bzw. Empfänger. Die Faktoren  $q, s$  und  $r$  sind u.a. in Fritsche u.a. (2005) näher beschrieben.

Etwa 99% des Gesamteffekts der ionosphärischen Refraktion wird durch den ersten Term ( $\sim \frac{1}{f^2}$ ) abgedeckt (Hernández-Pajares u.a. 2007). Mit den Faktoren der Linearkombination

aus Gleichung 4.8  $\kappa_1 = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2}$ ,  $\kappa_2 = -\frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2}$  und  $\kappa_3 = \kappa_4 = 0$  ergibt sich die sogenannte ionosphärenfreie Linearkombination für Trägerphasenbeobachtungen, die allerdings nur den ionosphärischen Effekt erster Ordnung eliminiert:

$$L_c = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (4.19)$$

Für Codebeobachtungen lässt sich eine analoge Linearkombination finden:

$$P_c = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 P_1 - f_2^2 P_2) \quad (4.20)$$

Mit verbesserten Beobachtungs- und Auswertemethoden wurde es in den letzten Jahren notwendig, für großräumige Netze auch die ionosphärischen Effekte höherer Ordnung zu berücksichtigen. Während einer Periode erhöhter Sonnenaktivität im Jahre 2000 erhalten Kedar u.a. (2003) bei einer Precise-Point-Positioning-Analyse (PPP-Analyse) für einige Stationen eine Südwärtsverschiebung von bis zu 5 mm und eine Vertikalverschiebung von bis etwa 2-3 mm. In der in Fritsche u.a. (2005) beschriebenen globalen Lösung werden die ionosphärischen Korrekturen höherer Ordnung außer für die Bestimmung der Koordinaten und der troposphärischen Laufzeitverzögerung auch für die Bestimmung globaler Parameter wie Satellitenbahnen und Erdrotationsparameter berücksichtigt. Im Vergleich zu Kedar u.a. (2003) reduzieren sich die Residuen der Stationspositionen um etwa 50%. Die Untersuchung zeigt einen signifikanten Einfluss der ionosphärischen Effekte höherer Ordnung auf die Realisierung des Koordinatenursprungs, deren Berücksichtigung zu Verschiebungen der Z-Komponente von bis zu 12 mm im Maximum und von bis zu 6.2 mm im Mittel eines 3-Jahres-Zeitraums führen (Fritsche u.a. 2005). Im Rahmen globaler GPS-Analysen, so auch in der vorliegenden Reprozessierung, werden regelmäßig auch Ionosphärenmodelle geschätzt. Aus diesen Modellen können die ionosphärischen Effekte zweiter und dritter Ordnung abgeleitet und als Korrektur an die Beobachtungen angebracht werden.

Die Elektronendichte in der Atmosphäre ist hochvariabel und hauptsächlich von den Faktoren Beobachtungsort, Tageszeit, Jahreszeit und Sonnenaktivität abhängig (Seeber 2003). Treten Unterschiede in der Elektronendichte auf engem Raum auf, können schnelle, zufällige Variationen der Phase, sogenannte Phasen-Scintillationen, mit einer Periode von Sekunden hervorgerufen werden. Signalbeugung kann zusätzlich zu einer Variation der Signalamplitude führen, die dann als Amplituden-Scintillation bezeichnet wird (Skone u.a. 2001). Die genannten Effekte treten am stärksten in der Äquatorregion ( $\pm 10^\circ$  geomagnetische Breite), und in den hohen Breiten ( $> 65^\circ$  geomagnetische Breite) auf. Am Äquator können zusätzlich äquatoriale Anomalien mit zwei räumlichen Maxima der Elektronendichte etwa  $10-15^\circ$  nördlich und südlich des magnetischen Äquators und einem zeitlichen Maximum zwischen 14 und 15 Uhr Ortszeit auftreten (Huang und Cheng 1991). Die Aktivität der Sonne schwankt periodisch mit einer Periodendauer von etwa 11 Jahren mit einem Minimum im Jahre 1997 und einem Maximum in den Jahren 2000-2002. In Zeiten maximaler Sonnenaktivität kann sich das zeitliche Maximum auf 21 Uhr Ortszeit verschieben (Basu u.a. 1988). Scintillationen in den höheren Breiten sind mit dem Auftreten von Magnetstürmen korreliert, äquatoriale Scintillationen treten am stärksten in den Monaten Oktober/November und Februar/März

während des solaren Maximums auf.

In Abhängigkeit vom Empfängertyp und der Stationsbreite können Störungen in der Ionosphäre bei GPS-Beobachtungen zu einem Anstieg an Phasensprüngen und zu Lücken in der Datenaufzeichnung führen. Besonders betroffen ist hier die zweite Frequenz (Skone u.a. 2001).

#### 4.4.2 Troposphärische Refraktion

Die Troposphäre ist für Mikrowellen kein dispersives Medium, d.h. alle Wellen mit Frequenzen bis zu 15 GHz werden in gleicher Weise beeinflusst. Die Refraktivität der Troposphäre lässt sich beschreiben durch (Hartmann und Leitinger 1984; Spilker 1996; Schüler 2001):

$$N_T = C_1 \frac{P'}{T} + C_2 \frac{e}{T} + C_3 \frac{e}{T^2} = C_1 \frac{P}{T} + C_4 \frac{e}{T^2} = N_d + N_w \quad (4.21)$$

mit

$P$	Luftdruck [hPa]
$e$	partieller Dampfdruck [hPa]
$P' = P - e$	Druck des trockenen Gases [hPa]
$T$	Temperatur [K]

Die Gesamtrefraktivität  $N_T$  wird dabei in einen trockenen Anteil  $N_d$  und einen feuchten Anteil  $N_w$  aufgespalten. Die Koeffizienten sind in der Literatur mit empfohlenen Werten zu  $C_1 = 77,6$  und  $C_4 = 3,73 \cdot 10^{-5}$  gegeben (Seeber 2003). Mit der Beziehung  $n = 10^6 N$  zwischen dem Refraktionsindex  $n$  und der Brechzahl  $N$  ergibt sich der Einfluss der Troposphäre auf die gemessene Strecke  $\Delta\varrho_T$  analog zu Gleichung 4.16:

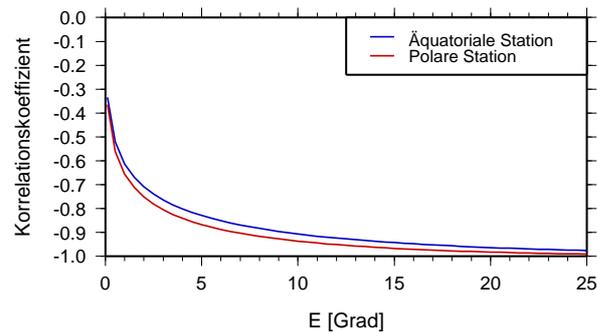
$$\Delta\varrho_T = \Delta\varrho_d + \Delta\varrho_w = 10^{-6} \int_R^{H_d} N_d ds + 10^{-6} \int_R^{H_w} N_w ds \quad (4.22)$$

Es wird dabei der Signalweg vom Empfänger  $R$  bis zur effektiven Höhe des trockenen Anteils  $H_d$  bzw. feuchten Anteils  $H_w$  integriert. Da eine direkte Bestimmung der Refraktivität entlang des Signalweges nicht möglich ist, wurden verschiedene Modelle entwickelt (z.B. Hopfield 1969 und Saastamoinen 1973). Die Laufzeit des Signals durch die Troposphäre wird maßgeblich von der Zenitdistanz bestimmt unter der der Satellit beobachtet wird. Zu diesem Zweck wird die im Zenit bestimmte Laufzeitverzögerung mit Hilfe einer Mappingfunktion auf die gültige Zenitdistanz  $z$  der Beobachtung projiziert. Dabei werden für den trockenen Anteil  $\Delta\varrho_d^Z$  und den feuchten Anteil  $\Delta\varrho_w^Z$  verschiedene Mappingfunktionen  $m(z)$  angewandt:

$$\Delta\varrho_T = m_d(z)\Delta\varrho_d^Z + m_w(z)\Delta\varrho_w^Z \quad (4.23)$$

Etwa 90% der gesamten Laufzeitverzögerung entfallen auf den trockenen Anteil, etwa 10% auf den feuchten Anteil. Viele Mappingfunktionen basieren auf dem Ansatz eines endlosen Bruchs (Marini 1972):

$$m(z) = \frac{1}{\cos z + \frac{a}{\cos z + \frac{b}{\cos z + \frac{c}{\cos z + \dots}}}} \quad (4.24)$$



**Abbildung 4.1:** Korrelation zwischen den Parametern der troposphärischen Laufzeitverzögerung im Zenit und der Stationshöhe. Die Korrelationskoeffizienten sind für eine Station am Äquator (blaue Kurve) und am Pol (rote Kurve) in Abhängigkeit vom verwendeten minimalen Elevationswinkel  $E$  dargestellt.

Die Koeffizienten  $a, b$  und  $c$  sind von verschiedenen Autoren bestimmt worden (z.B. Davis u.a. 1985; Herring 1992; Niell 1996). Niell (1996) bestimmte die Koeffizienten mit Hilfe von Strahlenverfolgung bei Radiosondenbeobachtungen zwischen  $43^\circ$  südlicher und  $75^\circ$  nördlicher Breite. Unter der Annahme breitenparalleler Homogenität und Symmetrie zwischen nördlicher und südlicher Hemisphäre wurde das Modell global erweitert. Untersuchungen zeigten jedoch, dass diese Annahmen in der Realität nur unzureichend zutreffen und z.B. in der Antarktis größere Abweichungen auftreten (Vey u.a. 2006). Aktuellere Mappingfunktionen, wie z.B. die Isobaric Hydrostatic Mapping Function (IMF, Niell 2000) oder die Vienna Mapping Function (VMF, Boehm und Schuh 2004) bzw. ihre auf neuen hydrostatischen Koeffizienten basierende Weiterentwicklung VMF1 (Boehm u.a. 2006), nutzen meteorologische Informationen aus globalen numerischen Wettermodellen. Damit wird insbesondere für den trockenen Anteil eine höhere Genauigkeit erreicht. Von Boehm u.a. (2006) wurde aus gemittelten meteorologischen Daten des numerischen Wettermodells ECMWF über den Zeitraum September 1999 bis August 2002 die Global Mapping Function (GMF) abgeleitet, die unabhängig von der Verfügbarkeit numerischer Wettermodelle eingesetzt werden kann und dennoch über eine mit der VMF1 vergleichbare Genauigkeit verfügt.

Bei der praktischen GPS-Datenauswertung wird die troposphärische Laufzeitverzögerung im Zenit als unbekannter Parameter über ein bestimmtes Gültigkeitsintervall mitgeschätzt. Bei gleichzeitiger Schätzung der Stationshöhe sind diese beiden Parameter hoch korreliert (Rothacher und Beutler 1998). Erst durch die Einbeziehung von Beobachtungen niedriger Elevationen gelingt eine Dekorrelation beider Parameter. Abbildung 4.1 zeigt die Korrelationskoeffizienten zwischen Troposphärenparametern und Stationshöhe für je eine äquatoriale und eine polare Station. Jedoch ist auch die Verwendung von Beobachtungen niedriger Elevationen problematisch, weisen diese doch durch den langen Signalweg durch die Atmosphäre ein erhöhtes Rauschen auf und unterliegen verstärkt Effekten der Mehrwegeausbreitung. Aus diesem Grunde werden diese Beobachtungen häufig in Abhängigkeit von der Zenitdistanz  $z$  mit einem niedrigeren Gewicht in die Parameterschätzung eingeführt (Rothacher u.a. 1997):

$$\omega(z) = \cos^2(z) \quad (4.25)$$

Bei der Verwendung von Beobachtungen niedriger Elevationswinkel kann zudem nicht mehr von einer azimuthal symmetrischen Troposphäre ausgegangen werden. In einem einfachen Modell nach Davis u.a. (1993) und MacMillan (1995) werden zwei Gradientenparameter mitbestimmt (Rothacher u.a. 1998):

$$\Delta\varrho(\alpha, z) = m(z)\Delta\varrho_h + \frac{dm(z)}{dz} \cos \alpha \Delta\varrho_n + \frac{dm(z)}{dz} \sin \alpha \Delta\varrho_e \quad (4.26)$$

mit

$z, \alpha$	Zenitdistanz und Azimut des Satelliten
$\Delta\varrho(\alpha, z)$	troposphärische Laufzeitverzögerung in Satellitenrichtung
$\Delta\varrho_h$	troposphärische Laufzeitverzögerung in Zenitrichtung
$\Delta\varrho_n$	Gradient in Nord-Süd-Richtung
$\Delta\varrho_e$	Gradient in Ost-West-Richtung
$m(z)$	Mappingfunktion

Die Gradienten  $\Delta\varrho_n$  und  $\Delta\varrho_e$  entsprechen einer Kippung der Mappingfunktion um einen Winkel  $\beta \approx \frac{\sqrt{\Delta\varrho_n^2 + \Delta\varrho_e^2}}{\Delta\varrho_h}$ .

## 4.5 Einflüsse der Sende- und Empfangsantennen

Die beobachtete Strecke zwischen einer Satelliten- und einer Empfängerantenne ist in der Realität die Strecke zwischen den Phasenzentren dieser beiden Antennen. Die Bahn eines Satelliten bezieht sich jedoch auf sein Massezentrum und der geometrische Bezug einer Empfangsantenne weicht ebenfalls vom elektrischen Phasenzentrum ab. Aus diesem Grunde sind die räumlichen Offsets der Antennen von ihrem geometrischen Bezug bei präzisen GPS-Anwendungen zu berücksichtigen (Xu 2003).

Die Lage des elektrischen Phasenzentrums für eine Wellenlänge  $\lambda$  ist nicht konstant, sondern ist von der Richtung (Azimut  $\alpha$  und Zenitdistanz  $z$ ) des einfallenden Signals abhängig (z.B. Geiger 1988):

$$\Delta r(\alpha, z, \lambda) = \mathbf{a}(\lambda) \cdot \mathbf{e} + \Delta\phi(\alpha, z, \lambda) \quad (4.27)$$

Der Einheitsvektor  $\mathbf{e}$  gibt die Richtung von der Empfangs- zur Sendeantenne an. Zur Bestimmung der Phasenzentrumsoffsets (PZO)  $\mathbf{a}(\lambda)$  und Phasenzentrumsvariationen (PZV)  $\Delta\phi(\alpha, z, \lambda)$  werden heute vor allem drei Verfahren angewandt (Rothacher 2001):

- *relative Feldkalibrierung*: Die Antenne wird relativ zu einer Masterantenne kalibriert. Während die Masterantenne fest steht, wird die zu kalibrierende Antenne manuell oder automatisch um ihre Stehachse rotiert (Frevert u.a. 2003). In Abhängigkeit vom Kalibrierungsort liegt infolge einer ungleichmäßigen Abdeckung des Himmels mit Satellitensignalen keine homogene Abdeckung mit Beobachtungen vor. Zudem unterliegen die Signale nahe des Horizonts verstärkt Einflüssen der Atmosphäre und der Mehrwegeausbreitung, weshalb diese Kalibrierungsergebnisse von niedriger Genauigkeit sind. Das relative Antennenphasenmodell lässt sich unter Verwendung eines absoluten Antennenphasenmodells für die Masterantenne in ein absolutes Antennenphasenmodell konvertieren.

- *absolute Feldkalibrierung*: Die Antenne wird absolut unter Verwendung echter Satellitensignale kalibriert. Ein Roboter rotiert die Antenne sowohl um die Stehachse als auch um die Kippachse (Wübbena u.a. 1997). Damit wird gewährleistet, dass die gesamte Halbkugel der Antenne unabhängig von der geographischen Lage des Kalibrierungsortes mit gleicher Genauigkeit kalibriert wird. Atmosphärische Einflüsse und Mehrwegeeffekte können so minimiert werden.
- *absolute Kalibrierung im Labor*: Die Antenne wird in einem mikrowellentoten Raum unter Verwendung künstlich erzeugter Satellitensignale kalibriert (Schupler u.a. 1994; Schupler und Clark 2001).

Empfangsantennen gleichen Typs besitzen eine ähnliche Antennencharakteristik, weshalb für viele Anwendungen eine Typkalibrierung ausreichend ist. Häufig werden Empfangsantennen mit einem Radom vor Umwelteinflüssen geschützt. Ein Radom verändert die Empfangscharakteristik einer Antenne und unterschiedliche Antennen-/Radomkombinationen können sehr unterschiedliche Antennencharakteristika aufweisen. In einer Untersuchung von Schmid u.a. (2007) treten bei Nichtberücksichtigung der Radome in der Kalibrierung Differenzen in der Höhenkomponente bis zu 10 mm und in den Lagekomponenten von bis zu 8 mm auf. Antennen-/Radomkombinationen sind daher immer als individueller Antennentyp aufzufassen und zu kalibrieren. Die beiden absoluten Kalibrierungsverfahren liefern vergleichbare Ergebnisse und erlauben eine vollständige Kalibrierung der gesamten Antennenhalbkugel mit einer homogenen Genauigkeit (Görres u.a. 2006).

Relative Antennenphasenmodelle beziehen sich auf eine Referenzantenne (AOAD/M\_T: Allen Osborne Associates Dorne Margolin T). Für die Referenzantenne wird angenommen, dass die Phasenzentrumsvariationen gleich Null sind. Dies ist jedoch in der Realität nicht der Fall. Wird auf langen Basislinien ein Satellit von beiden Empfängern mit unterschiedlichen Elevationswinkeln beobachtet, fällt dieser Effekt in der Differenzbildung nicht heraus (Mader 1999). Diese Nachteile können durch die Nutzung absoluter Antennenphasenmodelle behoben werden. Die ausschließliche Berücksichtigung absoluter PZO und PZV an den Empfangsantennen führt jedoch zu einer Maßstabsänderung im globalen Netz in der Größenordnung von 15 ppb<sup>5</sup> (Rothacher 2001). Dies entspricht einer Änderung der Stationshöhe aller Stationen von etwa 10 cm. Um diese Änderung des globalen Netzmaßstabes zu verhindern, ist zusätzlich die Antennencharakteristik der Sendeantennen an den Satelliten zu berücksichtigen (z.B. Rothacher u.a. 1995). Czopek und Shollenberger (1993) versuchten, eine Block IIA Satellitenantenne am Boden zu kalibrieren. Die Ergebnisse erreichten jedoch nicht die geforderte Genauigkeit. Die Bestimmung der Sendeantennencharakteristik im Orbit aus GPS-Beobachtungen kann nur gemeinsam mit den übrigen bei globalen Lösungen gewöhnlich aufgesetzten Unbekannten erfolgen. Da jedoch Troposphärenparameter, Stationshöhen und die PZO und PZV der Sende- und Empfangsantennen hoch korreliert sind, ist dieses Problem singular. Es lässt sich nur lösen, wenn der Netzmaßstab fixiert wird und die Kalibrierwerte für die Empfängerantennen als bekannt eingeführt werden (Schmid u.a. 2007). Damit wird klar, dass Antennencharakteristika der Sendeantennen vom Koordinatensatz der fixierten Stationen abhängig und damit datumsbehaftet sind.

Wie Ge u.a. (2005) zeigen, führt die Verwendung absoluter Antennenphasenmodelle zu einem stabileren Maßstab bei der Auswertung von GPS-Beobachtungen. Im IGS wurde am 5. No-

---

<sup>5</sup>1 ppb (parts per billion) entspricht  $10^{-9}$ .

vember 2006 von relativer auf absolute Antennenmodellierung umgestellt (Gendt 2006). Der im IGS verwendete Kalibrierdatensatz `igs05.atx` wurde aus globalen Lösungen über einen Zeitraum von mehr als 10 Jahren bestimmt. Die dieser Arbeit zugrunde liegende Reprozessierung lieferte dafür einen wesentlichen Beitrag. Er enthält PZO und PZV sowohl für die Empfänger- als auch für die Sendeantennen. Bislang liegen jedoch noch sehr wenige Kalibrierungen für Antennen/ Radomkombinationen vor. Die meisten Kalibrierungen wurden ohne Radom durchgeführt.

Weitere Einflüsse an Empfangsantennen, die nicht durch Kalibrierwerte korrigiert werden können, betreffen unter anderem thermische Effekte der Antennen oder Schneeeauflagen (Dong u.a. 2002). Die Zeitreihe der Station YAKT (Jakutsk, Russland, 12353M002) zeigte ungewöhnliche Stationsbewegungen mit Residuen bis zu 3 cm, die akkumuliertem Schnee auf der Antenne zugeordnet werden konnten<sup>6</sup>. Seit dem Winter 2005 entfernt das Stationspersonal nun regelmäßig den Schnee von dieser Antenne.

## 4.6 Einflüsse der Beobachtungsstationen

### 4.6.1 Mehrwegeausbreitung

Bei auftretenden Mehrwegeeffekten wird ein Teil des einkommenden Beobachtungssignals an Reflexionsflächen in der Umgebung der Empfangsantenne reflektiert. Diese Signale erzeugen gemeinsam mit dem direkten Signal hoch- oder niederfrequente Interferenzmuster. Solche Reflexionsflächen können u.a. Gebäude, Eis- oder Wasserflächen oder der Erdboden sein. Durch Mehrwegeeffekte werden sowohl Code- als auch Phasenbeobachtungen beeinflusst, wobei der Einfluss auf Codebeobachtungen deutlich größer ist und mehrere Meter, im Extremfall sogar bis zu 100 m erreichen kann. Bei Phasenbeobachtungen können Fehler infolge Mehrwegeeffekte auf  $L_1$  bis zu 5 cm betragen. Durch Linearkombinationen können diese Fehler sowohl verstärkt als auch vermindert werden.

Gemeinsam mit Effekten der Phasenzentrumsvariationen der Empfangsantennen (Abschnitt 4.5) und der Signalstreuung treten Mehrwegeeffekte bei unveränderter Empfängerumgebung und bei identischer Satellitenkonfiguration nach genau einem siderischen Tag in gleicher Weise auf (Park u.a. 2004).

### 4.6.2 Beugung

Unter Beugung (Diffraktion) wird die Änderung der Ausbreitungsrichtung einer elektromagnetischen Welle verstanden, die nicht auf Brechung, Reflexion oder Streuung zurückzuführen ist. Durch Beugungseffekte beschreibt das Signal einen Umweg und kann auch im Schatten eines Hindernisses noch empfangen werden. Beugungseffekte sind frequenzunabhängig. Der entstehende Messfehler liegt im Bereich weniger cm, kann in Extremfällen aber auch einige dm betragen (Wanninger u.a. 2000).

---

<sup>6</sup>IGS-Stationmail 365

Um Effekte der Mehrwegeausbreitung und der Beugung zu minimieren, sollte das Design der Beobachtungsstationen diesbezüglich optimiert werden. So ist die Montage der Empfangsantenne in der Nähe reflektierender Flächen, z.B. des Erdbodens, hinsichtlich des Mehrwegeeffektes nicht optimal (z.B. Ray u.a. 2007). Auf Permanentstationen ist zudem die Verwendung von Chokering-Antennen zur Verringerung der Mehrwegeeffekte Standard. Wildt (2006) stellt ein Verfahren zur Modellierung von Mehrwege- und Beugungseffekten vor, um diese als Korrekturen an die Beobachtungen anzubringen. In der Mehrzahl der Anwendungen jedoch, so auch in der vorliegenden Arbeit, werden die durch diese Effekte beeinflussten Beobachtungen möglichst im Rahmen einer residuenbasierten Ausreißersuche von der weiteren Nutzung ausgeschlossen.

### 4.6.3 Abschattung

Abschattung tritt dann auf, wenn infolge eines Hindernisses, nicht alle verfügbaren Satellitensignale empfangen werden können. Für geophysikalische Langzeituntersuchungen sind insbesondere Veränderungen der Horizontmaske und damit der Verteilung der aufgezeichneten Beobachtungen problematisch, da die veränderte Beobachtungsgeometrie die Ergebnisse systematisch beeinflussen könnte. Dong u.a. (2002) zeigen wie durch Baumverschnitt in der Umgebung einer Beobachtungsstation Sprünge in den Koordinatenzeitreihen von bis zu 1 cm in den Lagekomponenten und bis zu 3,7 cm in der Höhenkomponente auftreten können. Für Kampagnenmessungen in Forschungsstationen der Antarktis sind mögliche Veränderungen der Horizontfreiheit durch Aufbau oder Abriss von Gebäuden relevant.

### 4.6.4 Elevationsmaske

Die Festlegung einer Elevationsmaske während der Auswertung bestimmt, bis zu welchen Zenitwinkeln Beobachtungsdaten verwendet werden. Auch bei der Beobachtung selbst können Elevationsmasken die Aufzeichnung der Signale mit großen Zenitwinkeln beschränken. Insbesondere in den Anfangsjahren von GPS wurde häufig davon Gebrauch gemacht, um die knappen Speicherressourcen der Empfangsgeräte besser nutzen zu können. Modellverbesserungen, insbesondere im Bereich der Antennenphasenzentrumsmodelle und der Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerung, erlauben heute die Verwendung von Beobachtungen sehr niedriger Elevationen (z.B. bis zu  $3^\circ$ ), was zu dieser Zeit unvorstellbar erschien. Die Mitnutzung der Beobachtungen niedriger Elevationen ist für die Separierung der Unbekannten für die Stationshöhe und die troposphärische Laufzeitverzögerung entscheidend (vgl. Abschnitt 4.4). Vey u.a. (2006) zeigen, dass durch Verwendung einer verbesserten Mappingfunktion (z.B. IMF, vgl. Abschnitt 4.4.2) in der Datenanalyse die Abhängigkeit der Schätzung der Unbekannten von der Festsetzung der Elevationsmaske verringert wird. Ebenso führt die Verwendung absoluter Antennenphasenmodelle zu einem verringerten Einfluss der gewählten Elevationsmaske auf die zu schätzenden Parameter (Schmid u.a. 2005).

### 4.6.5 Hardwareänderungen

Veränderungen der Hardware an den Beobachtungsstationen führen häufig zu Sprüngen in der Koordinatenzeitreihe. Solche Veränderungen können sein:

- Antennenwechsel,
- Hinzufügen, Entfernen oder Wechsel eines Radoms,
- Empfängerwechsel,
- Austausch des Antennenkabels.

Für die korrekte Behandlung dieser Hardwareänderungen ist eine vollständige Stationsgeschichte unerlässlich. Innerhalb des IGS werden vom Stationsbetreiber für jede Station Log-Dateien geführt, in denen Hardwareänderungen eingetragen werden. Einige Beispiele für hardwarebedingte Sprünge in den geschätzten Stationskoordinaten zeigt Abbildung 5.9 in Abschnitt 5.3.5.

### 4.7 Sonstige systembedingte Fehlereinflüsse

Die beobachteten Laufzeiten aus Codebeobachtungen sind systematisch beeinflusst (Sardón u.a. 1994). Für hochgenaue GNSS-Anwendungen dieser Beobachtungen (z.B. hochgenaue Bestimmung der GPS-Uhren, Zeittransferanwendungen, aber auch die Bestimmung der Phasenmehrdeutigkeiten unter Verwendung der Codebeobachtungen) können diese Fehler nicht vernachlässigt werden.

In Abhängigkeit vom verwendeten Empfängertyp können verschiedene Kombinationen der Codebeobachtungstypen C/A-Code auf  $L_1$  (C1), P-Code auf  $L_1$  und  $L_2$  (P1, P2) oder der Linearkombination X2 (C1+(P2-P1)) aufgezeichnet werden:

- P1/P2 - Empfänger: C1, P1, P2,
- C1/X2 - Empfänger: C1, X2 (z.B. ältere Rogue Empfänger, Trimble 4000),
- C1/P2 - Empfänger: C1, P2 (z.B. neuere Leica, Novatel, Trimble Empfänger).

Die Satelliten der Block IIR-M Generation können zusätzlich ein weiteres ziviles Codesignal auf  $L_2$  (C2) beobachten. Die systematischen Laufzeitfehler können nicht direkt bestimmt werden; es lassen sich jedoch Differenzen zwischen den Fehlern der einzelnen Beobachtungstypen bestimmen:

$$\begin{aligned} B_{P1-P2} &= B_{P1} - B_{P2} \\ B_{P1-C1} &= B_{P1} - B_{C1} \\ B_{P2-C2} &= B_{P2} - B_{C2}. \end{aligned} \tag{4.28}$$

Diese Differenzen systematischer Fehler der Codebeobachtungen (Differential Code Biases, DCBs) werden im Rahmen der globalen Reprozessierung mitbestimmt (siehe Abschnitt 5.2), wobei  $B_{P2-C2}$  derzeit noch nicht berücksichtigt wird.



# 5 Analyse eines globalen GPS-Netzes und Realisierung des ITRS

## 5.1 Beobachtungen

In den folgenden Ausführungen wird die Analyse eines globalen GPS-Netzes, bestehend aus 206 individuellen Stationen des IGS, vorgestellt (Abbildung 5.1). Die Kriterien zur Auswahl der Stationen lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

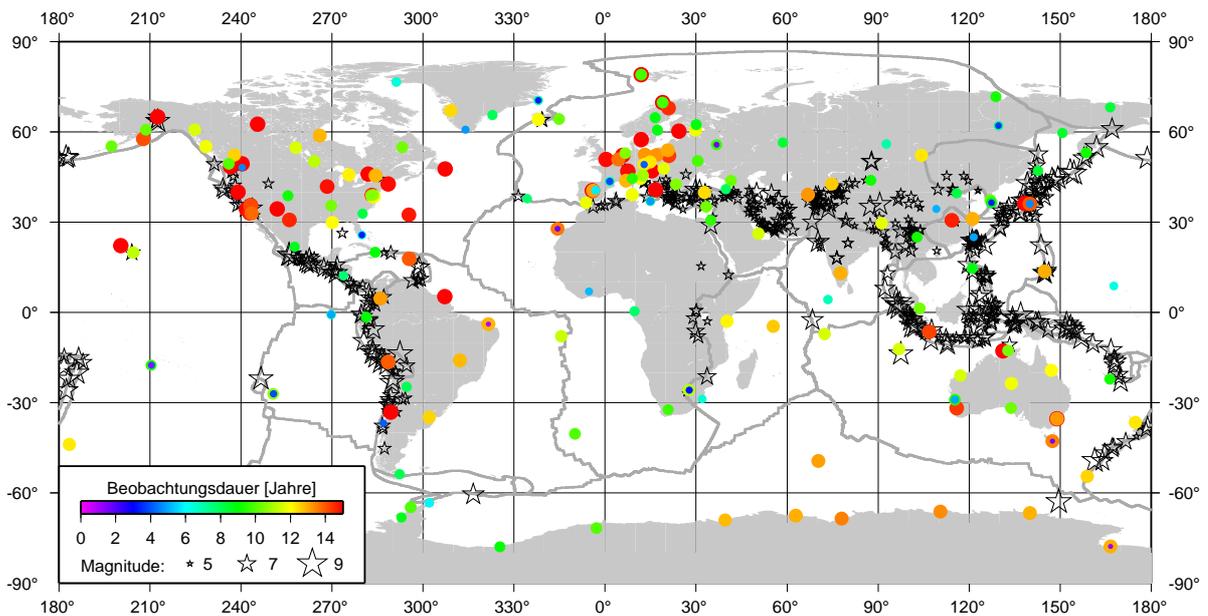
- Länge der Beobachtungszeitreihen,
- homogene räumliche Verteilung,
- Stationslisten bereits existierender globaler Lösungen, wie IGb00 oder IGS05,
- Ko-Lokationen mit weiteren geodätischen Raumverfahren oder mit Pegelbeobachtungen,
- Relevanz für geodynamische Fragestellungen, insbesondere Plattenkinematik und Glazialisostasie.

Anfang 1994 besteht das beobachtete Netz aus knapp 40 Stationen, die für eine Tageslösung zur Verfügung stehen (Abbildung 5.2). Mitte 1996 sind in den Tageslösungen etwa 100 Stationen enthalten und Anfang 2000 150 Stationen. Der maximale Stationsumfang in einer Tageslösung beträgt etwa 160 Stationen zwischen 2000 und 2006. Später fällt die Stationsanzahl in einer Tageslösung wieder etwas ab und umfasst Ende 2007 nur noch ca. 130 Stationen. Einige Stationen übertragen ihre Beobachtungen nur mit Verzögerungen in die Datenarchive des IGS. Da die Analyse der letzten Jahre relativ kurz nach den Beobachtungen erfolgte, sind hier unter Umständen nicht alle verfügbaren Stationen enthalten.

Neben Stationen des IGS wurde das Beobachtungsnetz durch weitere Permanentstationen Grönlands und der Antarktis ergänzt:

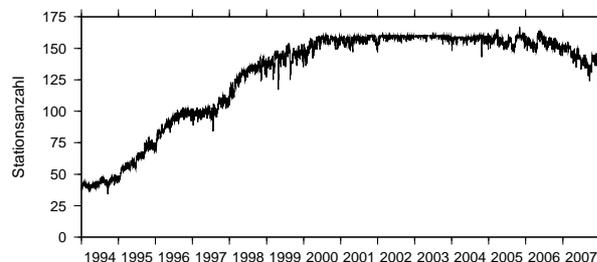
- SMRT, San Martín, Antarktika
- BELG, Belgrano II, Antarktika
- DUM1, Dumont d'Urville, Antarktika (DUM1 wurde 1997 eingerichtet und ist seit dem 07.05.2007 offizielle Station des IGS.)
- SCOB, Scoresbysund, Grönland (Die neue Station SCOR befindet sich ca. 22 m von SCOB entfernt und ist seit dem 01.07.2005 offizielle Station des IGS. Die Station SCOB wurde 1997 in Betrieb genommen.)

Alle Beobachtungen liegen mindestens mit einem Beobachtungsintervall von 30 s vor. Die Stationspaare, GOLD/ GOL2 (Goldstone, USA), YAR1/ YAR2 (Yaragadee, Australien), und TIDB/ TID2 (Tidbinbilla, Australien), nutzen mit Hilfe eines sogenannten Antennensplitters eine gemeinsame Antenne mit verschiedenen Empfängern.



**Abbildung 5.1:** Stationsübersicht des reprozessierten globalen GPS-Netzes. Die Farbkodierung sowie die Größe der Kreise kennzeichnet die überdeckte Beobachtungsdauer jeder einzelnen Station. Blaue Farben und kleine Kreise stehen für kurz beobachtete Stationen und rote Farben und große Kreise für lang beobachtete Stationen. Die Sterne zeigen die Lokationen von Erdbeben zwischen 1993 und 2008 mit einer Mindestmagnitude von 5<sup>a</sup>. Die grauen Linien symbolisieren Grenzen tektonischer Platten (Bird 2003).

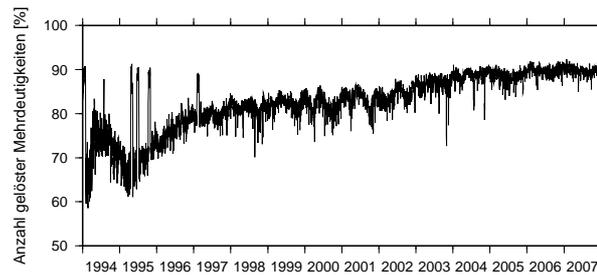
<sup>a</sup>Quelle: National Geophysical Data Center, <http://www.ngdc.noaa.gov/>



**Abbildung 5.2:** Statistik der Stationsanzahl in den Tageslösungen.

## 5.2 Auswerteschema

Die Grundlage der Prozessierung des globalen GPS-Netzes bildet die Auswertestrategie, wie sie 2003 am IGS-Analysezentrum (AC) CODE in Bern verwendet wurde (Hugentobler u.a. 2005a). Diese Auswertestrategie wurde an die Besonderheiten einer Reprozessierung angepasst. Die Strategie zur Berechnung einer früheren Lösung ist in Steigenberger u.a. (2006b) im Detail beschrieben. Alle in dieser Arbeit beschriebenen Analysen von GPS-Beobachtungen erfolgen mit einer modifizierten Version der Berner Software in der Version 5.0 (Dach u.a. 2007).



**Abbildung 5.3:** Statistik der gelösten Mehrdeutigkeiten. Die positiven Ausreißer in den Jahren 1995 und 1997 sind auf ein zeitweises vom Systembetreiber abgeschaltetes Anti-Spoofing zurückzuführen (vgl. Tabelle 5.1).

### 5.2.1 Vorauswertung

Die Ausgangsdaten bilden einerseits die ursprünglichen GPS-Beobachtungen im RINEX-Format, andererseits die existierenden Kombinationsprodukte des IGS und die Produkte des AC CODE. Die a priori Satellitenbahnen für die Reprozessierung werden aus den Bahnen von CODE und des IGS kombiniert. Als a priori Erdrotationsparameter wird das Bulletin A Produkt des IERS verwendet.

In einem ersten Schritt der Vorauswertung werden die Codebeobachtungen mit Hilfe der Phasenbeobachtungen geglättet und danach die Empfängeruhren synchronisiert. Im Anschluss werden sowohl für die Code- als auch für die Phasenbeobachtungen Einfachdifferenzen (vgl. Abschnitt 4.1) gebildet und die Phasenbeobachtungen einer Vorauswertung zugeführt. Hier wird eine erste Bereinigung der Beobachtungen vorgenommen, Phasensprünge werden detektiert und, soweit möglich, korrigiert. Für Phasensprünge, die nicht zuverlässig korrigiert werden können, wird eine neue Phasemehrdeutigkeit eingeführt. Es wird eine erste Lösung berechnet, auf deren Basis eine Qualitätsprüfung erfolgt und Stationen und Satelliten mit niedriger Beobachtungsqualität von der weiteren Prozessierung ausgeschlossen werden. Nach einer weiteren Ausreißersuche in den undifferenzierten Beobachtungen werden globale Modelle des Elektronengehaltes in der Ionosphäre sowie systematische, empfängerbedingte Laufzeitdifferenzen zwischen den P-Code-Beobachtungen auf beiden Beobachtungsfrequenzen (P1-P2-DCBs, vgl. Abschnitt 4.7) sowohl für Satelliten als auch für Empfänger bestimmt.

Nachfolgend wird in einem mehrstufigen Verfahren in Abhängigkeit von der Basislinienlänge versucht, die Phasemehrdeutigkeiten auf die ihrer Natur nach ganzzahligen Werte festzulegen. Generell kann ein Paar Mehrdeutigkeiten  $n_1$  und  $n_2$  der Ursprungsbeobachtungen  $L_1$  und  $L_2$  aus den gelösten Mehrdeutigkeiten zweier unabhängiger Linearkombinationen bestimmt werden. In Abhängigkeit von der Basislinienlänge kommen schrittweise verschiedene Methoden zum Einsatz, wobei bereits gelöste Mehrdeutigkeiten als Vorabinformation eingeführt werden: Für alle Basislinien bis zu 6000 km Länge werden in einem ersten Schritt die Mehrdeutigkeiten nach Melbourne-Wübbena (MW, Melbourne 1985; Wübbena 1985) unter Verwendung einer Linearkombination aus Phasen- und (hochwertigen) Codebeobachtungen ermittelt. Da die Wellenlänge dieser Linearkombination 86 cm beträgt, werden diese Mehrdeutigkeiten auch „wide-lane“-Mehrdeutigkeiten genannt. Da Beobachtungen sowohl von P1- als auch von C1-Empfängern vorliegen, werden in diesem Schritt zudem die P1-

C1-DCBs verbessert (vgl. Abschnitt 4.7). In einem Folgeschritt werden die auf ganzzahlige Werte bestimmten wide-lane-Mehrdeutigkeiten in die ionosphärenfreie Linearkombination  $L_3$  eingeführt und die sogenannten „narrow-lane“-Mehrdeutigkeiten bestimmt. Es folgt eine Wiederholung der MW-Mehrdeutigkeitssuche. Für Basislinien bis 200 km wird eine erneute kombinierte Mehrdeutigkeitslösung der wide-lane- und narrow-lane-Mehrdeutigkeiten vorgenommen. Dieser Ansatz ist mit dem MW-Ansatz vergleichbar, nur werden diesmal keine Codebeobachtungen herangezogen. Für Basislinien bis zu 2000 km schließt sich eine Mehrdeutigkeitssuche nach der QIF-Strategie („quasi ionosphere free strategy“, Mervart 1995) an. Hierfür werden die Mehrdeutigkeiten direkt aus den  $L_1$ - und  $L_2$ -Phasenbeobachtungen bestimmt. Um die Laufzeitunterschiede auf beiden Frequenzen infolge der ionosphärischen Refraktion (vgl. Abschnitt 4.4) berücksichtigen zu können, werden einerseits die geschätzten globalen Ionosphärenmodelle eingeführt und andererseits wird ein stochastischer Ionosphärenparameter je Beobachtungsepoche und Satellit parametrisiert. Für Basislinien bis 20 km Länge werden die Mehrdeutigkeiten auf  $L_1$  und  $L_2$  schließlich noch direkt bestimmt. Die Abbildung 5.3 zeigt die Statistik erfolgreich gelöster Mehrdeutigkeiten über den Zeitraum der Reprozessierung. Eine größere Netzdichte und qualitativ verbesserte Code-Beobachtungen erlauben in den späteren Jahren eine Lösungsrate von knapp 90%. In den Jahren 1995 und 1997 wurde vom Systembetreiber zeitweise die Verschlüsselung des P-Codes (Anti-Spoofing) ausgesetzt, wodurch eine deutlich verbesserte Lösung der Mehrdeutigkeiten möglich wird (Tabelle 5.1).

Mit der Festlegung der Mehrdeutigkeiten auf ihre ganzzahligen Werte ist die zeitaufwändige Vorauswertung abgeschlossen. Die fehlerbereinigten Beobachtungsdateien der Einfachdifferenzen werden archiviert und stehen für weitere Berechnungen zur Verfügung.

### 5.2.2 Parameterschätzung

Für die Parameterschätzung wird das Gesamtnetz in 4 Cluster aufgeteilt: Ein Cluster enthält die europäischen Stationen, eines die Stationen Nord- und Südamerikas und ein drittes die Stationen Afrikas, Asiens, Australiens und der Antarktis. Ein viertes Cluster enthält sehr lange, redundante Basislinien mit verhältnismäßig wenigen Beobachtungen, die jedoch ausreichend sind, die übrigen Cluster zu verbinden und das Stationspolyeder zu stabilisieren (Brockmann 1997). Die Aufteilung des Gesamtnetzes in Cluster hat vor allem historische Gründe. Sie half in früheren Jahren weniger leistungsfähiger Rechentechnik, die Prozessierungszeiten in einem erträglichen Rahmen zu halten. Nachteil der Clusterlösungen ist, dass

**Tabelle 5.1:** Zeiträume mit eingeschalteter Verschlüsselung des P-Codes (Anti-Spoofing).

von [Tag, GPS Zeit]			bis [Tag, GPS Zeit]	
31.01.1994	00:00:00	–	19.04.1995	20:59:59
10.05.1995	20:00:01	–	18.06.1995	13:59:59
11.07.1995	00:00:02	–	09.10.1995	23:59:59
01.11.1995	00:00:01	–	01.02.1997	23:59:59
24.02.1997	00:00:00	–	(noch immer aktiv)	

die Korrelationen zwischen den Clustern nicht korrekt berücksichtigt werden können. Mit der Weiterentwicklung der Rechentechnik ist für die Zukunft zu prüfen, ob eine Unterteilung des Netzes in Cluster heute noch notwendig ist. Die genutzte Beobachtungsrate in der Parameterschätzung beträgt 180 s.

Ausgehend von den a priori Werten des ROCK-Modells werden die Satellitenbahnen entsprechend dem CODE-Strahlungsdruckmodell modelliert (Beutler u.a. 1994): Je Satellit werden 6 Bahnelemente und 5 Strahlungsdruckparameter angesetzt. Zusätzlich werden alle 12 Stunden pseudostochastische Pulse, je ein Parameter entlang der Bahn, senkrecht zur Bahn und in radialer Richtung, parametrisiert (vgl. Abschnitt 4.3). Die Erdrotationsparameter, im Einzelnen die Koordinaten des Rotationspols  $x_p$  und  $y_p$  sowie die Differenz  $UT1 - UTC$  werden stündlich als stückweise lineare Funktionen aufgesetzt. Der trockene Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung (Saastamoinen 1973) wird a priori mit der Isobaric Hydrostatic Mapping Function (IMF, Niell 2000) auf niedere Elevationswinkel abgebildet (Vey u.a. 2006). Die IMF basiert dabei auf numerischen Wetterdaten des ECMWF-Modells. Der feuchte Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung wird für zweistündige Intervalle stückweise linear parametrisiert. Hierfür wird die Niell-Mappingfunktion (NMF, Niell 1996) verwendet. Zur Berücksichtigung einer azimuthalen Asymmetrie der Troposphäre werden zusätzlich je ein Troposphärengradient in Ost-West und in Nord-Süd Richtung pro 24 h Intervall angesetzt (Rothacher u.a. 1998). Für weiterführende Untersuchungen wurden zusätzlich stationspezifische Love-Zahlen sowie Phasenzentrumsvariationen für Sendeantennen parametrisiert. Für die vorliegenden Untersuchungen sind diese Parameter jedoch nicht relevant und werden auf ihre a priori Werte fixiert. Die wesentlichen Auswerteparameter der Parameterschätzung fasst Tabelle 5.2 zusammen.

Die Normalgleichungen der Clusterlösungen werden schließlich zur endgültigen Eintageslösung kombiniert und anschließend archiviert.

### 5.2.3 Mehrtageskombinationen und Produktgenerierung

Zur Generierung der Produkte werden die Normalgleichungen der Eintageslösungen zu Mehrtageslösungen kombiniert. Im Einzelnen werden eine vorläufige 3-Tageslösung, eine Wochenlösung und eine endgültige 3-Tageslösung berechnet.

Aus den Tageslösungen dreier aufeinanderfolgender Tage wird für den mittleren Tag eine vorläufige 3-Tageskombination gebildet. Die 3-Tagesbögen der Satelliten werden durch je einen Satz oskulierender Elemente und Strahlungsdruckparameter pro 3-Tagesintervall sowie durch pseudostochastische Pulse pro 12-Stunden Intervall beschrieben (vgl. Abschnitt 4.3). Lässt sich ein 3-Tages-Bahnbogen z.B. aufgrund von Bahnmanövern nicht mit ausreichender Genauigkeit modellieren, wird dieser in zwei oder sogar drei Einzelbögen aufgespalten. Sieben dieser 3-Tageslösungen werden zu einer Wochenlösung kombiniert, um die Stationskoordinaten und die Erdrotationsparameter zu bestimmen. Tageslösungen einzelner Stationen, deren Residuen im Vergleich zur Wochenlösung über einem Schwellwert liegen, werden präeliminiert. Im Anschluss werden die Erdrotationsparameter und die Stationskoordinaten in die 3-Tageslösungen eingesetzt und Troposphärenparameter und Satellitenbahnen als endgültige Produkte bestimmt.

**Tabelle 5.2:** Die wichtigsten Auswerteparameter zur Parameterschätzung

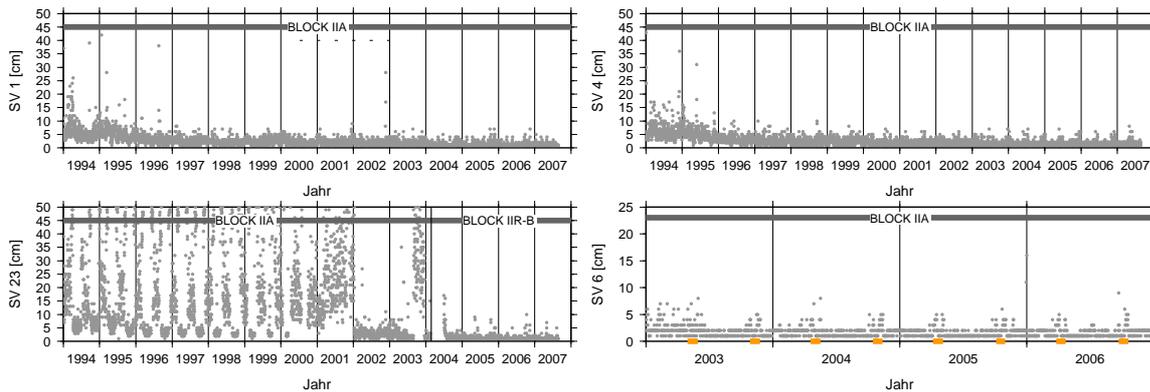
Beobachtungen	doppelt differenzierte Phasenbeobachtungen
Orbit Modellierung	a priori: ROCK Modell (Fliegel u.a. 1992) CODE Strahlungsdruckmodell: 6 Keplerelemente und 5 Strahlungsdruckparameter je Satellit (Beutler u.a. 1994) ein Satz pseudostochastischer Pulse je 12-Stunden Intervall
Troposphärenmodellierung	a priori: trockener Anteil der troposphärischen Laufzeitverzögerung (Saastamoinen 1973). Übertragungsfunktion: IMF (Niell 2000) basierend auf numerischen Wetterdaten des ECMWF. Parametrisierung: 13 Parameter für die Laufzeitverzögerung im Zenit und 2 Gradienten (Ost-West and Nord-Süd) je Station und Tag. Übertragungsfunktion: feuchte NMF (Niell 1996) Die Modellierung erfolgt stückweise linear.
Ionosphärenmodellierung	Quasi-ionosphärenfreie Linearkombination $L_3$ . Die ionosphärischen Effekte 2. und 3. Ordnung werden berücksichtigt (Fritsche u.a. 2005).
Antennenphasenzentren	Empfängerantennen: absolute Offsets und Phasenzentrumsvariationen (Menge u.a. 1998) Sendeantennen: absolute Offsets und Phasenzentrumsvariationen TUM05. (TUM05 ist der Beitrag der TU München zum absoluten Antennenphasenzentrumsmodell igs05, Schmid u.a. 2007)
Gezeiten der festen Erde	entsprechend IERS 2003 Konventionen (McCarthy und Petit 2004)
Permanentdeformation	vereinbart gezeitenfrei („conventional tide free“)
Ozeangezeitenauflasten	GOT00.2 (Ray 1999b) berechnet vom free ocean tide loading provider ( <a href="http://www.oso.chalmers.se/~loading/">http://www.oso.chalmers.se/~loading/</a> )

Die Produkte der Reprozessierung, bestehend aus Stationskoordinaten und Erdrotationsparametern der Wochenlösung und Satellitenbahnen und Troposphärenparameter der abschließenden 3-Tageskombination, bilden erstmals einen vollständigen homogenen Datensatz über den gesamten Prozessierungszeitraum von 1994 bis 2007. Über die Internetseiten des GFZ Potsdam<sup>1</sup> und des Institutes für Planetare Geodäsie der TU Dresden<sup>2</sup> werden die Satellitenbahnen und die Erdrotationsparameter der internationalen Nutzergemeinschaft zur Verfügung gestellt. Für die Analysen des Verdichtungsnetzes Antarktis im folgenden Kapitel 6 bilden sie eine wesentliche Grundlage.

Abbildung 5.4 zeigt die Wiederholbarkeiten eines 1-Tages-Satellitenbahnbogens im Vergleich zu gleitenden 3-Tages-Bahnbögen für vier individuelle Satelliten. Es sind deutliche Genauigkeitsunterschiede zu erkennen. Während die Satelliten mit den PRN 1 und 4 über nahezu den gesamten Beobachtungszeitraum von 1994 bis 2007 eine hohe Genauigkeit von gleich oder besser als 5 cm zeigen, treten für den Satelliten mit den PRN 23 große Fehler auf. Diese sind Folge einer fehlerhaften Stabilisierung des Satelliten. Anfang 2002 wurde die Ausrichtung der Solarpanels vom Systembetreiber von manuell auf automatisch umgestellt und die Wiederholbarkeiten wurden deutlich kleiner (Hugentobler u.a. 2003). Nach einem Wechsel

<sup>1</sup><http://www.gfz-potsdam.de>

<sup>2</sup><http://tpg.geo.tu-dresden.de>



**Abbildung 5.4:** Wiederholbarkeit eines 1-Tages-Bahn Bogens im Vergleich zu gleitenden 3-Tages-Bahnbögen für die Satelliten mit den PRN 1, 4, 23 und 6. Für den Satelliten mit der PRN 6 wurden in orange die Zeiträume gekennzeichnet, in denen er zeitweise durch den Erdschatten fliegt. Beachte: Geänderte Skalierung für den Satelliten PRN 6.

des Satellitentyps von Block IIA auf Block IIR-B Anfang 2004 sind die ermittelten Wiederholbarkeiten auf dem selben Niveau wie die der anderen Satelliten. Die Bahnmodellierung ist insbesondere dann schwierig, wenn die Satelliten durch den Erdschatten fliegen und sich der Strahlungsdruck der Sonne ändert. In den Wiederholbarkeiten des Satelliten mit der PRN 6 in Abbildung 5.4 ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen diesen Zeiträumen und einer leicht verminderten Orbitgenauigkeit erkennbar. Eine vertiefende Diskussion zur Genauigkeit der reprozessierten GPS-Bahnen findet sich in Steigenberger u.a. (2008).

Die Erdrotationsparameter sind aus den Wochenlösungen abgeleitet und mit einer zeitlichen Auflösung von 12 h frei geschätzt. Nur der erste Parameter einer Woche für  $UTC - UT1$  wurde auf den Wert des BULLETIN A fixiert. Bisher nicht über die oben genannten Internetportale verfügbar sind die täglichen Modelle der Ionosphäre (dargestellt in Kugelflächenfunktionen bis Grad und Ordnung 15 mit einer zeitlichen Auflösung von 2 h), die Zeitreihen der Troposphärischen Refraktion aus den 3-Tageslösungen mit einer zeitlichen Auflösung von 2 h und die Differenzen systematischer Laufzeitunterschiede in den Codebeobachtungen (DCBs).

### 5.3 Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems

#### 5.3.1 Konzept

Wie in Abschnitt 3.4.1 dargelegt, muss für die Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems nach Gleichung 3.3 über sieben Datumparameter sowie deren zeitliche Ableitungen verfügt werden. Die gemeinsame Schätzung von  $I$  Stationskoordinaten  $X_i$  und Geschwindigkeiten  $v_i$  sowie Erdrotationsparametern  $(x_p)_j, (y_p)_j$  und  $(UT1)_j$  an den  $J$  Intervallgrenzen  $j$  und Oberflächenauflastkoeffizienten  $(\sigma_{nm}^\Phi)_k$  an  $K$  Intervallgrenzen  $k$  führt zu einem Normalgleichungssystem (vgl. Anhang A)

$$N\hat{\beta} = A^T P y \tag{5.1}$$

mit dem Vektor der Unbekannten

$$\hat{\beta} = [\Delta\mathbf{X}_i, \Delta\mathbf{v}_i, (\Delta x_p)_j, (\Delta y_p)_j, (\Delta UT1)_j, (\Delta\sigma_{nm}^\Phi)_k] \quad (5.2)$$

$$\text{mit } i = 1, \dots, I; \quad j = 1, \dots, J \quad \text{und} \quad k = 1, \dots, K$$

Die Normalgleichungsmatrix  $\mathbf{N}$  besitzt einen Rangdefekt. Der Ursprung des CM-Systems, repräsentiert durch die Datumparameter der Translation  $\mathbf{T}$ , wird durch die Dynamik der GPS-Satelliten und der Datumparameter des Maßstabes  $\mu$  durch die Definition der Lichtgeschwindigkeit  $c$  festgelegt. Somit verbleibt für die Matrix  $\mathbf{N}$  ein Rangdefekt von 6, der zu den Datumparametern der Orientierung  $\mathbf{R}$  und ihren zeitlichen Ableitungen  $\dot{\mathbf{R}}$  korrespondiert. Zur Behebung des Rangdefekts sind zusätzliche Vereinbarungen zu treffen: Es wird verfügt, dass das zu schätzende Stationspolyeder im Sinne der Methode der kleinsten Quadrate keine Netzrotation bezüglich eines a priori Stationskoordinaten- und Geschwindigkeitsatzes erfahren soll (No-Net-Rotation-Bedingung, NNR-Bedingung). Eine derartige Bedingungsgleichung wird für jeden der drei Rotationswinkel und ihre linearen Änderungen als sogenannte Pseudo-Beobachtungsgleichung formuliert und in das Normalgleichungssystem implementiert (vgl. Gleichung A.4 in Anhang A). Die gleichzeitige Schätzung von Stationskoordinaten, Stationsgeschwindigkeiten und Oberflächendeformationen verursacht für jeden geschätzten Oberflächenauflastkoeffizienten  $\sigma_{nm}^\Phi$  zwei weitere Rangdefekte der Normalgleichungsmatrix: Ein in sphärischen Harmonischen ausgedrücktes, geschätztes Deformationsmuster kann durch ein Muster von Koordinatenzuschlägen derart kompensiert werden, dass das Normalgleichungssystem widerspruchsfrei erfüllt ist. In Analogie kann ein linearer Trend in den geschätzten Oberflächendeformationen durch ein Muster kleiner Zuschläge bei den Stationsgeschwindigkeiten ausgeglichen werden. Die Einführung zweier zusätzlicher Bedingungsgleichungen für jeden Koeffizienten der Oberflächendichte  $\sigma_{nm}^\Phi$  behebt diesen Rangdefekt:

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^k (\sigma_{nm}^\Phi)_j &= 0 \\ \sum_{j=2}^k \left[ (\sigma_{nm}^\Phi)_{j-1} - (\sigma_{nm}^\Phi)_j \right] &= 0 \end{aligned} \quad (5.3)$$

$$\text{mit } \Phi = \{S, C\}; \quad n = 1, \dots, n_{max}; \quad m = 0, \dots, n$$

Die erste Bedingungsgleichung verhindert die Migration einer permanenten Oberflächendeformation, die zweite Bedingungsgleichung den Übergang säkularer Geschwindigkeitsanteile in die geschätzten Koeffizienten der Oberflächendeformation. Sie ist nur anwendbar, wenn die Länge der Gültigkeitsintervalle für alle geschätzten Oberflächenauflastkoeffizienten identisch ist.

### 5.3.2 Kombination

Ausgangspunkt für die Berechnung eines globalen Referenzrahmens sind die vollständigen Tagesnormalgleichungen der Reprozessierung. In diesen Normalgleichungen sind noch alle globalen unbekannt Parameter wie Satellitenbahnparameter und Erdrotationsparameter sowie alle stationsbezogenen Unbekannten wie Troposphärenparameter und natürlich Stationskoordinaten enthalten. Zusätzlich wird eine Liste mit Stationsereignissen eingeführt. Diese Liste enthält die in einer Vorversion detektierten Sprünge in den Zeitreihen der Stationskoordinaten, die vor allem aufgrund von Änderungen der Empfängerhardware oder aufgrund geophysikalischer Ereignisse auftreten.

In einem ersten Schritt werden aus reduzierten Tagesnormalgleichungen Wochenlösungen kombiniert. In einem Ausreißertest werden die Stationen, deren RMS der Tageslösung mehr als 10 mm für die Lagekomponenten und mehr als 25 mm für die Höhenkomponente bezüglich der Wochenlösung beträgt, in der späteren Kombination präliminiert. Aufgrund der insgesamt geringeren Genauigkeit in den Anfangsjahren des betrachteten Zeitraumes werden diese Grenzwerte für Beobachtungen zur Epoche  $t$  vor der Epoche  $t_0 = 01.01.1996$  angepasst. In diesen Fällen betragen die Grenzen  $RMS_{max}$ :

$$RMS_{max} = a + b\Delta t^2 \quad \text{mit} \quad \Delta t = t_0 - t \quad \text{und} \quad \Delta t \geq 0. \quad (5.4)$$

Die Koeffizienten  $a$  und  $b$  wurden für die Lagekomponenten Nord und Ost mit  $a = 10\text{mm}$  und  $b = 10\frac{\text{mm}}{\text{a}^2}$  sowie für die Höhenkomponente mit  $a = 25\text{mm}$  und  $b = 25\frac{\text{mm}}{\text{a}^2}$  festgelegt.

Zuerst werden die vollständigen Tagesnormalgleichungen reduziert. In diesem Schritt werden die Troposphärenparameter bis auf die Tagesgrenzen präliminiert und das Gültigkeitsintervall der Erdrotationsparameter von 2 h auf 24 h verlängert (vgl. Anhang A, Parametertransformation). Die Parameter der Nutation, die Loveschen Zahlen und die Parameter zur Beschreibung der Phasenzentrumsvariationen der Sendeantennen werden auf ihre a priori Werte fixiert und aus der Normalgleichung gelöscht. Die auflastinduzierte Oberflächen deformation wird unter Nutzung der niederen Harmonischen bis Grad und Ordnung 6 entsprechend Gleichung 2.5 in Abschnitt 2.1.2 parametrisiert.

Die sieben reduzierten Tagesnormalgleichungen einer GPS-Woche werden im Anschluss zu einer Wochenlösung kombiniert. Die Parameter an den Tagesgrenzen, Erdrotationsparameter und Troposphärenparameter, werden addiert (vgl. Anhang A, Superposition von Normalgleichungssystemen). Die Satellitenbahnen werden zu einem Wochenbogen kombi-

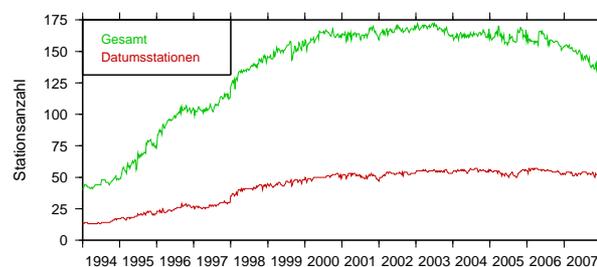


Abbildung 5.5: Anzahl aller in einer Wochenlösung enthaltenen Stationen (grün) und der für die NNR-Bedingung genutzten Datumsstationen (rot).

niert. Sollte die Modellierung eines einzelnen Bahn Bogens z.B. aufgrund von Bahnmanövern über die gesamte Woche nicht möglich sein, wird der Bahnbogen in Einzelbögen aufgespalten. Die dafür notwendigen Informationen entstammen den im Rahmen der Berechnung der 3-Tageslösungen durchgeführten Genauigkeitsanalysen der Satellitenbahnbögen (Abschnitt 5.2.3). Die Orbitparameter und stochastischen Pulse werden präliminiert. Das Gültigkeitsintervall der Koeffizienten der niederen Harmonischen der Oberflächendeformationen wird auf eine Woche transformiert. In einem Folgeschritt wird die Normalgleichung der Wochenlösung reduziert, indem alle die Troposphärenparameter, die nicht auf den Wochenengrenzen liegen, präliminiert werden. Die Erdrotationsparameter liegen weiter in 24 h-Intervallen vor.

Nun werden die erhaltenen Wochenlösungen schrittweise zu Jahreslösungen kombiniert. Dabei werden auch hier identische Parameter an den Intervallgrenzen addiert. In einem letzten Schritt werden die Jahreslösungen schließlich schrittweise zu einer Gesamtlösung kombiniert.

Zur Behebung der Rangdefekte werden dem kombinierten Normalgleichungssystem die in Abschnitt 5.3.1 vorgestellten Pseudo-Beobachtungsgleichungen hinzugefügt. Die NNR-Bedingung wird über 63 zuverlässige Stationen bezüglich des a priori Referenzrahmens IGS05 (Ferland 2006) definiert. Dabei wurden ausschließlich jene Stationen als Datumstations ausgewählt, deren Stationskoordinatenzeitreihen keine Sprünge aufweisen. In Abbildung 5.5 ist der zeitliche Verlauf der Anzahlen der Stationen des Gesamtnetzes und der zur Definition der NNR-Bedingung ausgewählten Datumstations dargestellt. Die Inversion und Lösung des Normalgleichungssystems liefert für jede Station mindestens ein Tripel Stationskoordinaten und ein Tripel lineare Geschwindigkeiten. Im Falle von Sprüngen in den Stationszeitreihen wird zwischen geophysikalischen Ursachen (vor allem tektonische Ereignisse, Erdbeben) und nichtgeophysikalischen Ursachen (z.B. Antennenwechsel, Radomwechsel, vgl. Abschnitt 4.6.5) unterschieden. Nichtgeophysikalische Ursachen sollten gemäß ihrer Natur nicht zu einer Änderung der Bewegungsrate führen. Aus diesem Grunde wurde in all diesen Fällen eine Zusatzbedingung formuliert, die sicherstellen soll, dass die geschätzten Bewegungsraten vor und nach dem Zeitreihensprung identische Werte annehmen. Dies ist vor dem Hintergrund der Bereitstellung von Gebrauchskoordinaten sinnvoll, da sonst insbesondere durch zahlreiche Veränderungen der Hardwarekonfiguration stark gestückelte Zeitreihen entstünden, deren geschätzte lineare Bewegungsraten zwar im Sinne der Methode der kleinsten Quadrate bestanpassend wären, jedoch kein langfristiges Bewegungsverhalten der entsprechenden Station beschreiben würden. Die Einführung dieser Zusatzbedingung als Pseudobeobachtung nach Gleichung A.4 im Anhang A mit einem bestimmten Gewicht  $P_w$  führt dazu, dass die numerische Gleichheit der geschätzten Geschwindigkeiten nicht zwingend gegeben ist. Bei tektonischen Ereignissen wie Erdbeben kann es jedoch aufgrund tektonischer Ausgleichsbewegungen zu einer Veränderung des linearen Bewegungsvektors einer Station kommen. In diesen Fällen wird die oben genannte Bedingung nicht verwendet.

Die Stationskoordinaten werden zur Epoche 2000.0 (01. Januar 2000) angegeben. Unter der Annahme einer gleichmäßigen Abdeckung des gesamten Beobachtungszeitraumes mit Beobachtungen sind die genauesten Koordinaten für das Intervallmittel und somit für die Epoche 2001.0 zu erwarten. Jedoch ist die Epoche 2000.0 seit dem ITRF97 übliche Bezugsepoche und wurde somit auch für diese Arbeit beibehalten. Die so erhaltene Realisierung des ITRS wird Potsdam-Dresden-Reprocessing-Referenzrahmen 2007 (PDR07) genannt.

### 5.3.3 Lineares Bewegungsfeld

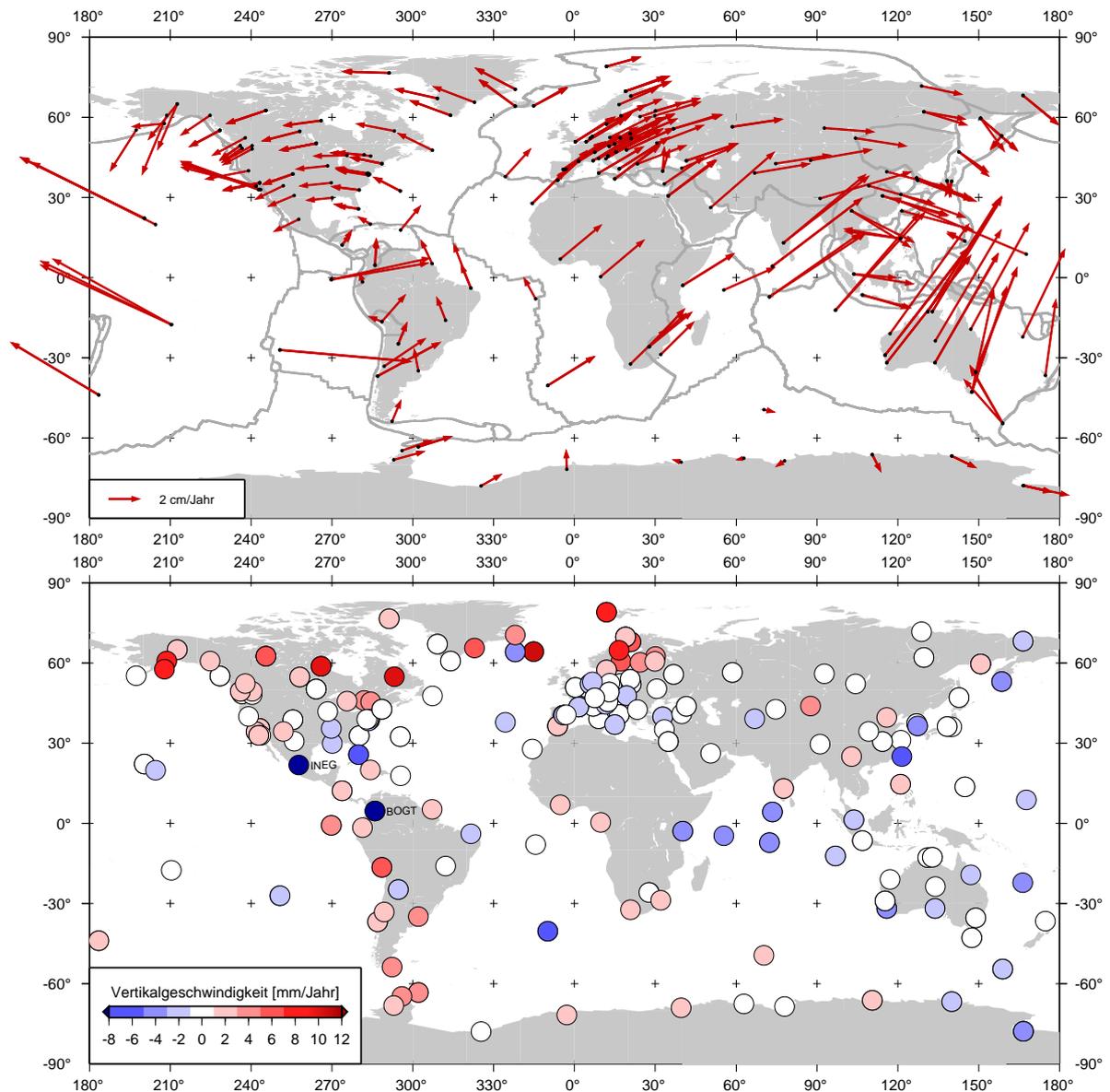
Abbildung 5.6 zeigt das lineare Bewegungsfeld des globalen Stationsnetzes. In den horizontalen Bewegungen im oberen Teil der Abbildung 5.6 ist auf den ersten Blick das Regime der globalen Plattentektonik zu erkennen. Die vertikalen Bewegungsraten im unteren Teil der Abbildung 5.6 zeigen für viele Stationen Beträge nahe Null. In glazialisostatisch unausgeglichene Gebieten wie Fennoskandien oder dem Laurentidischen Schild in Nordamerika sind die größten positiven Vertikalraten zu erkennen. Abbildung 5.7 stellt die geschätzten individuellen vertikalen Bewegungsraten in einem Histogramm zusammen. Dabei werden nur die Geschwindigkeiten berücksichtigt, die aus mindestens 2 Jahren Beobachtungen abgeleitet wurden. Der Median der 294 geschätzten Vertikalgeschwindigkeiten beträgt 0,11 mm/Jahr. (Als Geschwindigkeit im Sinne dieser Statistik gilt jede Einzelrate. Stationen mit Stationsereignissen liefern mehrere Geschwindigkeiten.) 26% der Vertikalgeschwindigkeiten sind in ihrem absoluten Betrag kleiner als 0,5 mm/Jahr und 64% sind kleiner als 1,5 mm/Jahr. Diese Zahlen bestätigen eine konstante räumliche Ausdehnung der Erde und sind somit geophysikalisch sinnvoll.

### 5.3.4 Variationen des Zentrums der geometrischen Erdfigur bezüglich des Massezentrums

Abbildung 5.8 zeigt die mit Hilfe der Gleichung 3.11 aus den geschätzten Grad-1-Termen der Oberflächendeformation abgeleiteten Variationen des Zentrums der geometrischen Erdfigur (CF) bezüglich des Massezentrums des Gesamtsystems Erde (CM). Die Amplituden einer eingepassten harmonischen Funktion ergeben sich für die Jahresperiode der X-Komponente zu 0,8 mm, für die Y-Komponente zu 1,8 mm und für die Z-Komponente zu 4,5 mm. Die Amplituden der Halbjahreswelle betragen 0,4 mm für die X-, 0,2 mm für die Y- und 0,6 mm für die Z-Komponente (Tabelle 5.3). Dong u.a. (1997) berechneten eine theoretische Variation des Ursprungs CF bezüglich CM aus geophysikalischen Modellen. In der Summe erhalten sie für die drei Komponenten eine etwa gleiche Jahresamplitude von je 4-5 mm und eine Halbjahresamplitude von etwa 1 mm. Da sich die vorliegende Arbeit vor allem auf die Beschreibung und Interpretation der linearen Prozesse konzentriert, wird an dieser Stelle auf eine weiterführende Interpretation dieses Ergebnisses verzichtet. Eine umfassende Diskussion findet sich in Fritsche u.a. (2009).

### 5.3.5 Ableitung von Stationszeitreihen

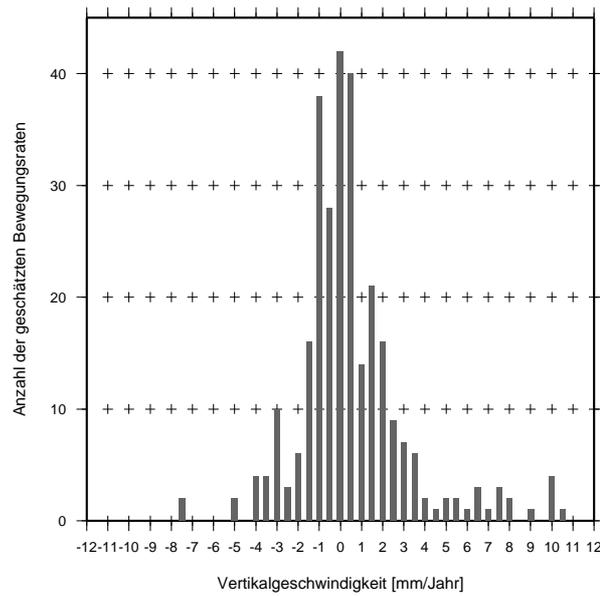
Ausgangspunkt für die Ableitung der Zeitreihen der Stationskoordinaten sind die vollständigen Normalgleichungen der Tageslösungen. In einem vorgeschalteten Schritt werden alle nicht benötigten Parameter wie Troposphärenparameter und Bahnparameter präliminiert. Für die Lösung der reduzierten Normalgleichung werden die geschätzten Auflastkoeffizienten als bekannt eingeführt. Die Koordinaten des Rotationspols  $x_p$  und  $y_p$  werden frei geschätzt. Die Differenz  $UT1 - UTC$  wird mit einer Bedingung auf den Wert des BULLETIN A gezwungen. Das geodätische Datum wird durch Einführung zweier Bedingungen festgelegt, die die Translationen und die Rotationen der Tageslösung bezüglich des



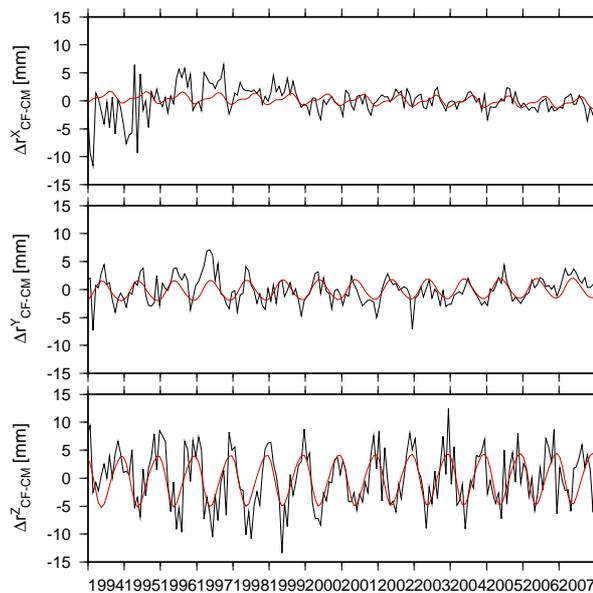
**Abbildung 5.6:** PDR07 Bewegungsfeld. Oben: Horizontales Bewegungsfeld. Unten: Vertikales Bewegungsfeld. Es sind nur die Geschwindigkeiten dargestellt, die aus mindestens 2 Jahren Beobachtungen gewonnen wurden. Die vertikale Bewegungsrate für INEG beträgt  $-59,8$  mm/Jahr und für BOGT  $-34,4$  mm/Jahr.

Referenzrahmens PDR07 minimieren. Dabei werden die auffälligen Stationen aus dem Ausreißertest für die Definition dieser Bedingungen nicht berücksichtigt. Die Residuen  $\mathbf{e}$  des so entstandenen Koordinatensatzes der Tageslösung  $\mathbf{X}_T$  bezüglich der Lösung des Referenzrahmens  $\mathbf{X}_{PDR07}$  sind dann als Zeitreihe zu interpretieren:

$$\mathbf{X}_T(t) = \mathbf{X}_{PDR07}(t) + \mathbf{e} \quad (5.5)$$



**Abbildung 5.7:** Häufigkeitsverteilung der vertikalen Bewegungsraten. Es wurden nur die Bewegungsraten berücksichtigt, die aus Beobachtungen über mindestens 2 Jahre bestimmt wurden. Der Median beträgt 0,11 mm/Jahr.



**Abbildung 5.8:** Variation des Zentrums der geometrischen Erdfigur (CF) im CM System von 1994 bis 2007. In rot ist die eingepasste harmonische Funktion mit einer Jahres- und einer Halbjahresperiode dargestellt (vgl. Tabelle 5.3).

In Abbildung 5.9 sind beispielhaft die Zeitreihen für die Stationen ALBH (Albert Head, Kanada, 40129M003), MCM4 (McMurdo, Antarktika, 66001M003), MAG0 (Magadan, Russland, 12354M001) und GOPE (Ondrejov, Tschechien, 11502M002) dargestellt. Diese Zeitreihen enthalten vor allem Sprünge infolge von Modifikationen der Empfängerhardware. Die

**Tabelle 5.3:** Variation des Zentrums der geometrischen Erdfigur bezüglich des Massezentrums: Schätzwerte der Amplituden und Phasen der in die Ursprungsvariationen eingepassten harmonischen Funktion<sup>a</sup> mit Jahres- und Halbjahresperiode (vgl. Abbildung 5.8)

Komponente	f=1/365 d				f=1/182,5 d			
	Amplitude [mm]		Phase [Tage]		Amplitude [mm]		Phase [Tage]	
X	0,9 ± 0,2	195,2 ± 14,1	0,4 ± 0,2	327,9 ± 34,2				
Y	1,8 ± 0,2	147,5 ± 5,5	0,2 ± 0,2	208,8 ± 48,9				
Z	4,6 ± 0,4	325,8 ± 4,6	0,6 ± 0,4	294,8 ± 20,3				

<sup>a</sup> Amplitude und Phase sind definiert:  $a \cdot \cos[\omega(t - t_0 - \varphi)]$  mit  $t_0$  am 1.1., der Amplitude  $a$  und der Phase  $\varphi$ .

Abbildung 5.10 zeigt die Zeitreihen der Stationen MacQuarie Island (MAC1, Subantarktis, 50135M001) und Fairbanks (FAIR, USA, 40408M001) mit Sprüngen aufgrund tektonischer Ereignisse.

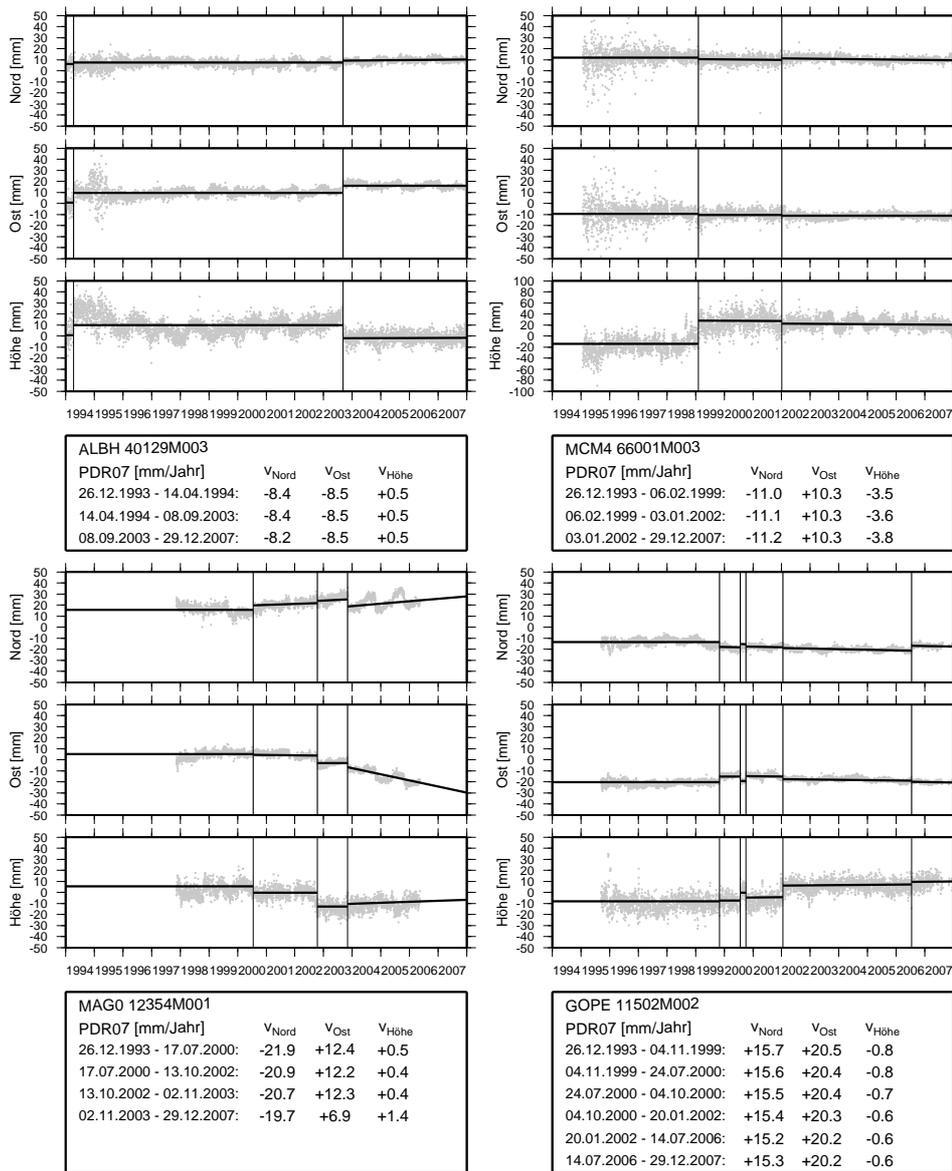
Durch die Einführung der beiden Bedingungen zur Minimierung der Translationen und Rotationen bezüglich des Referenzrahmens PDR07 wird jedoch ein unerwünschter Effekt erzielt, der die geodynamische Interpretation der erhaltenen Zeitreihen erschwert: Wie in Abschnitt 2.3 dargestellt werden die Positionen global verteilter Beobachtungsstationen von nichtlinearen geophysikalischen Effekten unterschiedlich beeinflusst. Die Abweichung der geschätzten Stationsposition einer Tageslösung vom linearen Modell ist somit auch unter Vernachlässigung von Positionsfehlern von der Lage der Station selbst und vom Zeitpunkt der Beobachtung abhängig. Die eingeführten Bedingungen minimieren diese Abweichungen nach der Methode der kleinsten Quadrate und können damit die in den Stationspositionen enthaltene geophysikalische Information verwischen (Fritsche u.a. 2008b).

## 5.4 Stabilität und Genauigkeit des globalen Referenzrahmens

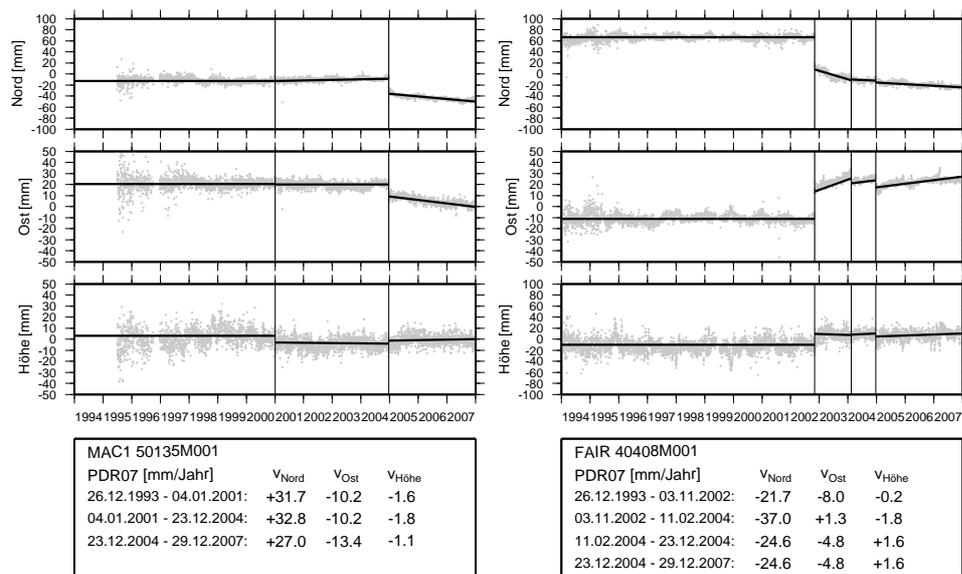
In dem folgenden Abschnitt soll der geschätzte globale Referenzrahmen PDR07 hinsichtlich seiner Stabilität, Genauigkeit und Zuverlässigkeit diskutiert werden. Einige wesentliche Aspekte dieser Diskussion befinden sich in ähnlicher Weise bezüglich einer früheren, den Beobachtungszeitraum von 1994 bis 2005 umfassenden Realisierung PDR05 in Rülke u.a. (2008).

### 5.4.1 Stabilität

In einer ersten Untersuchung zur Beurteilung der Stabilität wurde der Referenzrahmen aus Teildatenmengen geschätzt und die erhaltenen Lösungen mit Hilfe der 7-Parameter-Transformation auf PDR07 transformiert. Abbildung 5.11 zeigt im oberen Teil die geschätzten Translationsparameter und im unteren Teil die RMS der Differenzen der Koordinaten und Geschwindigkeiten zwischen der Teillösung und PDR07. Die Translationsparameter sind dabei ein Ausdruck für die Stabilität der Realisierung des Koordinatenursprungs im CM-System. In Abbildung 5.11(a) variiert der auf der Abszisse abgetragene Beginn des Zeitintervalls von 1994 bis 2005; das Ende des Intervalls ist in allen Fällen 2007. Somit werden für das Intervall



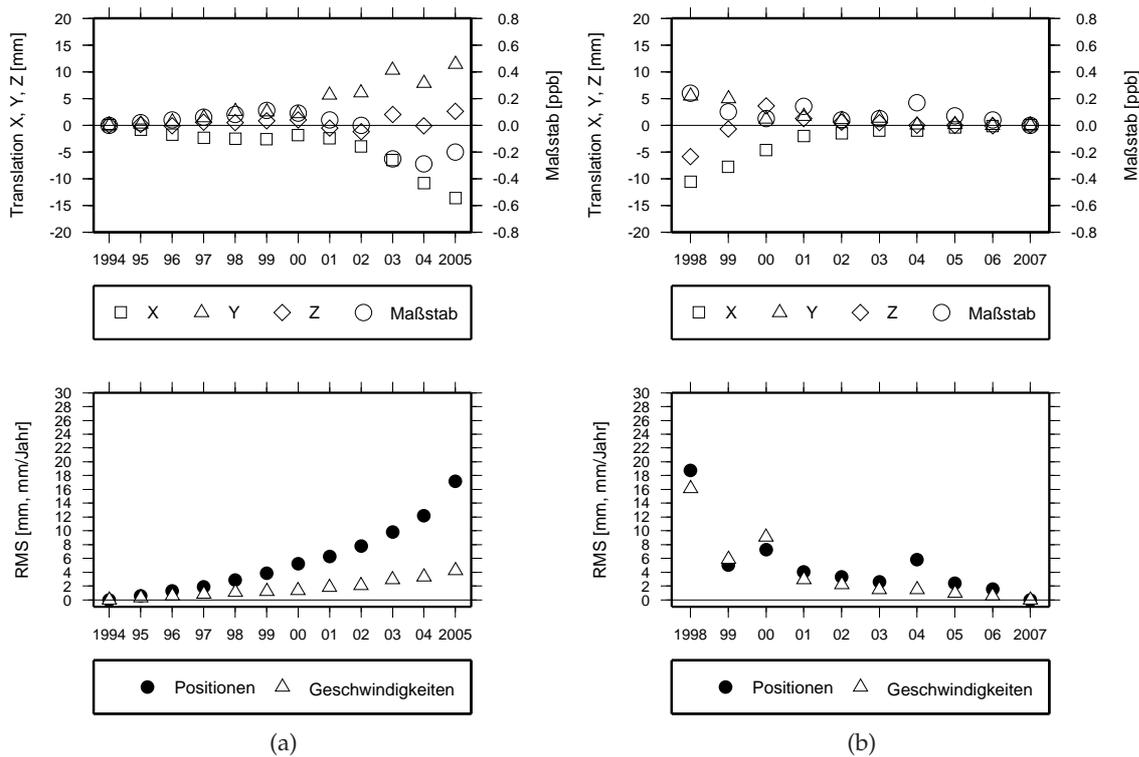
**Abbildung 5.9:** Zeitreihen im PDR07 mit Sprüngen aufgrund von Änderungen der Empfängerhardware. Zur Verbesserung der Anschaulichkeit in der grafischen Darstellung wurden die linearen Stationengeschwindigkeiten um den Betrag der Geschwindigkeitskomponente des jeweils ersten Beobachtungsintervalls reduziert. ALBH (Albert Head, Kanada): 14.04.1994: Antennenwechsel AOAD/M\_B→AOAD/M\_B (IGS-Mail 567); 08.09.2003: Radomwechsel EMRA→SCIS. MCM4 (McMurdo, Antarktika): 06.02.1999: Einbau eines Signalsplitters (IGS-Mail 2157); 03.01.2002: Empfängerwechsel AOA SNR-8000→AOA SNR-12 ACT (IGS-Mail 3664). MAG0 (Magadan, Russland): 17.07.2000: Wechsel des Antennenkabels (IGS-Mail 2950); 13.10.2002: Ursache unbekannt; 02.11.2003: Hokkaido-Erdbeben (Mw8,3). GOPE (Ondrejov, Tschechien): 14.11.1999: Antennenwechsel TRM14532.00→ASH701073.3 (IGS-Mail 2567); 24.07.2000: Antennenwechsel ASH701073.3→TRM14532.00 (IGS-Mail 2960); 04.10.2000: Antennenwechsel TRM14532.00→ASH701946.3 (IGS-Mail 3042); 20.01.2002: Ursache unbekannt; 14.07.2006: Antennenwechsel ASH701946.3→TPSCR3\_GGD (IGS-Stationmail 1024).



**Abbildung 5.10:** Zeitreihen im PDR07 mit Sprüngen aufgrund tektonischer Ereignisse. Zur Verbesserung der Anschaulichkeit in der grafischen Darstellung wurden die linearen Stationsgeschwindigkeiten um den Betrag der Geschwindigkeitskomponente des jeweils ersten Beobachtungsintervalls reduziert. Die Zeitreihe von MAC1 (MacQuarie Island, Subantarktis, links) enthält zwei Sprünge: Empfängerwechsel am 04.01.2001 (ASHT-ECH Z-XII3 → AOA ICS-4000Z, IGSMail 3155), MacQuarie-Insel-Erdbeben (Mw8,1) am 23.12.2004. Die Zeitreihe von FAIR (Fairbanks, USA, rechts) enthält eine Dislokation aufgrund des Denali-Fault-Erdbebens am 03.11.2002 (Mw7,9). Die nachfolgende postseismische Ausgleichsbewegung lässt sich mit einem linearen Geschwindigkeitsmodell nur schwer modellieren.

1994–2007 zwei identische Lösungen transformiert und die Transformationsparameter sowie die RMS der Koordinaten- und Geschwindigkeitsdifferenzen ergeben sich folglich zu Null. Es zeigt sich, dass ein stabiler Referenzrahmen bereits aus einem Datenintervall von 2000 bis 2007 abgeleitet werden kann. Der Koordinatenursprung ist für diesen Zeitraum bereits mit besser als 5 mm und der Maßstab mit besser als 0,2 ppb bestimmt. Eine Maßstabsänderung von 0,2 ppb entspricht einer Änderung der Stationshöhe aller Stationen von 1,3 mm. Der RMS der Koordinatendifferenzen beträgt etwa 5 mm und der Geschwindigkeitsdifferenzen 2 mm/Jahr. In Abbildung 5.11(b) ist der Beginn des betrachteten Vergleichsintervalls in jedem Falle 1994 und das Ende des Intervall variiert von 1998 bis 2007. Bereits die Beobachtungen eines Teilintervalls von 1994 bis 2001 ermöglichen die Ableitung eines stabilen Referenzrahmens. Die Translationen bezüglich der Referenzlösung sind in diesem Falle kleiner als 5 mm und der Maßstab besser als 0,2 ppb. Der RMS der Differenzen sind für Stationskoordinaten besser als 5 mm und für die Geschwindigkeiten besser als 5 mm/Jahr. Diese Untersuchung zeigt, dass bereits 8 Jahre globaler GPS-Beobachtungen ausreichend sind, einen stabilen, globalen Referenzrahmen abzuleiten. Dabei ist interessant, dass auch die Anfangsjahre des betrachteten Zeitraumes mit einem deutlich dünneren Beobachtungsnetz zu einer stabilen Referenzsystemrealisierung beitragen.

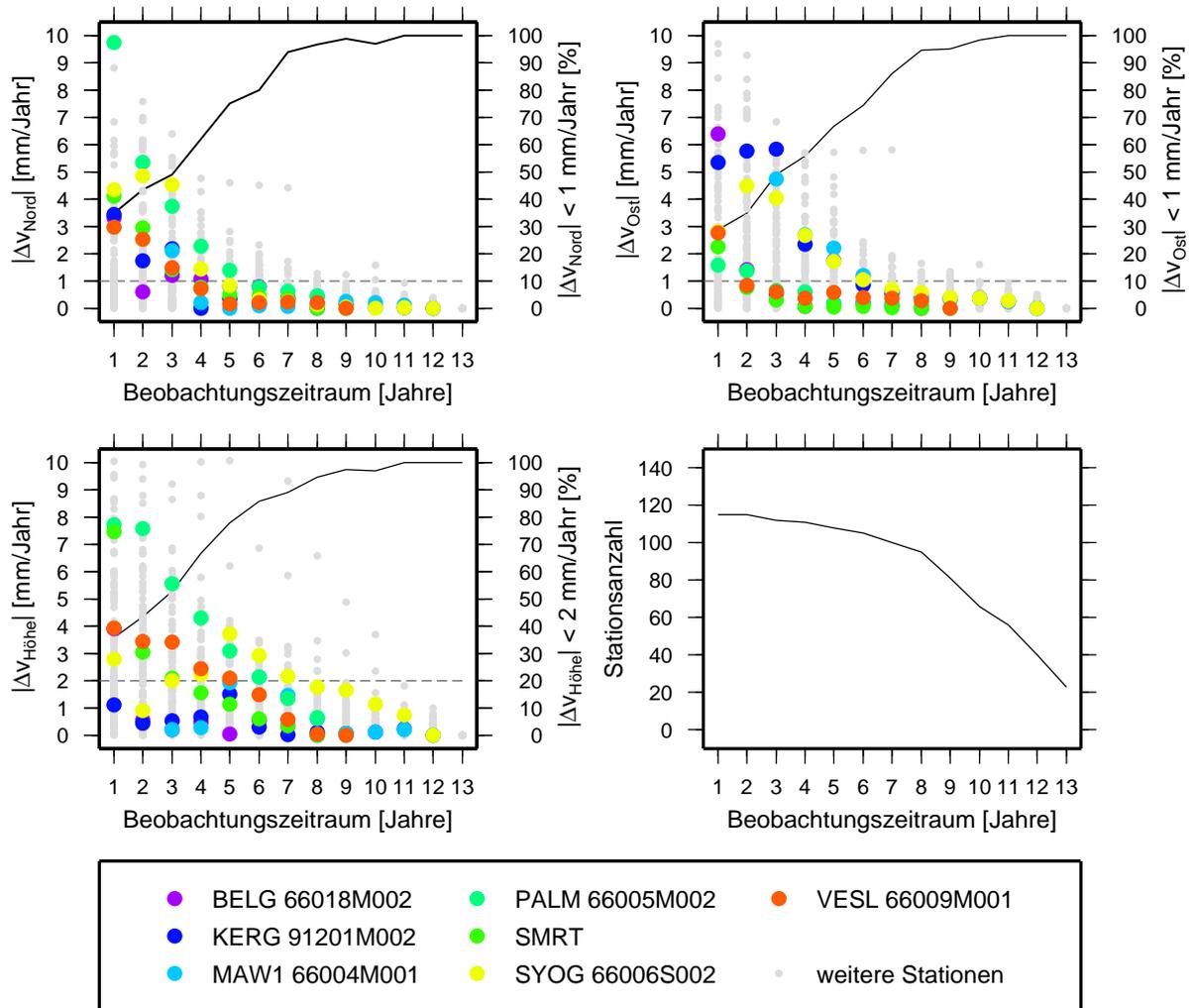
Um die Genauigkeit der Geschwindigkeitsschätzung in Abhängigkeit von der Beobachtungs-



**Abbildung 5.11:** Vergleich von Referenzrahmen aus Teildatenmengen mit der Gesamtlösung. Für die Teildatenmengen wurden Referenzrahmen (a) aus dem Jahr auf der X-Achse bis 2007 und (b) aus 1994 bis zum Jahr auf der X-Achse berechnet. Die obere Abbildung zeigt die Translationsparameter und den Maßstab einer 7-Parameter-Helmerttransformation der geschätzten Referenzrahmen aus den Teillösungen und der Gesamtlösung. Die unteren Abbildungen zeigen den RMS der Koordinaten- und Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen den Teillösungen und der Gesamtlösung.

dauer beurteilen zu können, wurden die geschätzten Geschwindigkeiten der Teillösungen aus Abbildung 5.11(a) analysiert. In Abbildung 5.12 sind die Differenzen der Geschwindigkeiten aus den Teillösungen und der Gesamtlösung PDR07 für jede Station in Abhängigkeit ihrer tatsächlichen Beobachtungsdauer aufgetragen. Zusätzlich ist der Anteil an Stationen angegeben, deren Differenzen zwischen Teillösung und Gesamtlösung kleiner als 1 mm/Jahr für die Lage- und kleiner als 2 mm/Jahr für die Höhenkomponente betragen. Es lässt sich ableiten, dass nach einer Beobachtungsdauer von 5 Jahren für 70% aller Stationen die Geschwindigkeitsdifferenzen zur Gesamtlösung unterhalb dieser genannten Grenzen liegt. Nach zwei weiteren Beobachtungsjahren erhöht sich dieser Anteil auf nahezu 90%.

Für einen weiteren Vergleich wurde das gesamte Zeitintervall (1994-2007) in zwei gleich lange, unabhängige Unterintervalle von je 7 Jahren geteilt (1994-2000 und 2001-2007). Aus den Realisierungen beider Unterintervalle wurde je ein globaler Koordinatensatz für die Epoche 2001.0 an der Schnittstelle beider Intervalle bestimmt und anschließend eine 7-Parameter Helmerttransformation durchgeführt. Die Beträge der erhaltenen Translationsparameter sind 3,2 mm, 2,1 mm und 4,4 mm für die Komponenten X, Y und Z. Der RMS der Residuen beträgt 2,7 mm, 1,9 mm und 5,6 mm für die Komponenten Nord, Ost und Höhe. Der RMS



**Abbildung 5.12:** Genauigkeit der Geschwindigkeitsschätzung aus Permanentbeobachtungen in Abhängigkeit von der Beobachtungsdauer. Die Teillösungen wurden entsprechend Abbildung 5.11(b) berechnet, so dass die geschätzten Geschwindigkeiten auf unterschiedlich langer Beobachtungsdauer beruhen. Die Abbildung zeigt die absoluten Beträge der Differenzen der Geschwindigkeiten aus Teillösungen und der Gesamtlösung PDR07. Es wurden nur Stationen mit kontinuierlichen Zeitreihen berücksichtigt. Für jede Geschwindigkeitskomponente und Beobachtungsdauer ist angegeben, für wie viel Prozent der geschätzten Geschwindigkeiten die Differenz zwischen der Lösung aus der Teildatenmenge und PDR07 im Betrag kleiner als 1 mm/Jahr (Lagekomponenten) bzw. kleiner als 2 mm/Jahr (Höhenkomponente) ist (schwarze Kurven). Die Anzahl der in die Geschwindigkeitsschätzung über ein bestimmtes Zeitintervall eingegangenen Stationen zeigt die Teilabbildung unten rechts.

der Geschwindigkeitsdifferenzen ergibt sich zu 1,9 mm/Jahr, 2,2 mm/Jahr und 3,8 mm/Jahr. Aufgrund nur weniger Beobachtungen im Jahre 2000 ist die Geschwindigkeitsschätzung der Stationen RBAY (Richardsbay, Südafrika, 30315M001) und NKLG (Libreville, Gabun, 32809M002) im ersten Subintervall sehr unsicher. Die beiden Stationen wurden daher für den

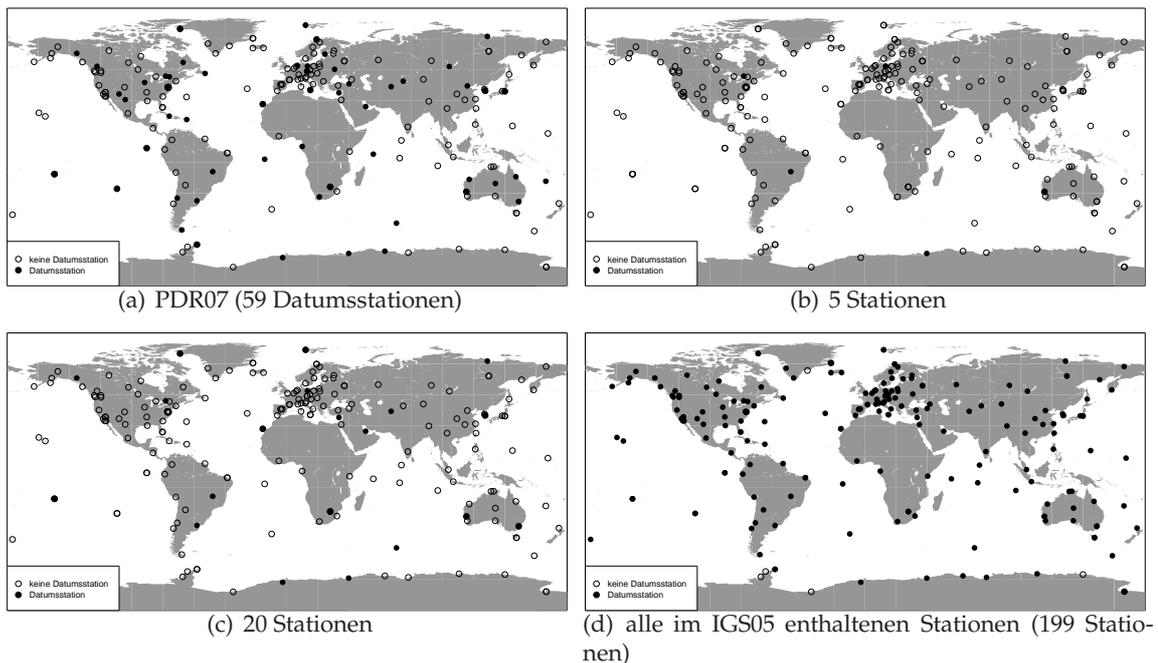
Geschwindigkeitsvergleich nicht berücksichtigt.

Die für die Realisierung der Orientierung des Referenzsystems aus globalen GPS-Beobachtungen notwendige Zusatzinformation wird mit Hilfe einer NNR-Bedingung bereitgestellt (vgl. Abschnitt 5.3.1). Da die Auswahl der Datumsstationen zur Definition der NNR-Bedingung willkürlich ist, entsteht die Frage nach der Abhängigkeit des Endergebnisses von dieser Auswahl. Zu diesem Zweck wurde die NNR-Bedingung über 3 unterschiedliche Stationslisten (5 Stationen, 20 Stationen, 199 Stationen) formuliert und die Restrotationen der erhaltenen Referenzrahmen analysiert (Abbildung 5.13). Abbildung 5.14 zeigt den Einfluss der Auswahl der Datumsstationen auf die Rotationsparameter einer 14-Parameter-Transformation bezüglich der Referenzlösung PDR07. Die numerischen Größen sind in Tabelle 5.4 zusammengefasst. Bereits die Definition der NNR-Bedingung mit nur fünf homogen global verteilten Datumsstationen erlaubt die Realisierung der Netzrotation im Vergleich zur Referenzlösung PDR07 mit einer Genauigkeit von besser als 2 mm. Die Änderungsrate der Rotation ist mit besser als 0,2 mm/Jahr ebenfalls gering. Eine Definition der NNR-Bedingung mit 20 Stationen liefert ein ähnliches Bild. Die Orientierung des Netzes ist mit einer Genauigkeit von besser als 1,5 mm realisiert. Die Änderungsrate ist für die X-Rotation mit 0,31 mm/Jahr geringfügig höher, für die beiden anderen Komponenten ergibt sie sich mit 0,05 bzw. 0,06 mm/Jahr jedoch zu nahezu Null. Die Nutzung aller beobachteten Stationen zur Definition der NNR-Bedingung bewirkt, dass auch Stationen mit diskontinuierlichen Zeitreihen herangezogen werden. Die Abweichungen der Netzrotation sind für diese unter den untersuchten Lösungen am größten und erreichen 2,73 mm für die Rotation um die Y-Achse. Auch die Änderungsraten sind größer und betragen -0,53 bzw. 0,42 mm/Jahr für die Rotation um die X- bzw. Y-Achse. Aus dieser Untersuchung kann geschlussfolgert werden, dass eine sorgfältige Auswahl der Datumsstationen zur Definition der NNR-Bedingung notwendig ist. Im Zweifel sollte auf eine einzelne Station mit zu ungenauem a priori Bewegungsmodell (z.B. durch nicht berücksichtigte Sprünge in den Koordinatenzeitreihen oder große Ungenauigkeit der linearen Stationsgeschwindigkeiten) zur Festlegung der Netzorientierung verzichtet werden. Der Rangdefekt aufgrund der Netzrotation kann bereits mit relativ wenigen Stationen bei einer gleichzeitig guten globalen Verteilung behoben werden.

Es ergibt sich die Frage, wie stabil die Realisierung des Ursprungs im CM-System aus GPS-Beobachtungen in kürzeren Zeitintervallen erfolgen kann. Zu diesem Zweck wurden Referenzsystemrealisierungen aus Beobachtungsdaten von jeweils einer Woche abgeleitet. Die Koeffizienten der niederen Harmonischen zur Berücksichtigung der Oberflächendeformationen wurden als bekannt in die Wochenlösung eingeführt und der erhaltene Koordinatensatz

**Tabelle 5.4:** Einfluss der Auswahl der Datumsstationen auf die Orientierung des Referenzrahmens: geschätzte Rotationsparameter einer 14-Parameter-Helmerttransformation bezüglich des PDR07 in der Form  $y = mt + b$  nach Abbildung 5.14. Die Verschiebung  $b$  bezieht sich auf die Epoche 2000.0.

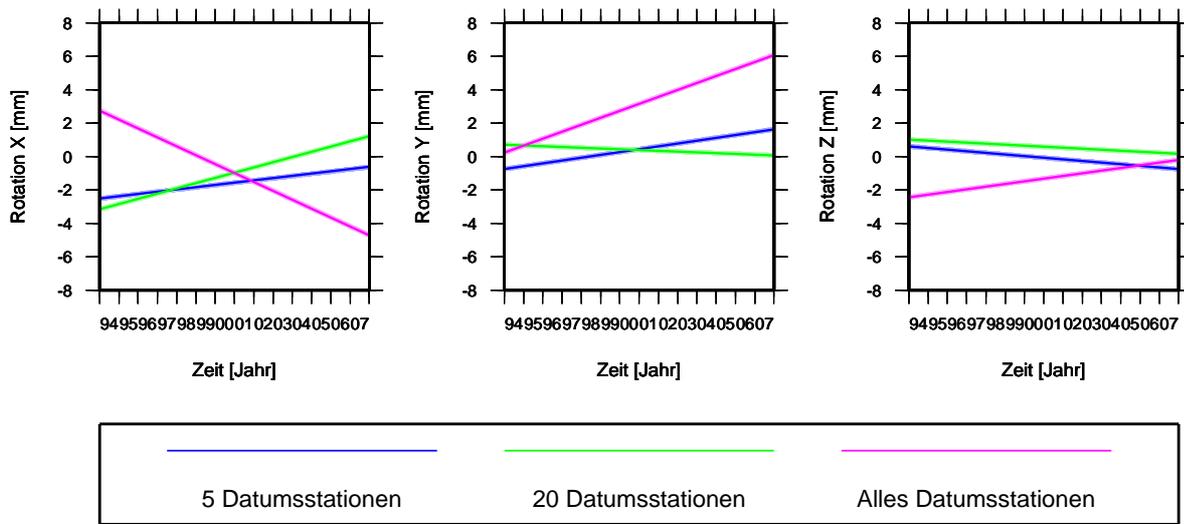
	5 Stationen		20 Stationen		Alle Stationen	
	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]
$R_X$	-1,71	0,13	-1,29	0,31	-0,45	-0,53
$R_Y$	0,27	0,17	0,43	-0,05	2,73	0,42
$R_Z$	0,02	-0,10	0,64	-0,06	-1,48	0,16



**Abbildung 5.13:** Übersicht der Datumstationen zur Definition der NNR-Bedingung. Die vollen Kreise zeigen Datumstationen, über die die NNR-Bedingung formuliert wurde.

auf die Gesamtlösung zur entsprechenden Epoche transformiert. Die erhaltenen Zeitreihen der Translationsparameter und des Maßstabes zeigt Abbildung 5.15. Die Variationsbreite der Translationsparameter in den Komponenten X und Y beträgt etwa 20 mm mit etwas größeren Ausschlägen in den Anfangsjahren 1994-1996. Während in der X-Komponente die Amplitude einer harmonischen Funktion mit der Periodenlänge eines Jahres nahezu Null ist, beträgt sie für die Y-Komponente 1,8 mm. Die größten Variationen zeigen sich für die Z-Komponente mit einer Amplitude von 20,4 mm. Die Realisierung des Maßstabes variiert um  $\pm 0,5$  ppb. Die Amplitude der eingepassten harmonischen Funktion beträgt 0,26 ppb, was einer radialen Variation von 1,7 mm entspricht (Tabelle 5.5). Ursachen dieser Variationen lassen sich einerseits in der Konfiguration der Satellitenbahnen selbst andererseits in der ungenügenden Berücksichtigung nichtgravitativer Störkräfte (vgl. Abschnitt 4.3) bei der Bahnmodellierung vermuten (Urschl u.a. 2005; Hugentobler u.a. 2005b). Die Bahnneigung der GPS-Satelliten von  $55^\circ$  führt zu einer ungünstigeren Beobachtungsgeometrie für die Z-Komponente als für die X- und Y-Komponenten und somit auch zu einer größeren Unsicherheit in ihrer Bestimmung. Gleichzeitig liefert die Rotation der Erde Informationen über die Lage des Ursprung in X und Y und trägt somit zu einer verbesserten Bestimmung dieser Komponenten im Vergleich zur Z-Komponente bei. Prinzipiell würden sich in der Variation der Transformationsparameter in Abbildung 5.15 auch unmodellerte geophysikalische Effekte zeigen, die jedoch nur für Magnituden von 1 mm und kleiner Erklärung sein dürften.

In einer weiteren Untersuchung werden die täglichen Lösungen des globalen Netzes direkt mit dem auf die entsprechende Epoche interpolierten PDR07-Koordinatensatz verglichen. Die Differenzen enthalten neben den Fehlern vor allem in der linearen Modellwelt

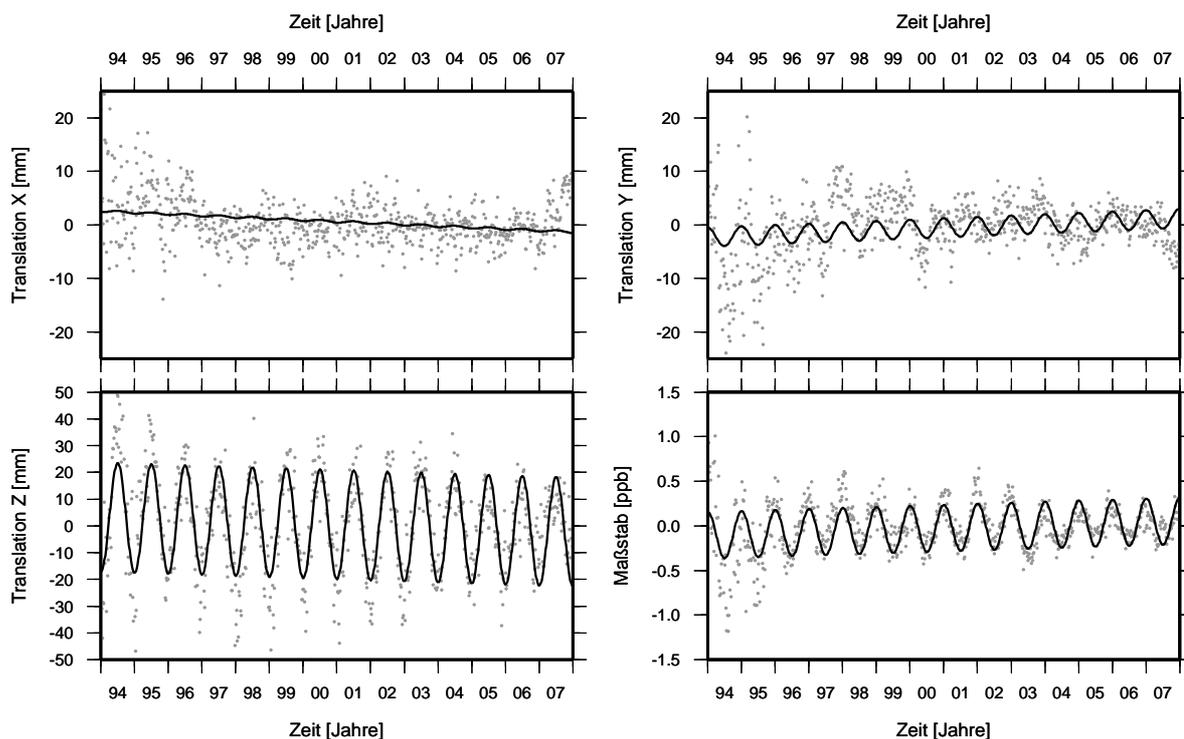


**Abbildung 5.14:** Einfluss der Auswahl der Datumsstationen auf die Orientierung des Referenzrahmens: geschätzte Rotationsparameter einer 14-Parameter-Helmerttransformation bezüglich des PDR07. Die Parameter der Geradengleichungen sind in Tabelle 5.4 zusammengefasst. Die geographische Verteilung der Datumsstationen der Lösungsvarianten zeigt Abbildung 5.13.

**Tabelle 5.5:** 7-Parameter-Helmerttransformation eines Referenzrahmens aus einer Wochenlösung im Vergleich zur Gesamtlösung. Die niederen Harmonischen (Abbildung 5.8) wurden als bekannt in die Wochenlösung eingeführt. Die Tabelle zeigt die Parameter der in die Transformationsparameter (Translationsparameter  $T_X$ ,  $T_Y$  und  $T_Z$  und Maßstab  $\mu$ ) eingepassten harmonischen Funktion mit der Periode eines Jahres. Die Verschiebungen beziehen sich auf die Epoche 2000.0. (vgl. Abbildung 5.15)

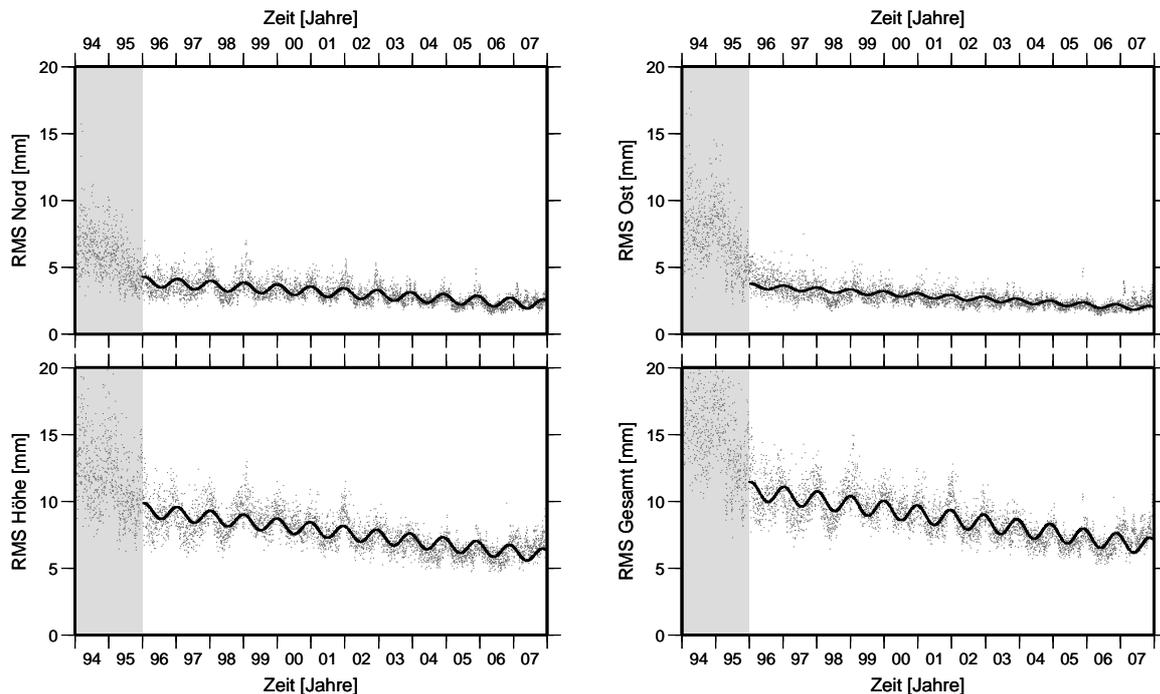
	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Jahres- amplitude [mm]	Phase [Tage]
$T_X$	$0,91 \pm 0,18$	$-0,28 \pm 0,04$	$0,19 \pm 0,24$	$185,58 \pm 74,26$
$T_Y$	$-0,80 \pm 0,20$	$0,25 \pm 0,05$	$1,78 \pm 0,28$	$363,68 \pm 9,07$
$T_Z$	$0,89 \pm 0,42$	$-0,40 \pm 0,10$	$20,37 \pm 0,57$	$183,55 \pm 1,64$
	[ppb]	[ppb/Jahr]	[ppb]	[Tage]
$\mu$	$-0,04 \pm 0,01$	$0,01 \pm 0,00$	$0,26 \pm 0,01$	$1,53 \pm 2,60$

des PDR07-Referenzrahmens unberücksichtigt gebliebene Variationen der Stationspositionen. Abbildung 5.16 zeigt den zeitlichen Verlauf des RMS der Differenzen beider Lösungen. Die mittleren RMS über den Gesamtzeitraum betragen 3,5 mm für die Nord-, 3,4 mm für die Ost- und 8,2 mm für die Vertikalkomponente. Es zeigt sich eine linear verlaufende Reduktion des Gesamt-RMS von etwa 11 mm im Jahre 1996 bis etwa 7 mm im Jahre 2007. Der Grund für die saisonale Variation des RMS ist vor allem in den in der linearen Modellbildung des PDR07 unberücksichtigt gebliebenen saisonalen Variationen der Stationspositionen zu suchen. In der Abbildung 5.17 sind die RMS der Differenzen zwischen täglicher Lösung und PDR07 stationsweise getrennt nach Nord- Ost- und Höhenkomponente aufgetragen. Es ist erkennbar, dass die kleineren RMS-Werte vor allem in den Regionen größerer Stations-



**Abbildung 5.15:** 7-Parameter-Helmerttransformation eines Referenzrahmens aus einer Wochenlösung im Vergleich zur Gesamtlösung. Die niederen Harmonischen (Abbildung 5.8) wurden als bekannt in die Wochenlösung eingeführt. In der Abbildung sind die Translationsparameter und der Maßstab dargestellt. Die numerischen Parameter der eingepassten harmonischen Funktionen enthält Tabelle 5.5.

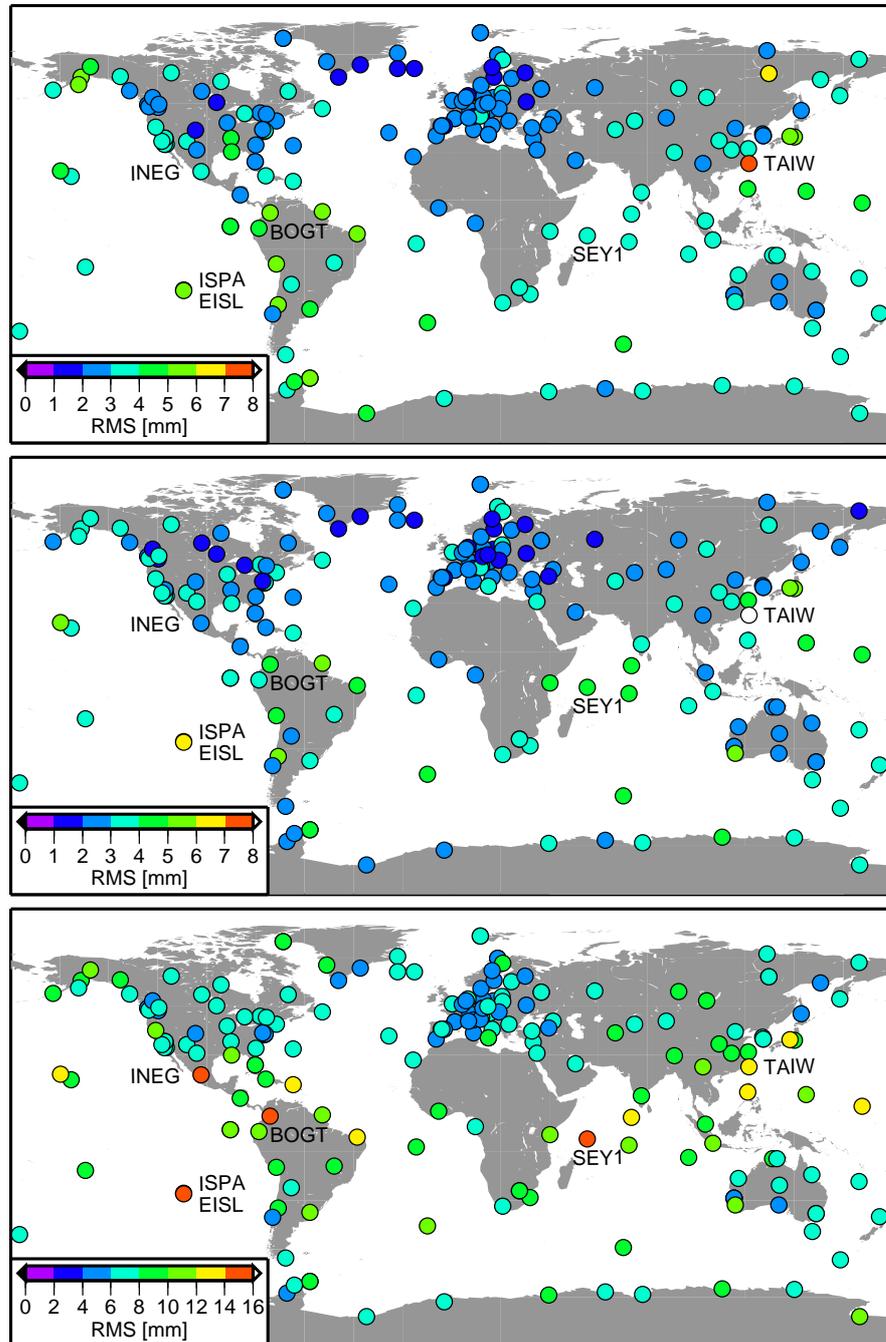
dichte wie Nordamerika und Europa auftreten. Dies lässt sich damit begründen, dass das Ausgleichsmodell der Methode der kleinsten Quadrate (vgl. Anhang A) die globalen Parameter wie Satellitenbahnen in der Weise ausgleicht, dass in diesen Regionen die kleinsten Verbesserungen auftreten und somit die Summe der gewichteten Quadrate aller Verbesserungen minimal wird. Einzelne Stationen, gekennzeichnet durch rote oder weiße Kreise in Abbildung 5.17, zeigen eine größere Streuung der Tageslösungen in den Zeitreihen. Die Station TAIW (Taiwan, 23601M001) wurde nur von 1994 bis 1997 beobachtet und weist in dieser Zeit eine große Streuung auf, die durch die Qualität der Beobachtungen selbst und nicht in erster Linie geophysikalisch begründet ist. Weitere auffällige Stationen mit großem RMS in der Höhenkomponente sind SEY1 (Seychellen, 39801M001), BOGT (Bogotá, Kolumbien, 41901M001), INEG (Aguascalientes, Mexiko, 40507M001) und EISL (Osterinsel, 41703M003). Die Zeitreihen der Stationen SEY1, BOGT und INEG sind stark zerstückelt und weisen nur relativ kurze Zeiträume mit Beobachtungen auf. Nach der Inbetriebnahme neuer Empfangstechnik in BOGT im Jahre 2005 verringern sich die Residuen bei dieser Station. Die vertikale Bewegung der Station INEG wird maßgeblich durch den Grundwasserstand beeinflusst. Mit nur 30 cm Jahresniederschlag in dieser Region nutzt die Landwirtschaft vor allem künstliche Bewässerung (Márquez-Azúa und DeMets 2003). Die damit verbundene Absenkung des Grundwassers führt einerseits zu einer großen Vertikalrate von  $-59,8$  mm/Jahr im PDR07, an-



**Abbildung 5.16:** Differenzen der Stationspositionen zwischen der täglichen Lösung und der kombinierten Lösung. Die Abbildung zeigt den zeitlichen Verlauf der RMS-Werte der Koordinatenzeitreihen.

dererseits kann das vertikale Bewegungsverhalten der Station nur unzureichend mit einem linearen Modell beschrieben werden (Márquez-Azúa und DeMets 2003). Die großen RMS der Station EISL sind vermutlich ebenfalls nicht auf geophysikalische Ursachen zurückzuführen. Die Zeitreihe der neuen Station ISPA (Osterinsel, 41703M007), die Anfang 2004 installiert wurde, zeigt deutlich geringere Variationen.

Einige Beobachtungsstationen des IGS sind mit mehreren unabhängig operierenden GPS-Stationen ausgestattet. Die unabhängige Schätzung der Stationsgeschwindigkeiten für jeden dieser Messpunkte erlaubt eine Abschätzung ihrer relativen Genauigkeit. In Tabelle 5.6 sind die Stationsgeschwindigkeiten individueller Messpunkte einer Lokation zusammengestellt. Die Übereinstimmung der erhaltenen Geschwindigkeitskomponenten ist besonders für Punkte mit einer Beobachtungsdauer von mindestens 3 Jahren zufriedenstellend. Die erhaltenen Differenzen bewegen sich für die Mehrzahl der Stationen im Bereich von besser als 1-2 mm/Jahr für die Horizontalkomponenten und besser als 2 mm/Jahr für die Vertikalkomponente. Stationen mit nur wenig mehr als 3 Jahren Beobachtungsdauer im Zeitraum bis etwa 1999 weichen deutlicher von den Ergebnissen späterer Beobachtungen benachbarter Punkte ab. Beispiele hierfür aus Tabelle 5.6 sind die Stationspaare AOML/MIA1 (Key Biscayne, Florida, USA), DAEJ/TAEJ (Daejeon, Südkorea), HART/HARK/HRAO (Hartebeesthoek, Südafrika). Die Zeitreihe der Nordkomponenten der Station YAKZ (Jakutsk, Russland) weist ein starkes saisonales Signal auf. Das lineare Geschwindigkeitsmodell repräsentiert das Bewegungsverhalten dieser Station nur ungenügend, wodurch die Unterschiede zur Station YAKT erklärbar



**Abbildung 5.17:** Differenzen der Stationspositionen zwischen der täglichen Lösung und der kombinierten Lösung. Die Abbildung zeigt die RMS-Werte der Koordinatenzeitreihen für jede individuelle Station. Oben: Nordkomponente, Mitte: Ostkomponente, Unten: Vertikalkomponente. Es ist der unterschiedliche Maßstab zwischen den Lagekomponenten und der Höhenkomponente zu beachten. Der weiße Kreis in der Ostkomponente zeigt ein RMS für TAIW von 9,2 mm.

**Tabelle 5.6:** Vergleich der Nord- ( $v_N$ ), Ost- ( $v_O$ ) und Höhenkomponenten ( $v_H$ ) der ohne Zusatzbedingungen geschätzten Stationsgeschwindigkeiten verschiedener Messpunkte derselben Lokation [mm/Jahr].

Station		Intervall		$v_N$	$v_O$	$v_H$
AOML	(Key Biscayne, USA)	20.11.1997	- 04.04.2004	2,2	-10,5	0,0
MIA1		17.09.1995	- 31.05.1998	3,2	-12,2	-5,2
DAEJ	(Daejeon, Südkorea)	19.03.1999	- 30.12.2007	-12,5	26,9	0,6
TAEJ		20.11.1995	- 17.03.1999	-13,2	29,1	-3,0
GALA	(Galápagos-Inseln)	03.02.1996	- 09.11.2002	11,7	51,1	-0,4
GLPS		07.01.2003	- 30.12.2007	9,2	50,3	4,5
HART	(Hartebeesthoek, Südafrika)	01.01.1994	- 11.06.1997	19,9	17,2	-8,5
HARK		13.06.1997	- 10.08.2000	18,4	21,2	-2,8
HRAO		27.09.1996	- 11.12.2007	17,5	18,2	0,9
EISL	(Osterinsel)	03.05.1994	- 29.01.2005	-6,5	67,7	-0,2
ISPA		14.02.2004	- 30.12.2007	-6,2	66,7	-1,3
NOT1	(Noto, Italien)	15.09.2000	- 29.12.2007	19,9	21,4	-0,9
NOTO		21.10.1995	- 06.09.2000	19,3	21,4	-1,2
NYAL	(Ny Ålesund, Norwegen)	01.01.1994	- 30.12.2007	14,5	10,1	7,5
NYA1		12.03.1998	- 30.12.2007	15,0	10,1	7,5
OHIG	(O'Higgins, Antarktika)	11.03.1995	- 19.02.2002	10,3	14,5	3,1
OH12		15.02.2002	- 30.12.2007	10,2	14,4	5,1
PAMA	(Papeete, Tahiti)	20.12.1995	- 31.03.1997	32,7	-66,9	8,8
TAHI		08.04.1997	- 04.06.1998	35,8	-60,3	-14,2
THTI		14.06.1998	- 30.12.2007	34,7	-66,5	0,7
SCOB	(Scoresbysund, Grönland)	07.08.1997	- 26.07.2004	19,4	-11,1	3,0
SCOR		11.09.2004	- 30.12.2007	19,9	-11,2	1,9
THU1	(Thule, Grönland)	02.05.1995	- 12.01.2003	4,0	-22,5	3,5
THU3		26.08.2001	- 30.12.2007	4,7	-23,0	2,5
TOUL	(Toulouse, Frankreich)	24.05.1997	- 30.12.2000	16,6	18,8	-1,2
TLSE		05.01.2001	- 30.12.2007	16,1	19,5	-0,5
TROM	(Tromsø, Norwegen)	01.01.1994	- 30.12.2007	15,6	14,8	1,8
TRO1		11.03.1998	- 30.12.2007	16,5	16,7	2,3
WETT	(Wetzell, Deutschland)	01.01.1994	- 03.10.1996	18,0	24,4	-1,4
WTZR		10.01.1996	- 30.12.2007	15,7	20,2	-0,7
YAKT	(Jakutsk, Russland)	24.07.2000	- 30.12.2007	-12,7	19,1	-0,7
YAKZ <sup>a</sup>		15.11.1997	- 21.06.2001	-7,6	19,9	0,2
YAR1/2	(Yaragadee, Australien)	01.01.1994	- 30.12.2007	57,5	39,6	0,2
YARR		11.06.2002	- 05.06.2007	57,4	39,4	0,2

<sup>a</sup>Die Zeitreihe zeigt ein großes saisonales Signal in der Nordkomponente.

sind. Zudem lässt sich nicht ausschließen, dass die für die Station YAKT dokumentierten Variationen der Stationsposition aufgrund von Schneeeuflagen auf der Antenne auch für YAKZ zutreffend sind (vgl. Abschnitt 4.5).

### 5.4.2 Vergleich mit weiteren Realisierungen des ITRS und mit geophysikalischen Modellen

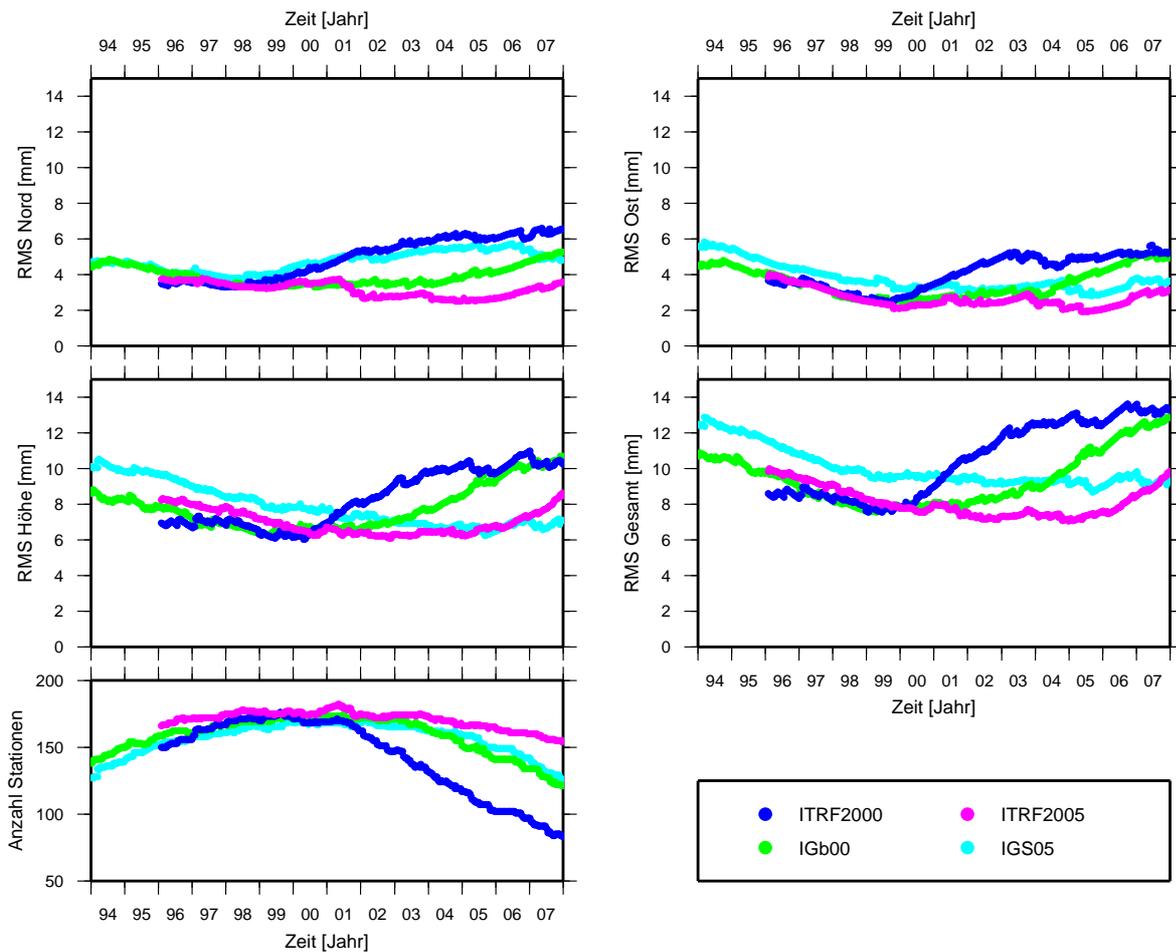
In diesem Abschnitt soll der bestimmte globale Bezugsrahmen PDR07 mit weiteren veröffentlichten Realisierungen des ITRS verglichen werden. Die zum Vergleich herangezogenen offiziellen kombinierten Bezugsrahmen des IERS ITRF2000 (Altamimi u.a. 2002), ITRF2005 (Altamimi u.a. 2007) und die ausschließlich auf GPS-Beobachtungen beruhenden Lösungen IGb00 (Ray u.a. 2004) und IGS05 (Ferland 2006) wurden bereits in den Abschnitten 3.4.5 und 3.4.6 näher vorgestellt.

In Rülke u.a. (2008) wird die Anzahl der berücksichtigten Sprünge in den Stationskoordinatenzeitreihen zwischen dem Referenzrahmen PDR05 (Datenzeitraum 1994.0-2006.0) und dem ITRF2005 (Datenzeitraum der GPS-Lösung 1996.0-2006.0) gegenübergestellt. Dabei zeigt sich, dass unter Berücksichtigung identischer Stationslisten im auf der Reprozessierung beruhenden Referenzrahmen PDR05 mit 132 deutlich weniger Sprünge enthalten sind als im ITRF2005 mit 241 Sprüngen. 109 der detektierten Sprünge in den Koordinatenzeitreihen sind in beiden Lösungen enthalten. Einige Sprünge in den Zeitreihen des ITRF2005 sind in der Lösung des PDR05 nicht detektierbar. Hierfür dürfte die einheitliche Prozessierung des gesamten Zeitraumes und die verbesserten Modellierungsansätze die Ursache sein. Weitere Ursachen sind der Ausschluss zu verrauschter Beobachtungsintervalle in der Lösung PDR05 oder die unterschiedliche Modellierung postseismischer Ausgleichsbewegungen. Für den Zeitraum 1994.0-2006.0 gelten die Aussagen über die Lösung PDR05 ebenso für die Lösung PDR07, weshalb diese Untersuchung für PDR07 nicht wiederholt wurde.

In einem nächsten Schritt soll der zeitliche Verlauf der Transformationsparameter zwischen PDR07 und den Vergleichsreferenzrahmen untersucht werden. Alle zu untersuchenden Referenzrahmen beschreiben die Stationsbewegungen mit Hilfe eines linearen Bewegungsmodells. Da die Behandlung der Sprünge in den Koordinatenzeitreihen in den verschiedenen Referenzrahmen in unterschiedlicher Weise erfolgt, eignet sich eine 14-Parameter-Transformation nach Gleichung 3.5 nicht. Für den hier anstehenden Vergleich wurden die Koordinaten unter Nutzung der linearen Geschwindigkeitskomponenten und unter Berücksichtigung der Sprünge auf die Epoche jeder einzelnen Woche des Vergleichszeitraumes interpoliert. Die Koordinatensätze des PDR07  $X_{PDR07}$  und der Vergleichsreferenzrahmen  $X_R$  zu kongruenten Epochen  $t_i$  wurden dann mit Hilfe der 7-Parameter-Transformation nach Gleichung 3.2 transformiert:

$$X_{PDR07}(t_i) + \mathbf{e} = \mu \mathbf{R} [X_R(t_i) - \mathbf{T}]$$

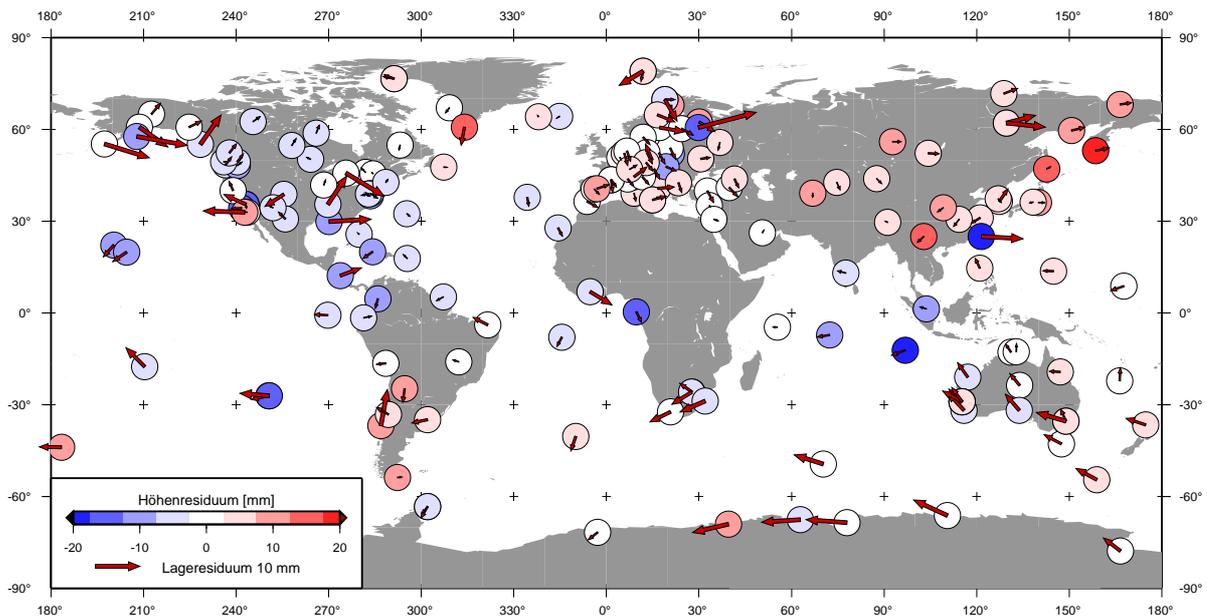
Abbildung 5.18 zeigt den zeitlichen Verlauf der RMS dieser Transformationen. Mit wachsendem Extrapolationszeitraum verringert sich die Genauigkeit der extrapolierten Stationskoordinaten. Dies wird besonders für die Realisierung des ITRF2000 deutlich, in die nur Beobachtungen bis zum Jahr 2000 eingeflossen sind (Altamimi u.a. 2002). Für die Bestimmung der Transformationsparameter wurden nur die Stationen verwendet, deren Residuen nach der Transformation kleiner sind als 15 mm für die Lagekomponenten und 20 mm für die Höhenkomponente. Im unteren Teil der Abbildung 5.18 ist die Anzahl der verwendeten Stationen dargestellt. Nach einem Maximum in der Mitte des betrachteten Zeitintervalls fällt die Stationsanzahl ab. Besonders für das ITRF2000 erfüllen am Ende des Zeitintervalls nur noch deutlich weniger als 100 Stationen das oben genannte Kriterium. Abbildung 5.19 zeigt die Residuen für die 7-Parameter-Helmerttransformationen der GPS-Woche 1042 (01.01.2000). Die



**Abbildung 5.18:** Vergleich der Referenzsystemrealisierungen PDR07 mit ITRF2005 und ITRF2000 sowie den GPS-Realisierungen IGS05 und IGB00. Es sind die RMS einer wochenweise durchgeführten 7-Parameter-Helmerttransformation dargestellt. Der Gesamt-RMS berechnet sich aus den Einzel-RMS. Für die Transformation wurden nur die Stationen verwendet, deren Residuum kleiner als 15 mm für die Lagekomponenten und kleiner als 20 mm für die Höhenkomponente ist. Die Anzahl der für die Transformation genutzten Stationen ist in der unteren Teilabbildung dargestellt. Die Gültigkeitsintervalle für ITRF2005 wurden an das Gesamtintervall angepasst.

Lagerresiduen für die meisten Stationen sind kleiner als 10 mm. Die Stationen im indischen Sektor der Antarktis zeigen eine leichte Systematik mit westwärts gerichteten Residuen mit einem Betrag von etwa 1 cm. Die Vertikalkomponenten der Residuen zeigen systematische Tendenzen mit vor allem positiven Werten im asiatischen Raum und negativen Werten um 180° längenverschoben in Amerika.

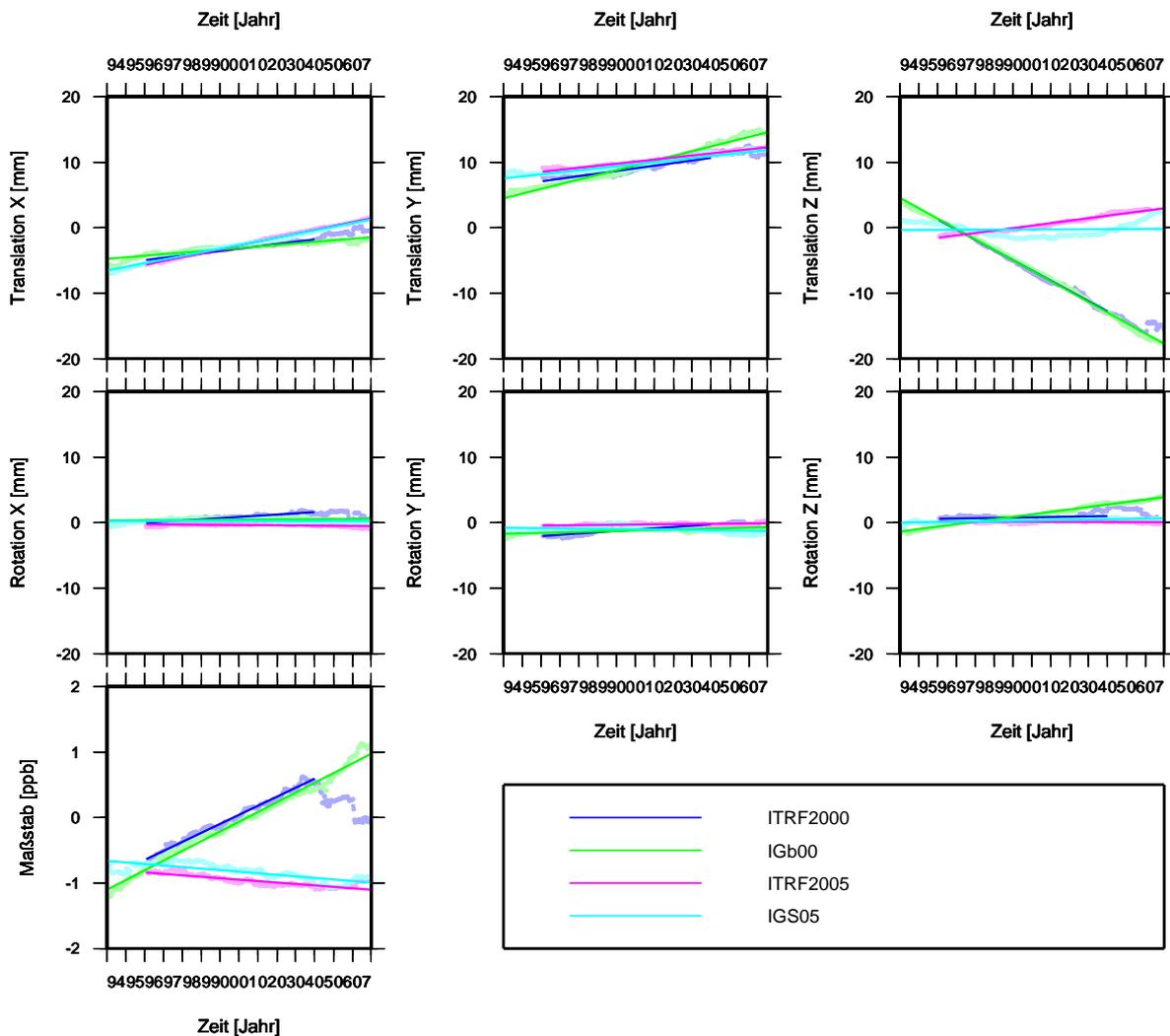
Der zeitliche Verlauf der sieben so bestimmten Transformationsparameter (drei Translationen, drei Rotationen, ein Maßstab) ist in Abbildung 5.20 dargestellt. Tabelle 5.7 stellt die geschätzten Parameter (Anstieg und Verschiebung) einer linearen Regression der Transformationsparameter zusammen. Die Absolutglieder der geschätzten Regressionsgeraden beziehen sich



**Abbildung 5.19:** 7-Parameter-Helmerttransformation von PDR07 auf ITRF2005: Residuen in Lage und Höhe zur Epoche 2000.0 (01.01.2000).

dabei auf die Epoche 2000.0. In die Bestimmung der Referenzrahmen ITRF2000 und ITRF2005 gingen keine Beobachtungen vor 1996 ein. Die Schätzung der Regressionsgeraden für diese beiden Referenzrahmen wurde daher nur für den Zeitraum ab 1996 durchgeführt. Besonders für den Maßstab ist ersichtlich, dass die Zeitreihe des ITRF2000 ab dem Jahr 2005 stark von einem linearen Verhalten abweicht, weshalb für die Regressionsgerade nur die Transformationsparameter bis 2005 verwendet wurden.

Die Transformationsparameter der Translationen (obere Reihe in Abbildung 5.20) zeigen die Unterschiede in der Realisierung des Massezentrums des Systems Erde in den verglichenen Referenzrahmen. Wie in den Abschnitten 3.4.5 und 3.4.6 beschrieben, wird CM im ITRF2000 und ITRF2005 ausschließlich durch Laserbeobachtungen realisiert (Altamimi u.a. 2002; Altamimi u.a. 2007). Die auf GPS-Beobachtungen beruhenden Referenzrahmen IGB00 und IGS05 sind dann auf ihre korrespondierenden ITRFs aufgefördert und realisieren somit deren CM (Ray u.a. 2004). Dieser Zusammenhang zeigt sich deutlich in den paarweise ähnlich verlaufenden Regressionsgeraden der Translationskomponenten. Die ähnliche Strategie der Realisierung des CM zwischen allen vier Vergleichsrahmen würde einen ähnlichen Verlauf der Geraden für alle 3 Translationskomponenten erwarten lassen. Während dies für die X- und Y-Komponente auch nahezu gegeben ist, liegen die Lösungen in der Z-Komponente deutlich auseinander. Für die X-Komponente schwanken die Absolutglieder zwischen -3,2 mm und -3,6 mm und für die Y-Komponente zwischen +8,6 mm und +9,8 mm. Die Anstiege der Regressionsgeraden für diese beiden Komponenten liegen zwischen +0,2 mm/Jahr und +0,7 mm/Jahr. Für die Z-Komponente ergeben sich die Absolutglieder der Regressionsgeraden zu -5,0 mm für die Realisierungen ITRF2000 und IGB00 und zwischen -0,1 mm und -0,3 mm für die Realisierungen ITRF2005 und IGS05. Die Anstiege unterscheiden sich ebenso paarweise zwischen den Realisierungen: Für die Realisierungen ITRF2000/IGB00 lie-



**Abbildung 5.20:** Vergleich der Referenzsystemrealisierungen PDR07 mit ITRF2005 und ITRF2000 sowie den GPS-Realisierungen IGS05 und IGB00. Es sind die Transformationsparameter einer wochenweise durchgeführten 7-Parameter-Helmerttransformation sowie eine lineare Regression dargestellt (vgl. Tabelle 5.7). Für die Transformation wurden nur die Stationen verwendet, deren Residuum kleiner als 15 mm für die Lage- und kleiner als 20 mm für die Höhenkomponente ist. Für den ITRF2000 (blau) wurden keine Transformationsparameter nach dem 01.01.2005 für die lineare Regression verwendet. Die Gültigkeitsintervalle für ITRF2005 wurden an das Gesamtintervall angepasst.

gen sie nahezu identisch bei  $-1,6 \text{ mm/Jahr}$  und für die Realisierungen ITRF2005/IGS05 bei  $0,4 \text{ mm/Jahr}$  und  $0,0 \text{ mm/Jahr}$ .

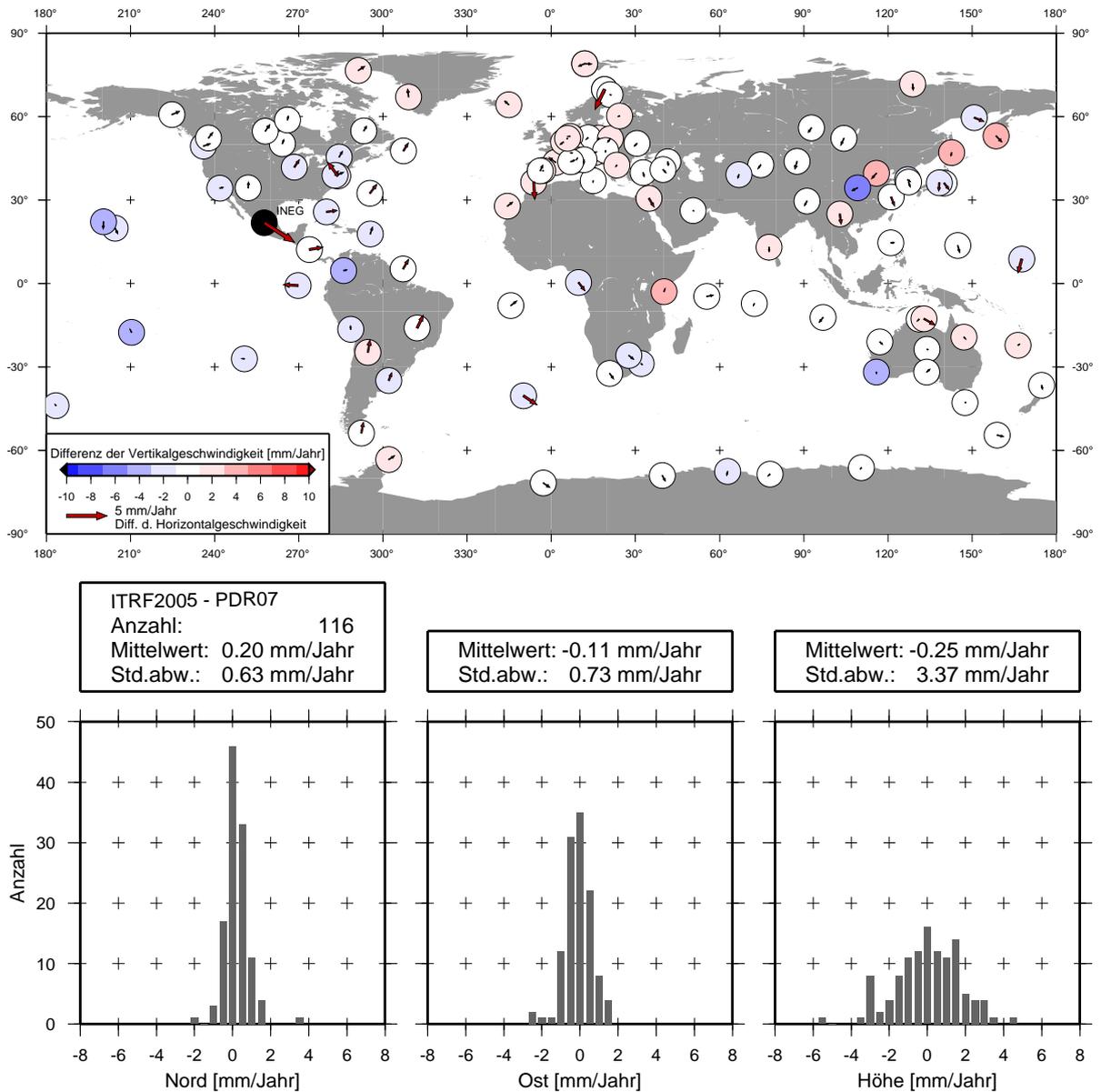
Die Orientierung der Referenzrahmen erfolgt in allen Fällen über die Definition einer geeigneten NNR-Bedingung. Daher ist zu erwarten, dass die Restrotationen zwischen den einzelnen Realisierungen klein sind. Wie Abbildung 5.20 (mittlere Reihe) zeigt, ist dies auch tatsächlich der Fall. Die Absolutglieder der Regressionsgeraden liegen in allen Fällen zwischen  $-1,3 \text{ mm}$  und  $+0,9 \text{ mm}$  sowie die Anstiege zwischen  $0,0$  und  $+0,4 \text{ mm/Jahr}$ .

**Tabelle 5.7:** Vergleich der Referenzsystemrealisierungen PDR07 mit ITRF2005 und ITRF2000 sowie den GPS-Realisierungen IGS05 und IGB00. Die Tabelle zeigt die Parameter der linearen Regression der Form  $y = mt + b$  aus Abbildung 5.20 für die Translationsparameter  $T_X, T_Y, T_Z$  die Rotationsparameter  $R_X, R_Y, R_Z$  und den Maßstabsparameter  $\mu$ . Die Verschiebungen  $b$  gelten zur Epoche 2000.0.

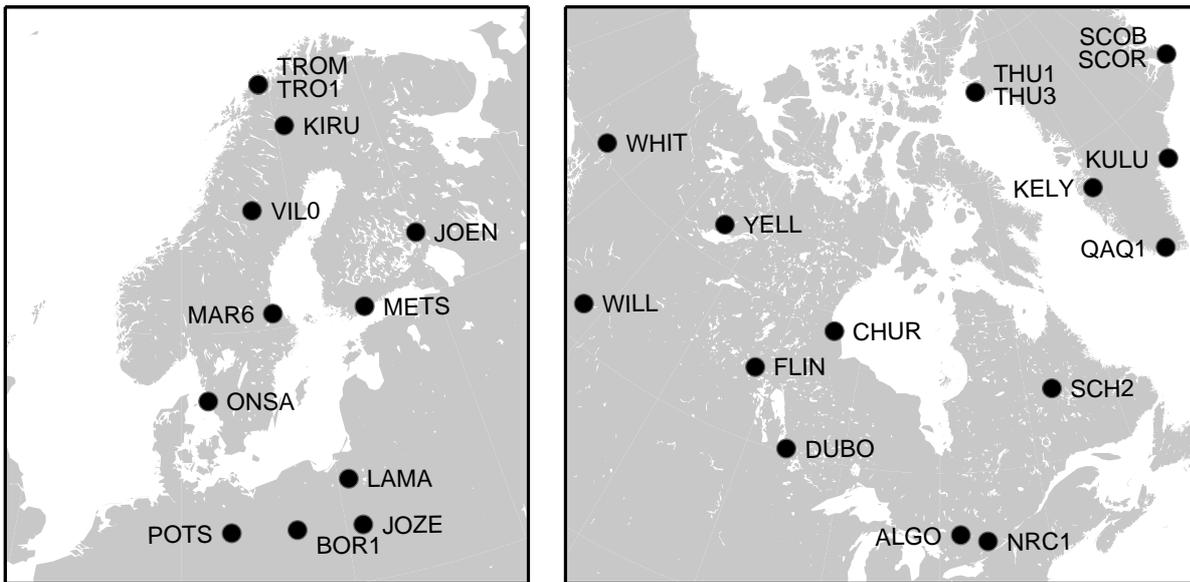
	ITRF2000		IGb00		ITRF2005		IGS05	
	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]
$T_X$	$-3,57 \pm 0,01$	$0,36 \pm 0,00$	$-3,37 \pm 0,02$	$0,24 \pm 0,00$	$-3,26 \pm 0,00$	$0,59 \pm 0,00$	$-3,21 \pm 0,01$	$0,56 \pm 0,00$
$T_Y$	$8,63 \pm 0,02$	$0,40 \pm 0,01$	$8,80 \pm 0,02$	$0,72 \pm 0,00$	$9,76 \pm 0,01$	$0,32 \pm 0,00$	$9,39 \pm 0,01$	$0,31 \pm 0,00$
$T_Z$	$-4,98 \pm 0,01$	$-1,57 \pm 0,01$	$-5,02 \pm 0,01$	$-1,59 \pm 0,00$	$-0,07 \pm 0,01$	$0,37 \pm 0,00$	$-0,30 \pm 0,04$	$0,01 \pm 0,01$
$R_X$	$0,66 \pm 0,01$	$0,18 \pm 0,00$	$0,43 \pm 0,01$	$0,01 \pm 0,00$	$-0,33 \pm 0,01$	$-0,02 \pm 0,00$	$0,22 \pm 0,01$	$0,00 \pm 0,00$
$R_Y$	$-1,26 \pm 0,02$	$0,20 \pm 0,01$	$-1,27 \pm 0,01$	$0,07 \pm 0,00$	$-0,34 \pm 0,01$	$0,03 \pm 0,00$	$-1,02 \pm 0,02$	$-0,03 \pm 0,00$
$R_Z$	$0,75 \pm 0,02$	$0,05 \pm 0,01$	$0,86 \pm 0,01$	$0,37 \pm 0,00$	$0,14 \pm 0,01$	$-0,01 \pm 0,00$	$0,27 \pm 0,01$	$0,05 \pm 0,00$
	[ppb]	[ppb/Jahr]	[ppb]	[ppb/Jahr]	[ppb]	[ppb/Jahr]	[ppb]	[ppb/Jahr]
$\mu$	$-0,10 \pm 0,00$	$0,14 \pm 0,00$	$-0,21 \pm 0,00$	$0,15 \pm 0,00$	$-0,92 \pm 0,00$	$-0,02 \pm 0,00$	$-0,80 \pm 0,00$	$-0,02 \pm 0,00$

Die Unterschiede in der Realisierung des Netzmaßstabes sind in der unteren Darstellung von Abbildung 5.20 gezeigt. Für die Referenzrahmen des ITRF2000 bzw. des IGB00 betragen die Absolutglieder der Regressionsgeraden bis zu  $-0,21$  ppb. Dies entspricht einer globalen Höhenänderung für alle Stationen von  $-1,3$  mm. Die Unterschiede der Maßstabsänderungen zwischen diesen beiden Referenzrahmen und PDR07 sind mit maximal  $+0,15$  ppb/Jahr (entsprechend  $1,0$  mm/Jahr Vertikalgeschwindigkeit) ebenfalls klein. Die Maßstabsdifferenzen von PDR07 bezüglich der Referenzrahmen ITRF2005 und IGS05 sind größer und betragen  $-0,92$  ppb ( $-5,9$  mm) für den ITRF2005 und  $-0,80$  ppb ( $-5,1$  mm) für den IGS05. Die Änderungen der Maßstabsdifferenzen sind mit  $-0,02$  ppb/Jahr ( $0,1$  mm/Jahr) nur unwesentlich von Null verschieden. Die Interpretation der Ergebnisse aus dieser Untersuchung sollte sich ausschließlich auf die linearen Raten der Maßstabsdifferenzen stützen. Die Realisierung des absoluten Netzmaßstabes mit GPS ist direkt mit dem verwendeten Antennenmodell der Send- und Empfangsantennen verknüpft. Wie in Abschnitt 4.5 erläutert, sind die Offsets der Sendantennen von der Wahl des Referenzkoordinatensatzes abhängig und somit datumsbehaftet. Für die Bestimmung des für die Reprozessierung verwendeten, absoluten Antennenphasenmodells TUM05 wurden die Koordinaten der Bodenstationen auf IGB00 fixiert. Somit ist es sofort verständlich, dass die Maßstabsdifferenzen zwischen PDR07 und ITRF2000/IGB00 kleiner ausfallen als zwischen PDR07 und ITRF2005/IGS05.

Eine realistische Abschätzung der Realisierungsgenauigkeit eines Referenzrahmens ist schwierig. Systematische Fehlerkomponenten in den verwendeten Modellen (z.B. der Antennenphasenmodelle, Troposphärenmodelle etc.) sind häufig in derartigen Fehlerrechnungen nicht ausreichend berücksichtigt und resultieren in zu optimistischen Abschätzungen der Genauigkeiten. Für den ITRF2000 geben Altamimi u.a. (2002) Genauigkeiten für die Datumsrealisierungen an. Für die Referenzepoche 1997.0 betragen die Genauigkeiten der Ursprungsrealisierung demnach  $0,4$  mm,  $0,5$  mm und  $0,9$  mm für die Komponenten X, Y und Z. Die Genauigkeiten der Änderungsraten sind mit  $0,1$  mm/Jahr für die äquatorialen Komponenten und  $0,3$  mm/Jahr für die Z-Komponente angegeben. Für die Realisierung des Maßstabes werden  $0,2$  ppb und für seine Änderung  $0,03$  ppb/Jahr genannt. Allein aus dem Vergleich der Transformationsparameter für die Referenzrahmen ITRF2000 und ITRF2005 in Abbildung 5.20 bzw. Tabelle 5.7 wird deutlich, dass die Genauigkeitsangaben für die Realisierung des Ursprungs zu optimistisch sind. Für die Z-Komponente betragen die Differenzen in den Änderungsraten der Translationsparameter zwischen dem ITRF2000 und dem ITRF2005  $1,94$  mm/Jahr, ein Vielfaches der in Altamimi u.a. (2002) genannten Genauigkeitsangaben. Die Differenz in der Änderungsrate der Maßstabsrealisierung zwischen den beiden Referenzrahmen beträgt  $0,16$  ppb/Jahr und ist damit ebenfalls nicht mehr im angegebenen Fehlerbereich. Abbildung 5.21 vergleicht die geschätzten linearen Bewegungsraten des PDR07 mit der aktuellen Realisierung des IERS, dem ITRF2005. Der obere Teil von Abbildung 5.21 zeigt die Differenzen  $v_{ITRF2005} - v_{PDR07}$  der Bewegungsraten. Besonders die Betrachtung der Differenzen der Vertikalgeschwindigkeiten zeigt kleinere systematische Effekte mit eher positiven Differenzen in Europa und eher negativen Differenzen in Amerika und im Pazifik. Die Problematik des Grundwassereinflusses an der Station INEG (Aguascalientes, Mexiko, 40507M001) wurde bereits im Zusammenhang mit dem großen RMS ihrer Stationszeitreihe näher erläutert. Der geschätzten Vertikalgeschwindigkeit im PDR07 von  $-59,8$  mm/Jahr steht eine Vertikalgeschwindigkeit im ITRF2005 von  $-91,2$  mm/Jahr gegenüber. Márquez-Azúa und Demets (2003) geben für diese Station eine Vertikalgeschwindigkeit von  $-112$  mm/Jahr an. Der untere Teil der Abbildung 5.21 stellt die Histogramme der Differenzen zusammen. Für die



**Abbildung 5.21:** Vergleich der Referenzsystemrealisierungen PDR07 und ITRF2005 (Altamimi u.a. 2007). Oben: Differenzen der Horizontal- und Vertikalgeschwindigkeiten  $v_{ITRF2005} - v_{PDR07}$  zur Epoche 2001.0. Unten: Histogramme der Differenzen der Geschwindigkeitskomponenten Nord, Ost und Höhe.



**Abbildung 5.22:** Geografische Übersicht der Stationen des PDR07 in Fennoskandien (links) und Nordamerika mit Grönland (rechts) für die Vergleiche der vertikalen Stationsbewegungen aus geophysikalischen Modellen und geodätischen Beobachtungen (Tabellen 5.8, 5.9 und 5.11).

überwiegende Mehrzahl der Stationen sind die Differenzen in den absoluten Beträgen der Horizontalkomponenten kleiner als 1 mm/Jahr. Die absoluten Beträge der Differenzen der Vertikalgeschwindigkeiten sind für die Mehrzahl der Stationen kleiner als 2 mm/Jahr.

Der Vergleich der erhaltenen Ergebnisse mit geophysikalischen Modellen wie z.B. Modellen des glazialisostatischen Ausgleichs erlaubt einerseits eine unabhängige Validierung. Andererseits liefern mit GPS beobachtete Deformationen wertvolle Informationen zur Verbesserung derartiger Modelle. Fennoskandien und das nördliche Nordamerika sind Gebiete mit noch andauernder postglazialer Landhebung. Da diese Gebiete über keine größere permanente Eisbedeckung mehr verfügen, sind hier fast ausschließlich viskose Deformationen der Erdkruste zu beobachten (vgl. Abschnitt 2.1). Die Abbildung 5.22 gibt eine geografische Übersicht der Stationen des PDR07 in diesen Regionen. In der Tabelle 5.8 sind die vertikalen Bewegungsraten der Stationen in Fennoskandien den modellierten Bewegungen aus dem Modell ICE-4G (Peltier 1998) gegenübergestellt. Zusätzlich wurden weitere geodätisch bestimmte Vertikalraten dieser Stationen in den Vergleich einbezogen. Neben den Lösungen des ITRF2000 und des ITRF2005 sind dies zwei Lösungen des BIFROST-Projektes (Johansson u.a. 2002; Lidberg u.a. 2007). Die erhaltenen Vertikalbewegungen der Stationen in Nordamerika wurden ebenfalls mit den Modellvorhersagen des ICE-4G sowie mit den Lösungen des ITRF2000 und ITRF2005 verglichen. Eine neuere Schätzung des Deformationsfeldes in dieser Region stammt von Sella u.a. (2007) (Tabelle 5.9). Für beide Regionen stimmen die Vertikalraten aus GPS und die modellierten Raten aus ICE-4G im Bereich von 2 mm/Jahr überein. Einzig der Modellwert für die Station SCH2 (Schefferville, Kanada, 40133M002) weicht mit 6,7 mm/Jahr etwas von den GPS-Lösungen ab, die zwischen 9,5 und 11,3 mm/Jahr erhalten. Zur qualitativen Beurteilung der mittleren Differenzen der verschiedenen Lösungen sind in Tabelle 5.10 die aus den

## 5.4 Stabilität und Genauigkeit des globalen Referenzrahmens

**Tabelle 5.8:** Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Fennoskandien mit anderen GPS-Lösungen und einem Modell glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen [mm/Jahr].

Station	ICE-4G <sup>a</sup>	BIFROST <sup>b</sup>	BIFROST <sup>c</sup>	ITRF2000 <sup>d</sup>	ITRF2005 <sup>e</sup>	PDR07
BOR1	0,2	- / -	-0,7±0,2	-1,1	0,5	-0,9
JOEN	3,0	5,1 / 5,0	4,1±0,2	2,2	-	3,4
JOZE	0,1	- / -	0,7±0,2	-1,0	2,4	0,0
KIRU	5,4	(KIR0) 8,5 / 7,0	6,0±0,7	7,3	7,0	7,2
LAMA	0,3	- / -	-1,0±0,5	-1,9	0,2	-1,3
MAR6	4,3	7,3 / 7,4	6,7±0,2	5,0	8,5	6,6
METS	1,9	5,4 / 4,6	4,3±0,2	3,4	5,2	3,7
ONSA	1,4	-0,4 / -0,6	2,7±0,3	2,6	3,7	2,0
POTS	0,1	- / -	-0,6±0,3	-1,2	0,3	-0,7
TROM	2,1	4,0 / 3,9	2,3±0,5	2,6	2,4	1,8
TRO1	2,1	- / -	2,3±0,5	2,6	2,4	2,3
VIL0	6,2	9,0 / 8,5	8,4±0,2	6,5	-	7,9

<sup>a</sup>Peltier (1998)

<sup>b</sup>Standardlösung/Editierte Lösung (Johansson u.a. 2002). Die formalen Fehler ergeben sich für alle Vertikalgeschwindigkeiten zu ±0,2 mm/Jahr mit der Ausnahme ONSA mit ±0,4 mm/Jahr.

<sup>c</sup>Lidberg u.a. (2007)

<sup>d</sup>Altamimi u.a. (2002)

<sup>e</sup>Altamimi u.a. (2007)

**Tabelle 5.9:** Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Nordamerika mit anderen GPS-Lösungen und einem Modell glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen [mm/Jahr].

Station	ICE-4G <sup>a</sup>	SELLA <sup>b</sup>	ITRF2000 <sup>c</sup>	ITRF2005 <sup>d</sup>	PDR07
ALGO	2,5	3,1±0,5	2,4	3,0	3,7
CHUR	8,0	10,7±0,6	12,1	9,3	10,0
DUBO	2,0	-0,2±0,8	-5,3	0,6	0,4
FLIN	3,1	1,7±0,7	3,1	0,8	1,4
NRC1	2,0	3,0±0,6	3,6	2,7	3,9
SCH2	6,7	10,1±0,8	11,3	9,5	10,2
WHIT	1,3	3,2±0,7	-0,9	1,7	1,6
WILL	2,2	-2,3±1,1	1,6	1,3	1,7
YELL	3,1	5,7±0,6	5,0	5,8	5,6...6,5 <sup>e</sup>

<sup>a</sup>Peltier (1998)

<sup>b</sup>Sella u.a. (2007)

<sup>c</sup>Altamimi u.a. (2002)

<sup>d</sup>Altamimi u.a. (2007)

<sup>e</sup>Die Zeitreihe von YELL enthält im PDR07 drei Unstetigkeitsstellen. Die geschätzten Vertikalgeschwindigkeiten für die Einzelintervalle variieren zwischen 5,6 und 6,5 mm/Jahr.

Geschwindigkeitsdifferenzen der Tabellen 5.8 und 5.9 berechneten RMS-Werte zusammengefasst.

Grönland ist wie die Antarktis, deren vertikales Deformationsfeld im Detail im Abschnitt 7.2 behandelt wird, noch heute von einem Eisschild bedeckt. Damit sind die viskosen Effekte des postglazialen Ausgleichs von elastischen Deformationen rezenter Eismassenänderungen überlagert (vgl. Abschnitt 2.1). Die Tabelle 5.11 stellt die Vertikalraten der Modelle ICE-4G

**Tabelle 5.10:** Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Fennoskandien und Nordamerika mit anderen GPS-Lösungen und Modellen glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen: RMS der Geschwindigkeitsdifferenzen [mm/Jahr].

	BIFROST <sup>b</sup>	BIFROST <sup>c</sup>	BIFROST <sup>d</sup>	SELLA <sup>e</sup>	ITRF2000 <sup>f</sup>	ITRF2005 <sup>g</sup>	PDR07
ICE4G <sup>a</sup>	2.7	2.3	1.4	2.5	2.4	1.9	1.6
BIFROST <sup>b</sup>		0.7	1.8	-	2.3	2.1	1.7
BIFROST <sup>c</sup>			1.5	-	2.1	2.1	1.5
BIFROST <sup>d</sup>				-	1.2	1.1	0.6
SELLA <sup>e</sup>					2.7	1.5	1.5
ITRF2000 <sup>f</sup>						2.3	1.7
ITRF2005 <sup>g</sup>							1.1

<sup>a</sup>Peltier (1998)

<sup>b</sup>Standardlösung (Johansson u.a. 2002)

<sup>c</sup>Editierter Lösung (Johansson u.a. 2002)

<sup>d</sup>Lidberg u.a. (2007)

<sup>e</sup>Sella u.a. (2007)

<sup>f</sup>Altamimi u.a. (2002)

<sup>g</sup>Altamimi u.a. (2007)

(Peltier 1998), ICE-5G(VM2) (Peltier 2004) und verschiedener geodätischer Lösungen zusammen. Für die Station KELY (Kellyville, 43005M002) in Westgrönland prognostiziert das Modell ICE-4G eine Hebungsrate von 2,1 mm/Jahr. Wahr u.a. (2001) ermittelten aus einer PPP-Lösung für diese Station eine Senkung von -5,8 mm/Jahr, die sich durch einen Wiedervorstoß des grönländischen Eises unweit dieser Station erklären lässt. Tarasov und Peltier (2002) führten diese Rate als a priori Information in die Berechnung des neuen Modells ICE-5G ein, das nun eine Rate für KELY von -3,3 mm/Jahr liefert (Peltier 2004 aus Khan u.a. 2007). Im Gegensatz dazu erhalten die übrigen GPS-Lösungen mit -1,0 bis +0,5 mm/Jahr deutlich größere Vertikalgeschwindigkeiten für die Station KELY. Für die Station KULU (Kulusuk) in Ostgrönland berechnen Wahr u.a. (2001) eine Vertikalgeschwindigkeit von -2,1 mm/Jahr. Das angepasste Modell ICE-5G liefert hierfür -1,7 mm/Jahr (Peltier 2004 aus Khan u.a. 2007). Die Vertikalgeschwindigkeiten der übrigen geodätischen Lösungen weichen auch hier stark ab und erhalten vertikale Hebungsraten von 4,7 mm/Jahr (Sella u.a. 2007) bzw. 5,7 mm/Jahr für das PDR07.

### 5.4.3 Schlussfolgerungen

Die Analysen zur Genauigkeit und Stabilität des ausschließlich aus GPS-Beobachtungen berechneten globalen Referenzrahmens zeigen deutlich das hohe Potenzial dieses Messverfahrens hinsichtlich der Realisierung eines Koordinatenursprungs im Massezentrum der Erde und, mit den in den Abschnitten 4.5 und 5.4.2 erläuterten Einschränkungen, des Maßstabes. Insbesondere der Vergleich mit den Kombinationslösungen des ITRF zeigt, dass globale GPS-Lösungen einen wertvollen Beitrag zur Realisierung von Ursprung und Maßstab des terrestrischen Referenzsystems leisten können.

Im Vergleich zu globalen Lösungen aus Laserbeobachtungen besitzt GPS das deutlich dichtere und räumlich homogener verteilte Beobachtungsnetz, mehr Satelliten und somit eine bessere Abdeckung mit Satellitenbahnen. Laserbeobachtungen hingegen verfügen über die größere

**Tabelle 5.11:** Vergleich der vertikalen Bewegungsraten in Grönland mit anderen GPS-Lösungen und einem Modell glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen [mm/Jahr].

Station	ICE-4G <sup>a</sup>	ICE-5G(VM2) <sup>b</sup>	WAHR <sup>c</sup>	SELLA <sup>d</sup>	ITRF2000 <sup>e</sup>	ITRF2005 <sup>f</sup>	PDR07
KELY	2,1	-3,3	-5,8±1,0	0,6±0,8	-0,9	0,5	-1,0
KULU	0,6	-1,7	-2,1±1,5	4,7±0,9	-	-	5,7
QAQ1	-0,2	1,0	-	3,2±1,4	-	4,2	0,8
SCOB	0,4	2,0	-	1,7±1,1	-	-	3,0
SCOR	0,4	2,0	-	-	-	-	1,9
THU1	0,1	-0,1	-	0,4±1,1	2,2	5,1	3,5
THU3	0,1	-0,1	-	7,2±1,8	-	5,1	2,5

<sup>a</sup>Peltier (1998)

<sup>b</sup>Peltier (2004) aus Khan u.a. (2007)

<sup>c</sup>Wahr u.a. (2001)

<sup>d</sup>Sella u.a. (2007)

<sup>e</sup>Altamimi u.a. (2002)

<sup>f</sup>Altamimi u.a. (2007)

geometrische Stabilität, da dieses Verfahren direkte Streckenbeobachtungen zwischen Satellit und Beobachtungsstation liefert, während mit GPS-Phasenbeobachtungen Streckenänderungen beobachtet werden. Zudem sind die für SLR-Beobachtungen konzipierten Satelliten durch ihren konstruktiven Aufbau im Allgemeinen weniger anfällig auf Bahnstörungen wie Strahlungsdruck der Sonne und reagieren weniger sensitiv auf Reduktionseffekte in der Atmosphäre sowie geometrische Instrumentenkorrekturen an Satelliten und Beobachtungsstationen.

Für die Berechnung der ITRF wurden globale GPS-Beobachtungen für die Realisierung des Ursprungs und des Maßstabes bisher nicht berücksichtigt (z.B. Altamimi u.a. 2007). Für zukünftige Kombinationslösungen sollte das Potenzial globaler GPS-Lösungen in der Bestimmung des Massezentrums der Erde und des Maßstabes nicht weiter ungenutzt bleiben. Die niedrigfliegenden Satelliten (Low Earth Orbiter, LEOs) wie z.B. CHAMP und GRACE verfügen ebenfalls über GPS-Empfänger, die zur Bahnbeobachtung dieser Satelliten genutzt werden. Eine gemeinsame Ausgleichung derartiger Beobachtungen mit einem globalen Netz von Bodenstationen kann die Genauigkeit globaler Parameter, wie z.B. den Ursprung, weiter verbessern (Zhu u.a. 2004; König u.a. 2005). Neben GPS können die Beobachtungen weiterer GNSS-Verfahren wie GLONASS und zukünftig auch GALILEO in die Realisierung des TRS einbezogen werden. Zusätzlich liefert auch das dynamische Satellitenverfahren DORIS Informationen zur Realisierung des Koordinatenursprungs in CM (Crétau u.a. 2002).

In einer Kombinationslösung sollten daher alle Beobachtungen dynamischer Satelliten zur Realisierung des Koordinatenursprungs beitragen. Die Kombination unterschiedlicher Eigenschaften der verschiedenen Satellitensysteme (z.B. Bahnparameter, Beobachtungsverfahren, Reduktionsmodelle) dürften die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Ursprungsbestimmung erhöhen. Hinsichtlich des Maßstabes ist GPS aufgrund der datumsbehafteten Korrekturen der Variationen der Sende- und Empfangsantennen nicht in der Lage einen unabhängigen Netzmaßstab zu realisieren (Abschnitt 4.5). Unter der Annahme einer unveränderten Satellitenkonstellation und damit verbundenen unveränderten Korrekturen der Variationen der Sende- und Empfangsantennen lässt sich jedoch dessen zeitliche Variation bestimmen.

Ein für die Kombination verschiedener Beobachtungsverfahren zwingend zu lösendes Problem besteht jedoch in der Abschätzung des systematischen Fehlerhaushalts und in der Bestimmung geeigneter Gewichte für jedes Verfahren, um deren unterschiedliche Sensitivität berücksichtigen zu können (z.B Angermann u.a. 2006).



## 6 Analyse regionaler GPS-Netze am Beispiel der Antarktis

Hinsichtlich seiner geodätischen Infrastruktur spielt der antarktische Kontinent weltweit eine Sonderrolle. Im Antarktisvertrag ist die ausschließliche Nutzung der Antarktis für Wissenschaft und Forschung festgeschrieben und es werden völkerrechtlich derzeit keinerlei hoheitliche Gebietsansprüche akzeptiert. Die wissenschaftlichen Aktivitäten werden international vom Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) koordiniert. Innerhalb der Geoscience Standing Scientific Group (GSSG) des SCAR sind die geodätischen Arbeiten im Programm Geodetic Infrastructure in Antarctica (GIANT) organisiert.

In der IAG sind die Aktivitäten zur Realisierung des terrestrischen Bezugssystems der Kommission 1 („Reference Frames“) und die regionalen Verdichtungen der Subkommission 1.3 („Regional Reference Frames“) zugeordnet. Die regionale Verdichtung in der Antarktis wird in der Subkommission 1.3f organisiert.

### 6.1 Beobachtungen

#### 6.1.1 Die Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research

Seit 1995 werden als Teil des Programms GIANT und unter der Schirmherrschaft des SCAR internationale GPS-Kampagnen in der Antarktis durchgeführt. Die Hauptziele dieser Kampagnen sind:

- (1.) Einrichtung und Laufendhaltung eines hochgenauen geodätischen Referenznetzes in der Antarktis und Verknüpfung dieses Netzes mit dem globalen terrestrischen Referenzsystem,
- (2.) Anwendung des geodätischen Netzes für geodynamische Forschungsaufgaben,
- (3.) Schaffung von Gebrauchskoordinaten als Referenz für weitere GPS-Anwendungen.

Aufgrund der geringen Punktdichte permanent beobachtender Stationen in der Antarktis wurden die GPS-Kampagnen des SCAR in den neunziger Jahren koordiniert in einem Zeitfenster vom 20. Januar bis 10. Februar eines jeden Jahres durchgeführt. Mit zunehmender Anzahl an Permanentstationen in späteren Jahren konnten diese als Rückgrat des Netzes genutzt werden und das strenge Zeitregime wurde obsolet. Das Messregime wurde mit 24 h Beobachtungsdauer pro Tag, 15 s Beobachtungsintervall und einer Elevationsmaske von höchstens 5 Grad vereinbart. Die räumliche Verteilung der Stationen ist inhomogen. Sie konzentrieren sich vor allem auf die Gebiete an der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel und die vorgelegerten Inseln. In den letzten Jahren wurden von einigen teilnehmenden Staaten zunehmend Beobachtungsdaten von Permanentstationen bereitgestellt.

Politisch bieten diese Kampagnen allen in der Antarktis aktiven Staaten die Möglichkeit, auch mit verhältnismäßig geringem logistischem Aufwand an einem international koordinierten Wissenschaftsprogramm teilzunehmen. Alle Beobachtungsdaten sowie die zugehörigen Metainformationen werden in einer Datenbank archiviert und in Gesamtheit allen Teilnehmern des Programms zur Verfügung gestellt (Rülke und Dietrich 2006; Dietrich und Rülke 2008).

Die Anzahl beobachteter Stationen schwankt zwischen den Jahren. 1995 und 1998 wurden besonders viele Stationen beobachtet. In diesen Jahren wurde eine von deutscher Seite koordinierte Messkampagne, das Geodätische Antarktisprojekt (GAP), durchgeführt (Dietrich 1996; Dietrich 2000). Frühere Auswertungen dieser Messkampagnen und geowissenschaftliche Interpretationen der Ergebnisse sind u.a. in Dietrich u.a. (2001) und Dietrich u.a. (2004) beschrieben.

Die Art und Qualität der Vermarkungen unterliegt der Verantwortung der den Messpunkt betreuenden Institution und ist somit heterogen. Die meisten Punkte besitzen jedoch fest in den Fels eingebrachte Vermarkungen, die mittels einer Zwangszentrierung bei Wiederholungsmessungen die exakte Wiederherstellung des Beobachtungsaufbaus erlauben. Allerdings sind die Zwangszentrierungen wohl nicht in allen Fällen fest mit dem Fels verbunden sondern mangels geeigneter Lokationen aus logistischen Gründen (z.B. Gebäude zur Geräteinstallation, Stromversorgung etc.) teilweise im Permafrostboden verankert. In diesen Fällen ist eine Eigenbewegung des Messpunktes durch lokale Prozesse nicht ausgeschlossen. In weiteren Einzelfällen liegen zudem Beobachtungen auf Stativ vor, verbunden mit den dabei möglichen Fehlerquellen der Zentrierung und der Bestimmung der Antennenhöhe (Abbildung 6.1).

### 6.1.2 Weitere Beobachtungen

Neben den Beobachtungen der Messkampagnen des SCAR existieren eine Reihe weiterer GPS-Beobachtungen in der Antarktis. Für regionale Untersuchungen wurde eine Vielzahl von Punkten angelegt und wiederholt vermessen. Als Beispiele sind hier die Kampagnen des Institutes für Planetare Geodäsie im Dronning Maud Land zu nennen (Scheinert u.a. 2006). Weitere Punkte befinden sich im Nord-Viktoria-Land und im Gebiet der Pine-Island-Bay. Für die letztgenannten Punkte steht eine erste Wiederholungsmessung jedoch meist noch aus, so dass keine Bewegungsraten abgeleitet werden können.

Abbildung 6.2 zeigt eine Übersicht aller in die Auswertung der vorliegenden Arbeit eingeflossenen Beobachtungsstationen. Die von Beobachtungen überdeckten Zeiträume sind farbkodiert dargestellt. Stationen, für die nur Beobachtungen einer Beobachtungsepoche vorliegen und für die daher keine Bewegungsraten abgeleitet werden können, sind in magenta abgebildet. Tabelle 6.1 enthält eine Übersicht der prozessierten Zeiträume.

## 6.2 Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems in einem regionalen Netz

### 6.2.1 Berechnung von Tageslösungen

Die Vorauswertung der Beobachtungen des regionalen Netzes orientiert sich an der bereits in Abschnitt 5.2.1 geschilderten Vorgehensweise. In der Vorauswertung werden ausschließlich

die homogenen Produkte der Reprozessierung genutzt. Die bereinigten Einzeldifferenzbeobachtungen werden im Anschluss der Berechnung einer Tageslösung zugeführt. Hier werden zwei Berechnungsvarianten unterschieden:

(1.) **Verwendung der Produkte aus der Reprozessierung**

Die Satellitenbahnen, Erdrotationsparameter und zur Berücksichtigung der ionosphärischen Effekte höherer Ordnung genutzten Ionosphärenmodelle entstammen der homogenen Reprozessierung.

(2.) **Verwendung der Standard-IGS-Produkte**

Als Satellitenbahnen und Erdrotationsparameter werden die sogenannten „endgültigen Produkte“ (final products) des IGS genutzt. Die Ionosphärenmodelle entstammen der Prozessierung am IGS-Analysezentrum CODE.

Die Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerung, der ionosphärischen Laufzeitverzögerung, der Antennenphasenzentren und der Gezeiten erfolgt in gleicher Weise wie für die globale Lösung (vgl. Tabelle 5.2 in Abschnitt 5.2.2). Die Korrekturen der Ozeangezeitenauflasten werden aus dem Modell FES2004 (Lyard u.a. 2006) berechnet. Die Tagesnormalglei-



(a) Zwangszentrierung der Station Fossil Bluff (FOS1, Großbritannien): Die Antenne ist direkt auf einen in den Fels eingebrachten Messingbolzen aufgeschraubt.



(b) Stativbeobachtungen auf der Station Wasa (Schweden)

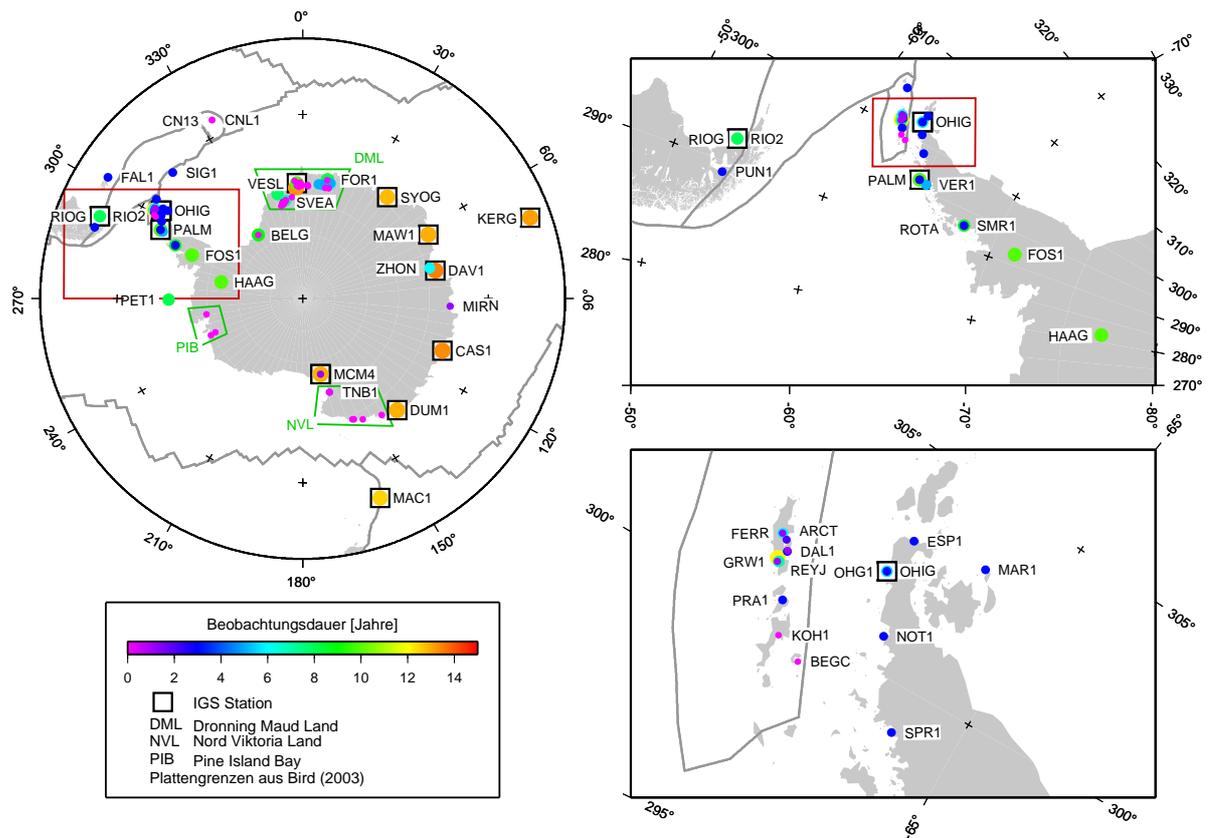


(c) Permanentstation Ferraz (FERR, Brasilien)



(d) Permanentstation Maitri (MAIT, Indien)

**Abbildung 6.1:** Beispiele für Beobachtungsstationen im SCAR-Netz



**Abbildung 6.2:** Stationsübersicht des regionalen GPS-Netzes Antarktis. Die Länge des mit Beobachtungen überdeckten Zeitraumes ist farbkodiert. Die rot gekennzeichneten Gebiete sind in Detailkarten vergrößert dargestellt.

chungen der regionalen Lösung enthalten somit unbekannte Parameter der Stationskoordinaten, der troposphärischen Laufzeitverzögerung im Zenit sowie der Troposphärengradienten.

### 6.2.2 Kombination von globaler und regionaler Lösung

In einem ersten Schritt werden die Tagesnormalgleichungen der regionalen Lösung zu Wochenlösungen kombiniert. In einem Ausreißertest werden die Stationen mit einem RMS der Tageslösung bezüglich der Wochenlösung von mehr als 10 mm für die Lagekomponenten und von mehr als 25 mm für die Höhenkomponente in der späteren Kombination präliminiert. Aufgrund des insgesamt geringeren Genauigkeitsniveaus in den Anfangsjahren des betrachteten Zeitraumes werden, wie für die globale Lösung PDR07, die Grenzwerte des Ausreißertests für Beobachtungen vor dem 01.01.1996 angepasst (vgl. Abschnitt 5.3.2).

Für die Realisierung des ITRS im regionalen Netz werden die Tagesnormalgleichungen der regionalen Lösung aus Abschnitt 6.2.1 mit den Tagesnormalgleichungen der globalen Lösung aus Abschnitt 5.2.2 kombiniert. Für die Kombination ist zu beachten, dass die IGS-Stationen in der globalen Lösung mit einem Beobachtungsintervall von 180 s und in der regionalen Verdichtung mit einem Beobachtungsintervall von 30 s ausgewertet wurden. Dies führt in

der Kombination zu einer deutlichen Übergewichtung der regionalen Lösung gegenüber der globalen Lösung. Aus diesem Grunde werden die Normalgleichungselemente der regionalen Lösung mit einem Faktor von  $1/6$  skaliert. Identische Parameter beider Lösungen werden gestapelt. Dies betrifft im Einzelnen die Parameter der Stationskoordinaten, der Troposphärenparameter im Zenit sowie der Troposphärengradienten. Die so entstandenen kombinierten Tageslösungen werden anschließend zu Wochenlösungen kombiniert. Dabei erfolgt für die Parametrisierung der Stationspositionen der Übergang auf das lineare Modell aus Stationskoordinate zu einer Referenzepoche und linearer Stationsgeschwindigkeit. Außerdem wird die auflastinduzierte Oberflächendeformation unter Nutzung der niederen Harmonischen bis Grad und Ordnung 6 in Analogie zur in Abschnitt 5.3.2 beschriebenen Vorgehensweise parametrisiert. Sprünge in den Zeitreihen der globalen Lösung werden durch die zusätzliche Parametrisierung zweier Koordinatensätze berücksichtigt. Die so erhaltenen Wochenlösungen werden anschließend zu Kampagnenlösungen kombiniert, die jeweils eine Beobachtungssaison umfassen.

Schließlich werden die Kampagnenlösungen zu einer Gesamtlösung kombiniert. Die Erdrotationsparameter aus der globalen Lösung werden bis zu dieser Gesamtlösung mitgeführt. Dabei werden die Parameter der auflastinduzierten Oberflächendeformation auf ihre Werte aus PDR07 fixiert. Somit wird sichergestellt, dass auch die regionale Verdichtung im selben CM-System wie die globale Lösung vorliegt. Zur Behebung des Rangdefektes der Normalgleichungsmatrix wird durch 6 Bedingungen über die Netzrotation verfügt, je drei für die Rotationsparameter und ihre zeitlichen Änderungen (NNR-Bedingung). Zusätzlich wird über die 6 Parameter der Realisierung des Ursprungs und dessen zeitlicher Änderung in der Weise verfügt, dass die Netztranslation im Sinne der kleinsten Quadrate bezüglich des PDR07 ebenfalls minimal wird (NNT-Bedingung). Die so erhaltene Masterlösung wird PDR07ANT genannt. Das Geschwindigkeitsfeld ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Prinzipiell kann der Ur-

**Tabelle 6.1:** Regionales GPS-Netz Antarktis: Analysierte Zeiträume

Antarktissaison	Analysierter Zeitraum	Anzahl an Stationen
1994/1995	15.01.1995 – 19.02.1995	39
1995/1996	03.12.1995 – 24.02.1996	46
1996/1997	19.01.1997 – 15.02.1997	29
1997/1998	18.01.1998 – 14.02.1998	62
1998/1999	10.01.1999 – 21.02.1999	40
1999/2000	16.01.2000 – 11.03.2000	43
2000/2001	14.01.2001 – 17.02.2001	48
2001/2002	16.12.2001 – 16.02.2002	46
2002/2003	22.12.2002 – 08.03.2003	46
2003/2004	09.11.2003 – 22.11.2003	48
	07.12.2003 – 14.02.2004	
2004/2005	07.11.2004 – 11.12.2004	57
	19.12.2004 – 19.02.2005	
	06.03.2005 – 02.04.2005	
2005/2006	10.01.2006 – 19.03.2006	52
2006/2007	21.01.2007 – 17.02.2007	42

sprung auch für Kampagnenlösungen direkt aus den Beobachtungen realisiert werden. Um das Genauigkeitspotenzial einer derartigen Realisierung zu untersuchen, wurde eine weitere Lösung berechnet, in der auf die Formulierung der oben genannten NNT-Bedingung verzichtet wird. Diese Lösung wird in der Folge mit PDR07ANT-NNR bezeichnet.

### 6.2.3 Weitere Lösungsvarianten

Neben der oben beschriebenen, aus der rigorosen Kombination der globalen und der regionalen Lösung entstandenen Masterlösung wurden zu Vergleichszwecken zwei weitere Lösungsvarianten berechnet:

Eine erste Lösung beruht auf den identischen Tageslösungen des regionalen Netzes wie die Masterlösung. Es erfolgt jedoch keine rigorose Kombination der regionalen Lösung mit der globalen Lösung über identische Parameter. Der Rangdefekt der kombinierten Normalgleichung der regionalen Lösung wird durch die Einführung von 12 Bedingungen (je drei zur Vermeidung einer Netztranslation und einer Netzrotation sowie die jeweiligen zeitlichen Ableitungen) behoben. Dieser Berechnungsansatz verfolgt damit dem üblichen Zugang zur Realisierung des terrestrischen Referenzsystems in regionalen Netzen. Der Vergleich mit der Masterlösung soll klären, welche Verbesserungen durch die rigorose Kombination aller identischen Parameter erzielt werden können. Diese Lösung wird ANTREPRO genannt.

Für eine dritte Berechnungsvariante werden die Tageslösungen des regionalen Netzes genutzt, die unter Verwendung der inhomogenen Produkte des IGS entstanden sind. Die Tageslösungen werden in Analogie zur Lösung ANTREPRO kombiniert und mittels der 12 Helmertbedingungen auf PDR07 aufgefördert. Die so entstandene Lösung wird ANTIGS genannt. Mit Hilfe dieser Lösung soll die Frage beantwortet werden, mit welchen systematischen Fehlern gerechnet werden muss, wenn zwar die verwendete Auswertestrategie aktuelle Modellverbesserungen berücksichtigt, die Satellitenbahnen und Erdrotationsparameter jedoch nicht einer homogenen Reprozessierung entstammen.

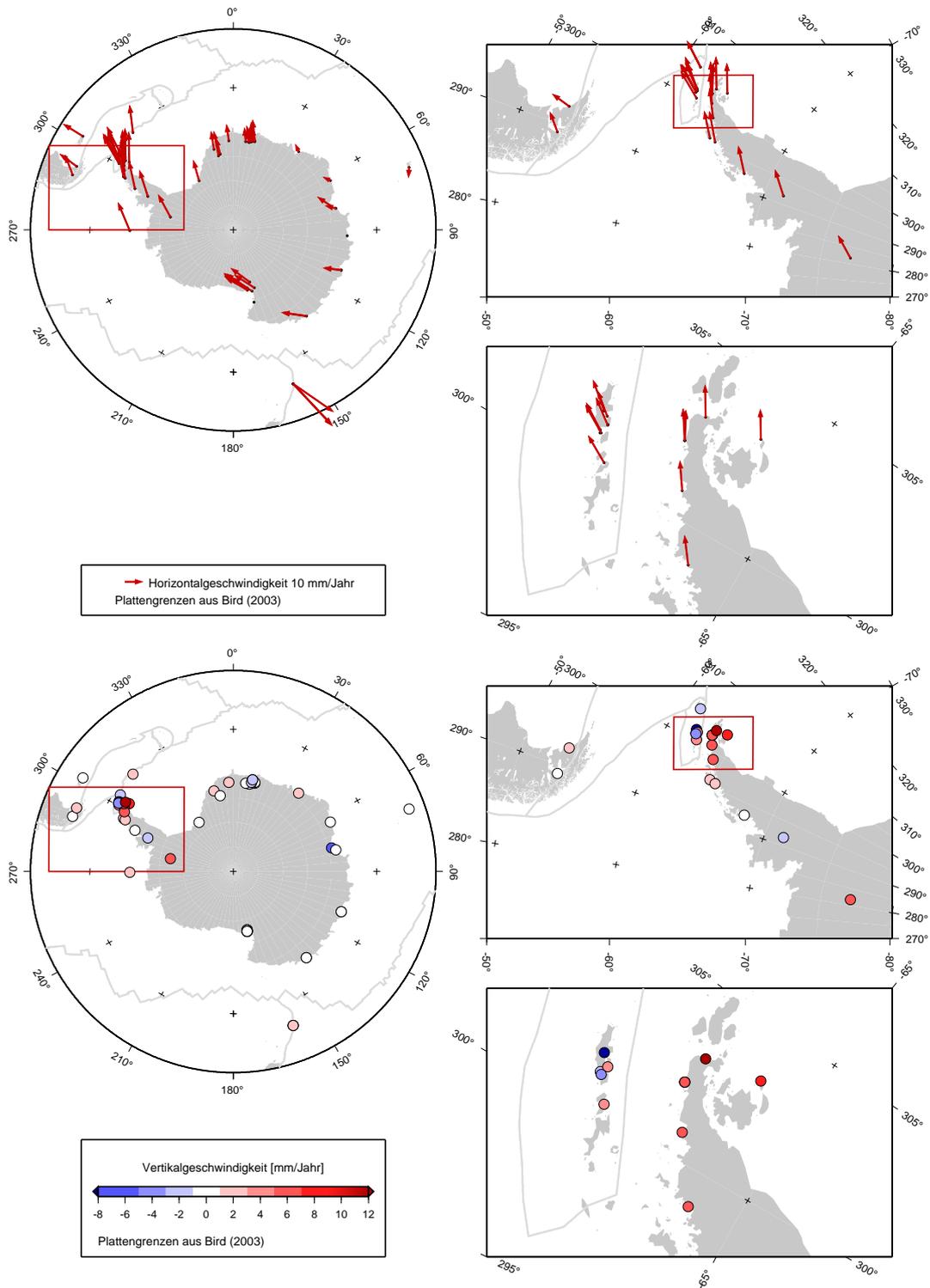
### 6.2.4 Ableitung von Stationszeitreihen

Zur Darstellung der Stationszeitreihen werden die Lösungen einer einzelnen Kampagne mittels einer 7-Parameter-Helmerttransformation auf die Gesamtlösung transformiert und die Residuen jeder Station als Zeitreihe interpretiert. Für  $n$  gleichgenaue unkorrelierte Einzelmessungen ergibt sich die erwartungstreue Schätzung der Varianz einer Einzelmessung zu:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n(n-1)} \left[ \sum_i e_i^2 - \frac{1}{n} \left( \sum_i e_i \right)^2 \right]. \quad (6.1)$$

In der Genauigkeitsbewertung von GPS-Lösungen aus Kampagnenbeobachtungen wird die Varianz nach Gleichung 6.1 aus den Residuen  $e_i$  der  $I$  Tageslösungen  $i$  vom Kampagnenmittel häufig herangezogen und als tägliche Wiederholbarkeit bezeichnet. Diesem Ansatz liegt die Annahme unkorrelierter Beobachtungen (Modell des weißen Rauschens) zugrunde. Durch

## 6 Analyse regionaler GPS-Netze am Beispiel der Antarktis



**Abbildung 6.3:** Horizontales und vertikales Bewegungsfeld der Antarktis. Es sind nur Stationen dargestellt, die über einen Mindestzeitraum von 2 Jahren (Horizontalbewegungen) bzw. von 3 Jahren (Vertikalbewegungen) beobachtet wurden.

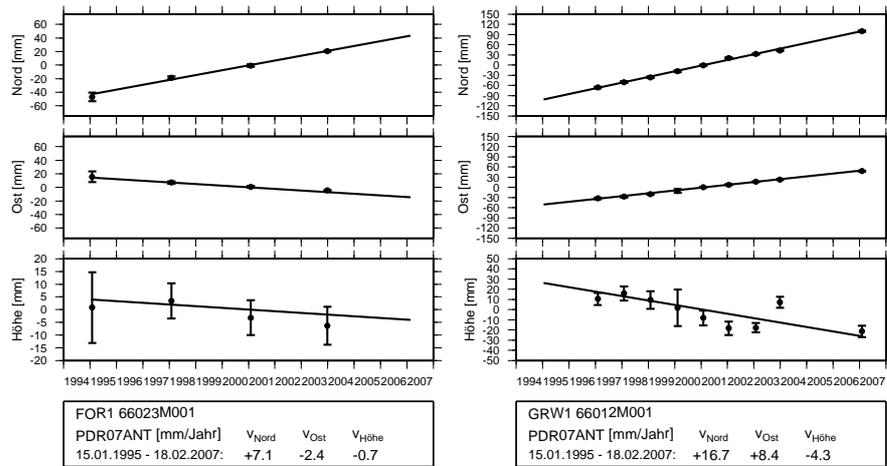


Abbildung 6.4: Beispiele für Zeitreihen PDR07ANT: FOR1 (Forster 1, Dronning-Maud-Land), links und GRW1 (Great Wall, King-George-Island), rechts.

die Schätzung bestimmter Parameter aus der Kombination mehrerer Tageslösungen (z.B. Satellitenbahnen, vgl. Abschnitt 5.2.3), oder das Stapeln identischer Parameter an den Tagesgrenzen (z.B. Erdrotationsparameter, Troposphärenparameter) wird diese Bedingung in der Realität jedoch nicht erfüllt. Die Anwendung der Gleichung 6.1 zur Genauigkeitsabschätzung führt damit zu unrealistisch kleinen Fehlermaßen. Williams u.a. (2004) untersuchten aufbauend auf den Arbeiten von Zhang u.a. (1997), Mao u.a. (1999) und Williams (2003) die Zeitreihen der Stationskoordinaten aus verschiedenen Analysen permanenter GPS-Beobachtungen auf ihre statistischen Eigenschaften. Ihre Ergebnisse zeigen, dass für die Rauschcharakteristik der meisten Zeitreihen die Annahme eines kombinierten Rauschmodells aus weißem Rauschen und Funkelrauschen (*engl. flicker noise*) zutreffend ist. In der Zusammenschau erhalten Williams u.a. (2004) für die Lagekomponenten ein zwei- bis dreifaches Rauschniveau für ein kombiniertes Rauschmodell aus Funkelrauschen und weißem Rauschen gegenüber ausschließlich weißem Rauschen. Für die Höhenkomponente ist das kombinierte Rauschniveau etwa fünfmal so groß. Diese Abschätzungen können für die vorliegende GPS-Prozessierung als obere Grenzen angesehen werden, da insbesondere für den Fehlerhaushalt der Höhenkomponente wichtige Modellverbesserungen vorgenommen wurden. Das Fehlermaß für eine Kampagnenlösung ergibt sich somit für die Lateralkomponenten Nord und Ost  $\hat{s}'_{N/O}$  bzw. die Vertikalkomponente  $\hat{s}'_H$  zu:

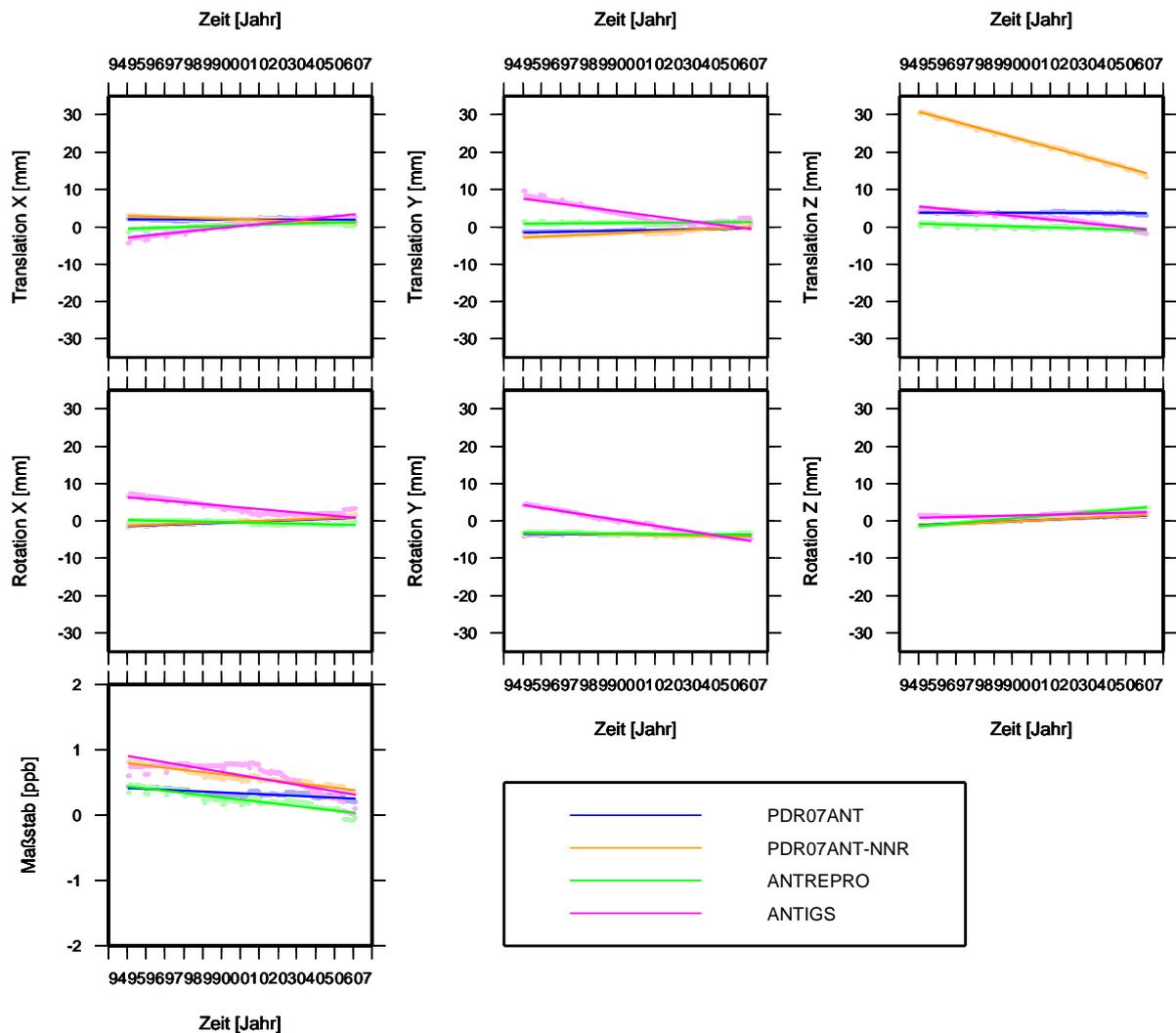
$$\begin{aligned}\hat{s}'_{N/O} &= 3\sqrt{\hat{s}_{N/O}^2} \\ \hat{s}'_H &= 5\sqrt{\hat{s}_V^2}.\end{aligned}\tag{6.2}$$

Abbildung 6.4 zeigt die so erhaltenen Zeitreihen für die Koordinatenschätzung der Stationen FOR1 (Forster, Dronning Maud Land) und GRW1 (Great Wall, King-George-Island). Da die Zeitreihen zur Beurteilung der Zuverlässigkeit einer Geschwindigkeitsschätzung aus Kampagnendaten wertvolle Einsichten liefern, wurden alle Zeitreihen der Lösung PDR07ANT des Antarktismetzes im Anhang C zusammengefasst.

## 6.3 Stabilität und Genauigkeit der regionalen Verdichtung

### 6.3.1 Stabilität der Realisierung des globalen terrestrischen Referenzsystems

Zur Beurteilung der Stabilität der Referenzsystemrealisierung im regionalen Netz wurde die zeitliche Entwicklung der Datumparameter analysiert. Dafür wurde für die vier Realisierungen des Antarktismetzes PDR07ANT, PDR07ANT-NNR, ANTREPRO und ANTIGS sowie für den Vergleichsreferenzrahmen PDR07 für jede Woche ein Koordinatensatz interpoliert. Im Anschluss wurde unter der ausschließlichen Berücksichtigung der in der Verdichtungslösung verwendeten Stationen für jede Woche eine Helmerttransformation durchgeführt und die erhaltenen sieben Transformationsparameter über der Zeit aufgetragen. Es wurde kein Ausschlusskriterium für zu große Residuen definiert. Für jede der erhaltenen Zeitreihen wurde eine lineare Regression berechnet (Abbildung 6.5). Die Parameter der Regressionsgeraden sind in Tabelle 6.2 zusammengestellt. Die Verschiebungen der Regressionsgeraden geben dabei Hinweise auf die Genauigkeit der Realisierung des geodätischen Datums in den Stationskoordinaten und die Geradenanstiege Hinweise auf die Genauigkeit in den Stationsgeschwindigkeiten. Die Realisierung des Koordinatenursprungs mit Hilfe einer NNT-Bedingung für die Lösungen PDR07ANT, ANTREPRO und ANTIGS auf der einen Seite und ausschließlich aus den Beobachtungen für die Lösung PDR07ANT-NNR auf der anderen Seite bildet sich in der Darstellung der Translationsparameter ab (obere Zeile in Abbildung 6.5). Während für die drei Lösungen mit der NNT-Bedingung die wöchentlichen Translationsparameter gegenüber PDR07 unter 1 cm bleiben, erreichen sie für die Z-Komponente der Lösung PDR07ANT-NNR 2,5 cm. Die mittleren Verschiebungen zur Epoche 2000.0 betragen für die Masterlösung PDR07ANT 1,96 mm, -1,07 mm und 3,73 mm für die X-, Y- und Z-Komponente. Für die Lösung PDR07ANT-NNR sind die entsprechenden Translationen 2,19 mm, -1,70 mm und 24,01 mm. Die zeitlichen Änderungen der Translationsparameter sind für alle drei Komponenten der Lösung PDR07ANT nicht größer als 0,10 mm/Jahr. Für die Lösung PDR07ANT-NNR sind die Beträge der zeitlichen Änderungen der Translationsparameter größer und ergeben sich zu -0,16 mm/Jahr, 0,23 mm/Jahr und -1,36 mm/Jahr für die Komponenten X, Y und Z. Aus diesen Ergebnissen lässt sich die Aussage ableiten, dass die Realisierung des Ursprungs eines Referenzsystems aus GPS-Kampagnenlösungen mit einer Genauigkeit von 2-3 cm erfolgen kann, wobei aus Gründen der Beobachtungsgeometrie die Realisierung in den Komponenten X und Y genauer als in der Z-Komponente möglich ist. Diese Aussagen decken sich mit den Erkenntnissen der Genauigkeit einer Ursprungsrealisierung aus einer Woche Beobachtungen in einem globalen Netz (Abschnitt 5.4.1, Abbildung 5.15 und Tabelle 5.5). In der vorliegenden Arbeit wurde diese Genauigkeit einer Realisierung des Ursprungs allein aus Kampagnenbeobachtungen als nicht ausreichend angesehen und aus diesem Grunde die Lösung PDR07ANT als Masterlösung definiert. Die Translationsparameter der Lösungen, für die eine NNT-Bedingung formuliert wurde, weisen nur geringe Unterschiede auf. Die Ursprungsrealisierung für die Lösung ANTIGS zeigt unter den hier betrachteten Lösungsvarianten die größten Abweichungen bezüglich der Referenzlösung PDR07. Die mittleren Abweichungen zur Epoche 2000.0 betragen -0,30 mm, 4,19 mm bzw. 2,92 mm für die Komponenten X, Y und Z. Trotz Einführung einer NNT-Bedingung bezüglich PDR07 gelingt die Realisierung des Ursprungs schlechter als für die Lösung PDR07ANT. Dies zeigt sich besonders in den mit 0,52 mm/Jahr, -0,68 mm/Jahr und -0,50 mm/Jahr für die Komponenten X,



**Abbildung 6.5:** Realisierung des Referenzrahmens PDR07 im regionalen Netz der Antarktis. Die Abbildung zeigt die zeitliche Entwicklung der Transformationsparameter zwischen PDR07 und den vier Lösungen der regionalen Verdichtung. Die Parameter der Regressionsgeraden sind in Tabelle 6.2 zusammengestellt.

Y und Z größeren Beträgen der Anstiege der Regressionsgeraden der Translationsparameter. Diese Tatsache dürfte in den inhomogenen IGS-Produkten begründet sein, die für die Berechnung der Lösung ANTIGS verwendet wurden. Die auf Basis dieser Produkte berechnete Netzgeometrie unterscheidet sich von der Netzgeometrie des PDR07. Durch die Formulierung der NNT-Bedingung, die zu einer Minimierung der Netztranslation im Sinne kleinster Quadrate führt, werden diese Geometrieunterschiede zum Teil von den Translationsparametern aufgenommen.

**Tabelle 6.2:** Realisierung des Referenzrahmens PDR07 im regionalen Netz der Antarktis. Die Tabelle zeigt die Parameter der linearen Regression der Form  $y = mt + b$  für die Translationsparameter  $T_X, T_Y, T_Z$ , die Rotationsparameter  $R_X, R_Y, R_Z$  und den Maßstabsparameter  $\mu$  aus Abbildung 6.5. Die Verschiebungen  $b$  gelten zur Epoche 2000.0.

	PDR07ANT		PDR07ANT-NNR		ANTREPRO		ANTIGS	
	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]	Verschiebung [mm]	Anstieg [mm/Jahr]
$T_X$	$1,96 \pm 0,01$	$-0,01 \pm 0,00$	$2,19 \pm 0,01$	$-0,16 \pm 0,00$	$0,30 \pm 0,01$	$0,15 \pm 0,00$	$-0,30 \pm 0,02$	$0,52 \pm 0,00$
$T_Y$	$-1,07 \pm 0,01$	$0,10 \pm 0,00$	$-1,70 \pm 0,01$	$0,23 \pm 0,00$	$1,03 \pm 0,02$	$0,04 \pm 0,00$	$4,19 \pm 0,04$	$-0,68 \pm 0,01$
$T_Z$	$3,73 \pm 0,01$	$0,00 \pm 0,00$	$24,01 \pm 0,01$	$-1,36 \pm 0,00$	$0,13 \pm 0,01$	$-0,14 \pm 0,00$	$2,92 \pm 0,02$	$-0,50 \pm 0,00$
$R_X$	$-0,42 \pm 0,01$	$0,19 \pm 0,00$	$-0,31 \pm 0,01$	$0,19 \pm 0,00$	$-0,29 \pm 0,01$	$-0,11 \pm 0,00$	$4,08 \pm 0,04$	$-0,45 \pm 0,01$
$R_Y$	$-3,59 \pm 0,01$	$-0,02 \pm 0,00$	$-3,58 \pm 0,01$	$-0,09 \pm 0,00$	$-3,36 \pm 0,01$	$-0,06 \pm 0,00$	$0,31 \pm 0,01$	$-0,80 \pm 0,00$
$R_Z$	$-0,04 \pm 0,00$	$0,22 \pm 0,00$	$-0,01 \pm 0,00$	$0,23 \pm 0,00$	$0,70 \pm 0,00$	$0,42 \pm 0,00$	$1,47 \pm 0,01$	$0,11 \pm 0,00$
	[ppb]	[ppb/Jahr]	[ppb]	[ppb/Jahr]	[ppb]	[ppb/Jahr]	[ppb]	[ppb/Jahr]
$\mu$	$0,35 \pm 0,00$	$-0,01 \pm 0,00$	$0,62 \pm 0,00$	$-0,03 \pm 0,00$	$0,27 \pm 0,00$	$-0,03 \pm 0,00$	$0,66 \pm 0,01$	$-0,05 \pm 0,00$

Hinsichtlich der Rotationsparameter sind die Lösungen PDR07ANT und PDR07ANT-NNR nahezu gleich, da die NNR-Bedingung für beide Lösungen identisch formuliert wurde. Die Betrachtung der Rotationsparameter ergibt ein ähnliches Verhalten der Lösungen PDR07ANT, PDR07ANT-NNR und ANTREPRO mit etwas kleineren Verschiebungen und Geradenanstiegen für die Lösung ANTREPRO. Die Beträge der Verschiebungen sind kleiner als 2 mm für die X- und Z-Komponente. Die Y-Rotation ist mit -3,59 mm für die Lösung PDR07ANT und -3,36 mm für die Lösung ANTREPRO etwas größer. Die Geradenanstiege für diese beiden Lösungen übersteigen in ihrem Betrag nicht 0,25 mm/Jahr, nur der Anstieg für die Z-Rotation der Lösung ANTREPRO ist mit 0,42 mm/Jahr etwas größer. Die geschätzten Rotationsparameter der Lösung ANTIGS sind nur unwesentlich schlechter, besonders die Anstiege der Geraden weisen etwas größere Beträge als bei den beiden anderen Lösungen auf. So betragen die Geradenanstiege für die Rotation um X -0,45 mm/Jahr und um Y -0,80 mm/Jahr.

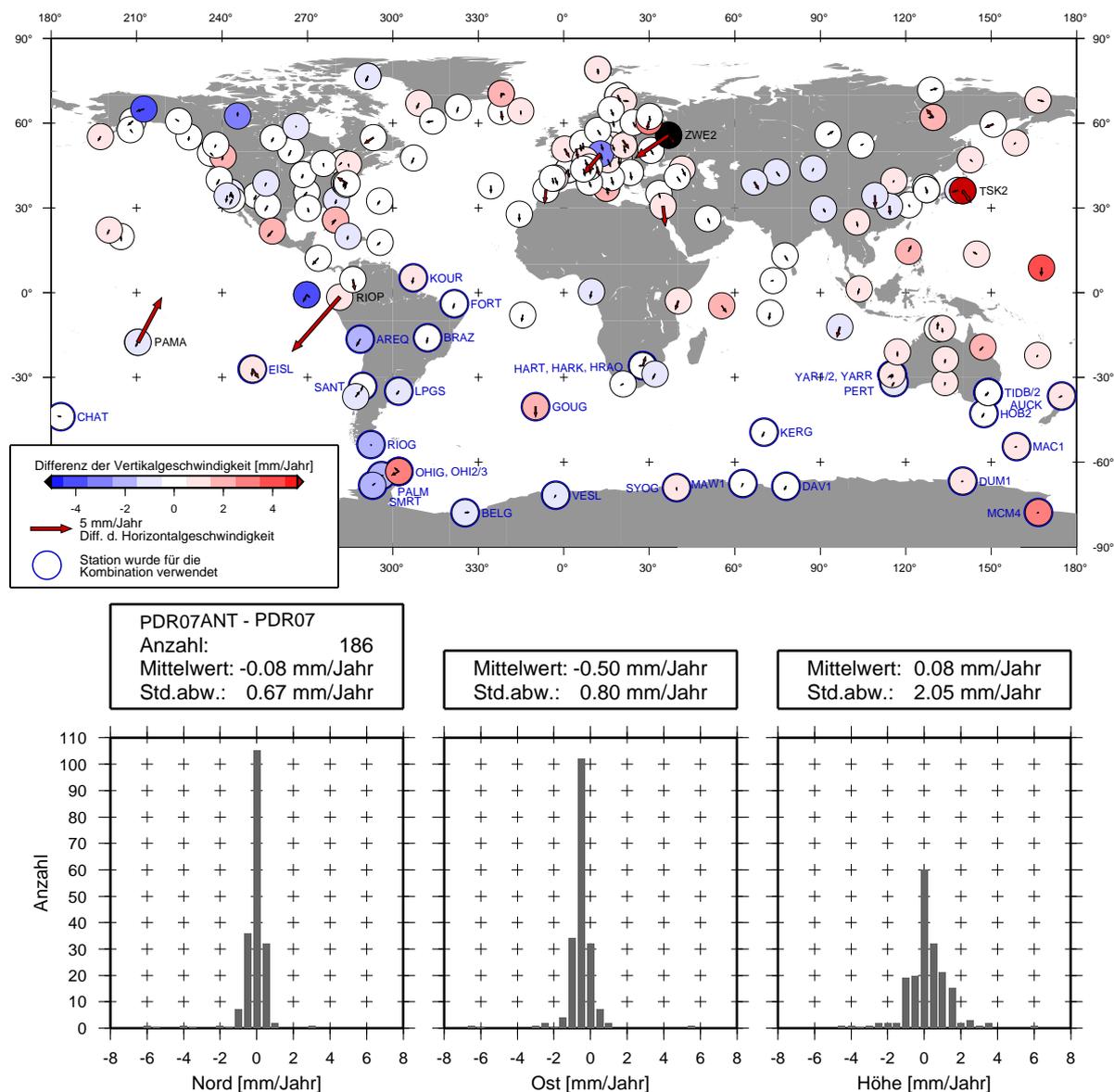
Die geschätzten Maßstabsparameter sind für die Lösungen PDR07ANT und ANTREPRO klein und betragen maximal 0,35 ppb. Für die Lösungen PDR07ANT-NNR und ANTIGS ist der Maßstab etwas schlechter realisiert. Die Transformationsparameter für diese Lösungen erreichen 0,66 ppb. Für alle Lösungen ist die Realisierung des Netzmaßstabes über die Zeit stabil, die Beträge der Geradenanstiege der Regressionsgeraden erreichen maximal 0,05 ppb/Jahr. Bezogen auf den Erdradius entspricht dies einer Vertikalrate auf allen Stationen von maximal 0,32 mm/Jahr. Die wesentlichen den Maßstab beeinflussenden Auswerteparameter, wie Modellierung der Antennencharakteristik der Sende- und Empfangsantennen und Modellierung der atmosphärischen Laufzeitverzögerung, erfolgten für alle Lösungen in gleicher Weise, womit die ähnliche Genauigkeit der Maßstabsrealisierung erklärt werden kann. Bemerkenswert ist, dass die Verwendung der inhomogenen IGS-Produkte für die Lösung ANTIGS die Realisierungsgenauigkeit des Netzmaßstabes nicht wesentlich limitiert. Dies zeigt, dass die Nutzung aktueller Ansätze zur Modellierung der Fehlereinflüsse der Antennen und der Troposphäre einen größeren Einfluss auf die Realisierung des Netzmaßstabes hat als die Verwendung homogener Satellitenbahnen und Erdrotationsparameter.

#### 6.3.2 Genauigkeit der Stationsgeschwindigkeiten

Für die Interpretation geophysikalischer Sachverhalte ist die Genauigkeit der erhaltenen linearen Stationsbewegungen von entscheidendem Interesse. Die Abbildung 6.6 zeigt die Differenzen der geschätzten Stationsgeschwindigkeiten von PDR07ANT und PDR07. Für die überwiegende Mehrzahl der Stationen betragen die Differenzen in den Horizontalkomponenten weniger als 0,5 mm/Jahr und für die Vertikalkomponente weniger als 2 mm/Jahr. Die statistische Verteilung der Differenzen der Lagekomponenten ergibt eine mittlere Abweichung von maximal 0,5 mm/Jahr und eine Standardabweichung von nicht mehr als 0,8 mm/Jahr. Die Differenzen der Vertikalgeschwindigkeiten sind etwas größer und betragen für einzelne Stationen bis zu 4 mm/Jahr. Werden für diese Statistik nur die 33 Stationen des Antarktisnetzes betrachtet, betragen die mittleren Abweichungen aller drei Komponenten nicht mehr als 0,3 mm/Jahr und die Standardabweichungen nicht mehr als 0,4 mm/Jahr für die Lage- und 1,3 mm/Jahr für die Vertikalkomponente. Die Höhenkomponente der Koordinatenzeitreihen ist besonders von saisonalen Variationen betroffen (vgl. Abschnitt 2.3 und Abbildung 5.17). Da eine Beobachtung in Kampagnen immer nur einen Teil der saisonalen Variation erfasst, kann diese die Schätzung der vertikalen Bewegungsrate negativ beeinflus-

## 6 Analyse regionaler GPS-Netze am Beispiel der Antarktis

sen. Abbildung 6.7 zeigt die Koordinatenzeitreihe der Station SYOG (Syowa, 66006S002). In grau sind die Residuen der PDR07-Tageslösungen bezüglich der Gesamtlösung PDR07 dargestellt. Die PDR07-Tageslösungen der Kampagnenzeiträume sind rot hervorgehoben. Die grauen Linien zeigen die lineare Geschwindigkeitsschätzung aus PDR07 (Vertikalgeschwindigkeit  $v_{Höhe}^{PDR07} = +2,0$  mm/Jahr). In blau sind die Kampagnenlösungen von PDR07ANT sowie deren Geschwindigkeitsschätzung abgebildet (Vertikalgeschwindigkeit  $v_{Höhe}^{PDR07ANT} = +3,0$  mm/Jahr). Insbesondere in der Höhenkomponente wird deutlich, dass eine Beschränkung des betrach-



**Abbildung 6.6:** Oben: Vergleich der geschätzten Geschwindigkeiten zwischen den Lösungen PDR07 und PDR07ANT. Die Unbekannten der durch blaue Kreise markierten Stationen wurden in der Kombination der globalen und der regionalen Lösung gestapelt. Unten: Histogramm der Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen PDR07 und PDR07ANT.

teten Beobachtungszeitraumes auf 1995 bis 2001 zu einer besonders großen Abweichung in der Vertikalgeschwindigkeit aus Kampagnenbeobachtungen führt (+9,8 mm/Jahr) und die Abweichung der Lösung aus Permanentbeobachtungen über diesen Zeitraum deutlich kleiner ist (+4,9 mm/Jahr). Aus dieser Erkenntnis ergibt sich eine Forderung an die Durchführungszeitpunkte von Beobachtungskampagnen: Da die vorherrschende Periode der saisonalen Deformationen etwa ein Jahr beträgt, ist es für die Bestimmung säkularer Vertikalbewegungen aus Kampagnenbeobachtungen empfohlen, die Kampagnen immer zur selben Jahreszeit durchzuführen.

Ein Histogramm der Geschwindigkeitsdifferenzen der Masterlösung PDR07ANT und der Lösung PDR07ANT-NNR zeigt Abbildung 6.8. Die Differenzen der Geschwindigkeiten betragen im Mittel -0,84 mm/Jahr, 0,00 mm/Jahr und -0,13 mm/Jahr für die Komponenten Nord, Ost und Höhe. Die dazugehörigen Standardabweichungen sind 0,33 mm/Jahr, 0,18 mm/Jahr und 0,89 mm/Jahr. Das Histogramm zeigt deutlich, wie die Unsicherheit in der Realisierung des Koordinatenursprungs allein aus GPS-Kampagnenbeobachtungen (vgl. Abbildung 6.5 bzw.

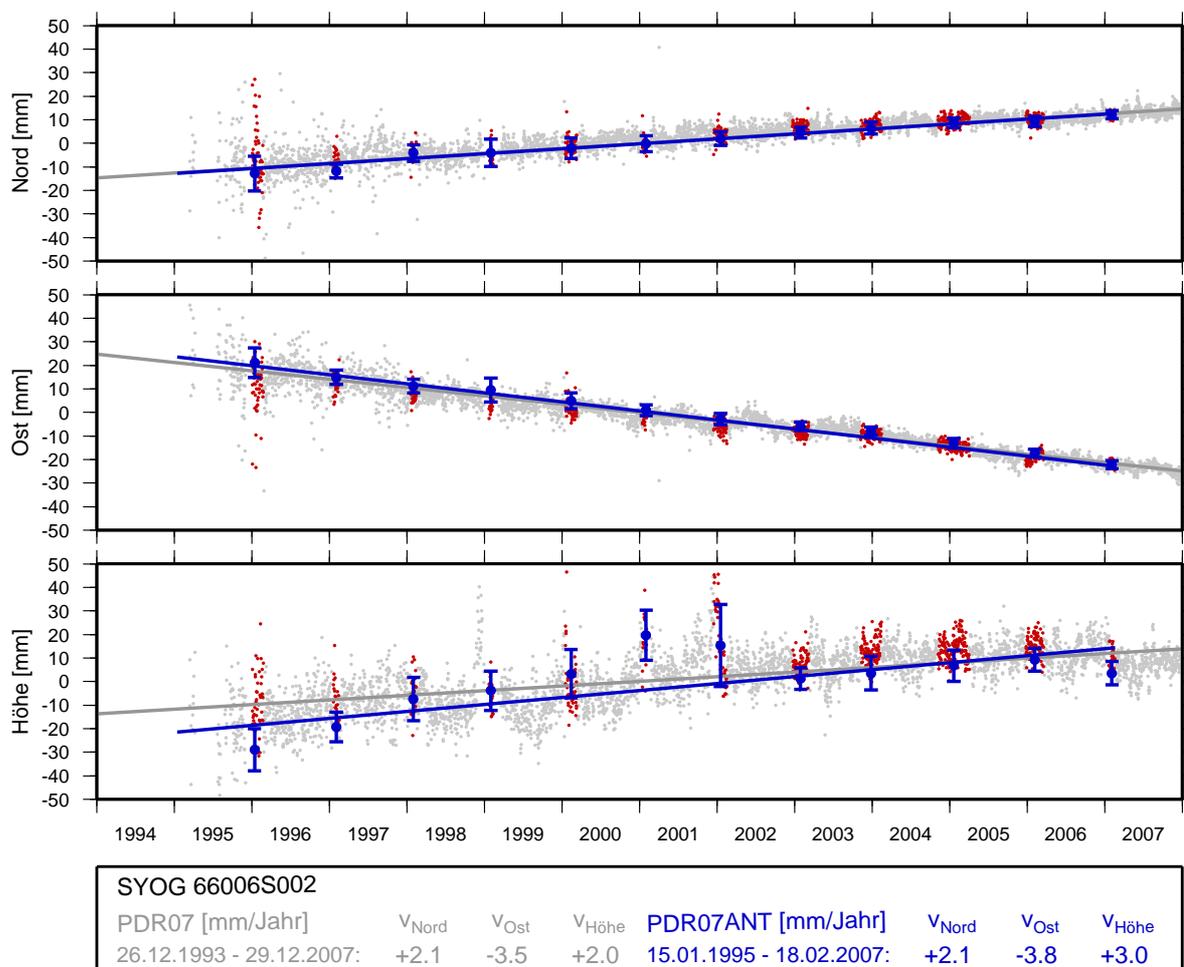


Abbildung 6.7: Zeitreihen der Lösungen PDR07 und PDR07ANT für die Station Syowa.

Tabelle 6.2) die Schätzung der linearen Geschwindigkeiten beeinflusst: Die Differenzen in den geschätzten linearen Geschwindigkeiten können bis zu 2 mm/Jahr betragen.

Die Lösung PDR07ANT wurde durch die rigorose Kombination aller gemeinsamen stationsbezogenen unbekannt Parameter des regionalen Beobachtungsnetzes mit der globalen Lösung berechnet. Für die Kombination müssen somit sowohl für die globale als auch für die regionale Lösung alle zu kombinierenden Unbekannten, und hier insbesondere Koordinaten und Troposphärenparameter, in den Normalgleichungen verfügbar sein (vgl. Abschnitt 6.2.2). In der vereinfachten Lösung ANTREPRO wird auf die rigorose Kombination der unbekannt Parameter mit der globalen Lösung verzichtet. Die Tageslösungen der regionalen Lösung werden in Analogie zu PDR07ANT kombiniert. Der Rangdefekt der entstehenden Normalgleichungsmatrix wird durch die Einführung von 12 Helmertparametern behoben (vgl. Abschnitt 6.2.3). Diese Vorgehensweise besitzt den Nachteil der nicht vollständig konsistenten Kombination der regionalen und globalen Lösungen. Allerdings ergeben sich deutliche Vorteile im Rechenaufwand. Die Koeffizienten der Oberflächenauflasten aus der globalen Lösung PDR07 können in allen Lösungen eingeführt und die daraus resultierende Netzdeformation so berücksichtigt werden. Im Vergleich der geschätzten Geschwindigkeitsfelder für die Lösung ANTREPRO mit PDR07ANT zeigen sich für die geschätzten Geschwindigkeiten der 91 Stationen kaum Unterschiede: Die Beträge der mittleren Differenzen der Geschwindigkeiten liegen für alle drei Komponenten bei maximal 0,11 mm/Jahr. Die Standardabweichungen der Differenzen sind ebenfalls klein. Sie betragen 0,19 mm/Jahr, 0,13 mm/Jahr und 0,67 mm/Jahr für die Geschwindigkeitskomponenten Nord, Ost und Höhe (Abbildung 6.9, oben).

Alle bisher betrachteten Lösungen nutzen die homogenen und konsistenten Produkte der globalen Reprozessierung als a priori Information. Die Lösung ANTIGS verwendet für die Parameterschätzung die offiziellen Produkte des IGS. Das Vorgehen der Lösungskombination und der Festlegung des geodätischen Datums entspricht sonst dem Vorgehen der Lösung ANTREPRO. Die Unterschiede des für ANTIGS erhaltenen Geschwindigkeitssatzes im Vergleich zur

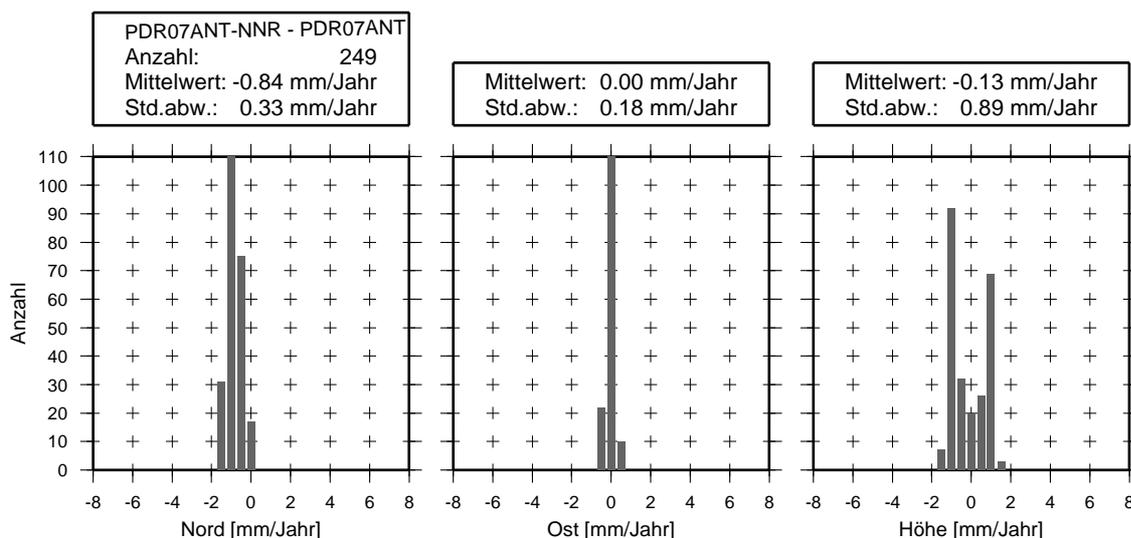
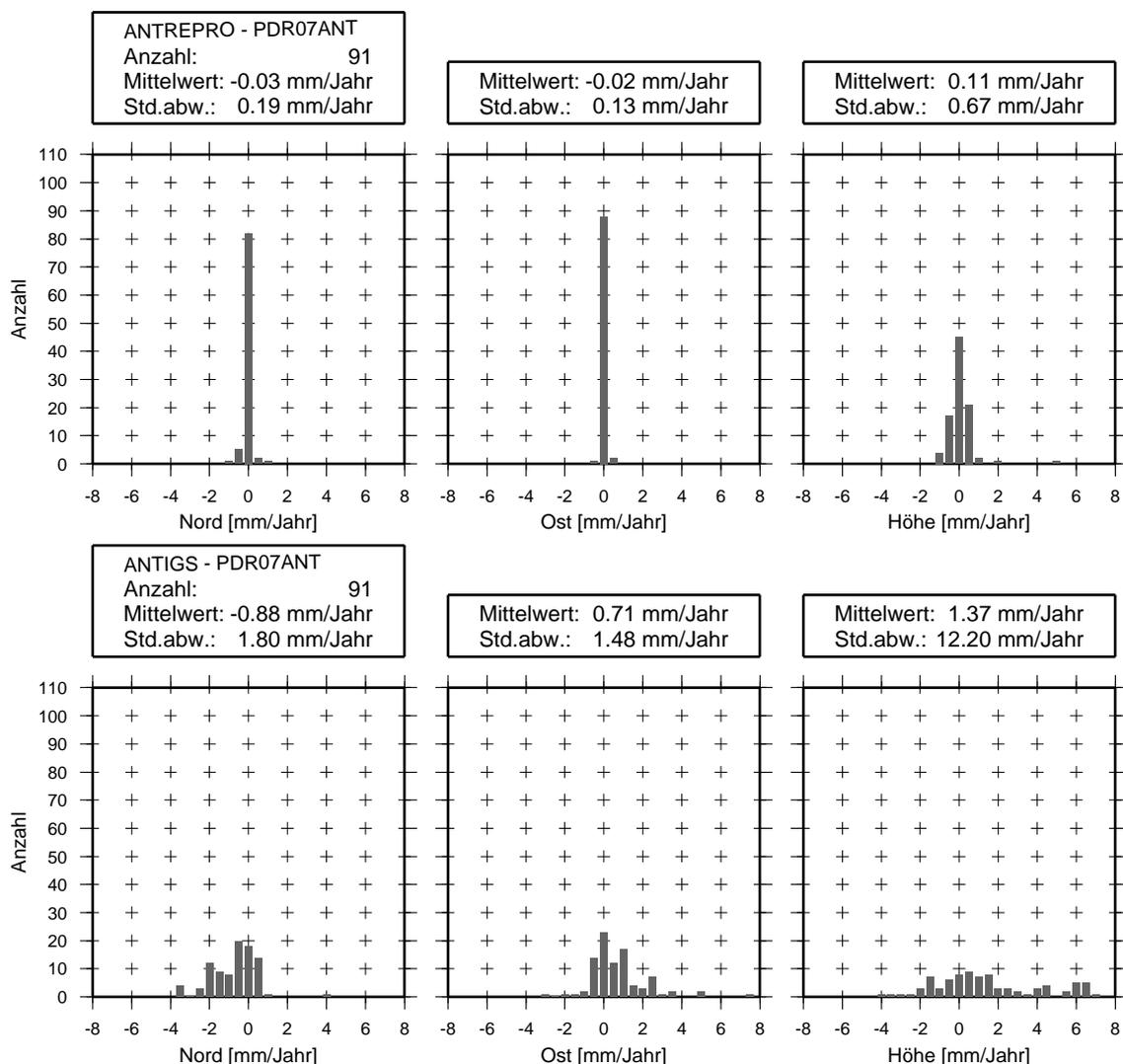


Abbildung 6.8: Statistik der Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen der Lösung PDR07ANT-NNR und der Masterlösung PDR07ANT.

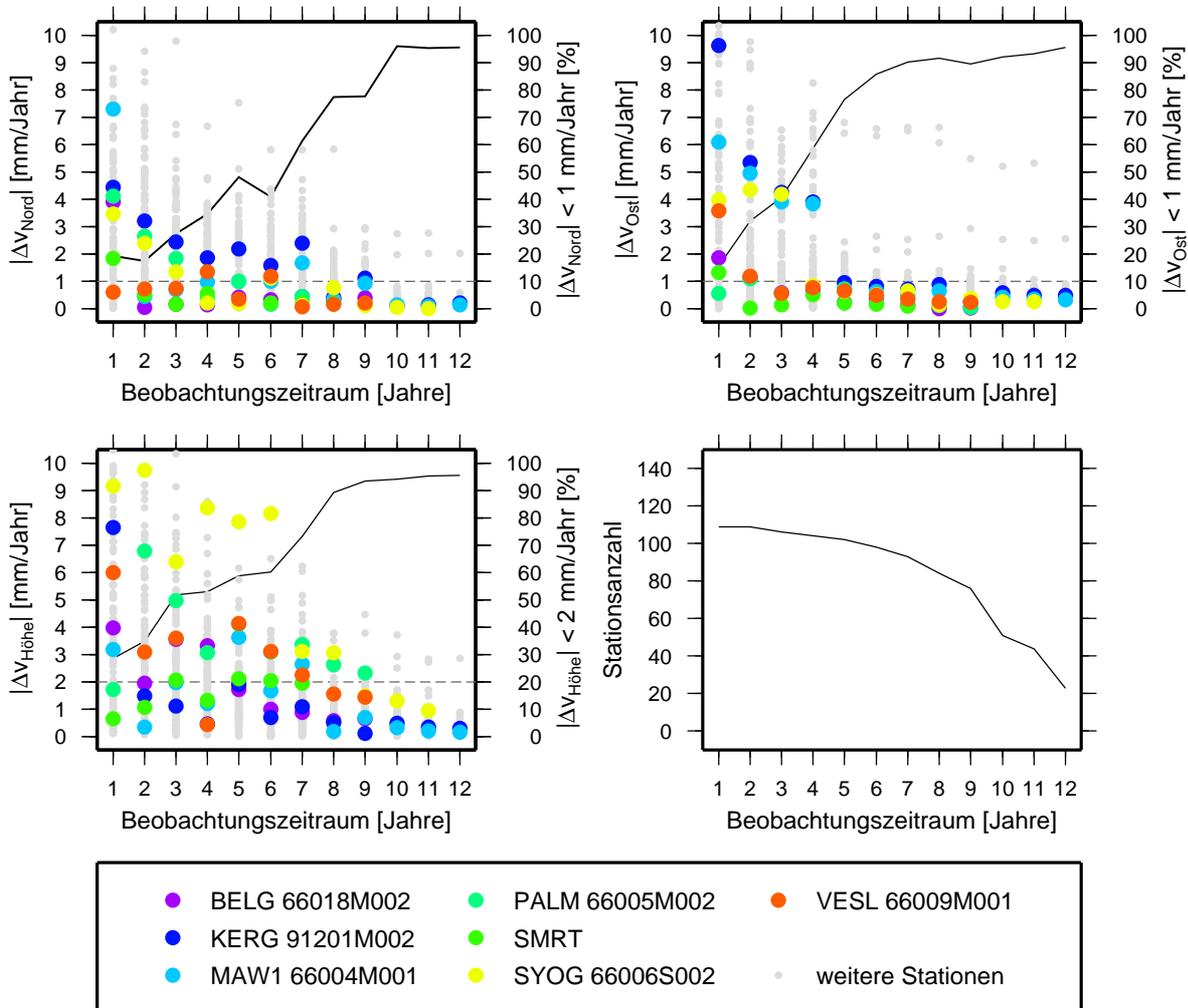
Lösungen PDR07ANT sind größer als zwischen den Lösungen ANTREPRO und PDR07ANT. So ist der Mittelwert der Differenzen der Nordkomponente mit  $-0,88$  mm/Jahr deutlich von Null verschieden. Noch deutlicher werden die Unterschiede bei der Betrachtung der Standardabweichungen der Geschwindigkeitsdifferenzen: Während die Standardabweichung der Differenzen in den Lagekomponenten mit  $1,80$  mm/Jahr für die Nord- und  $1,48$  mm/Jahr für die Ostkomponente noch im Rahmen sind, beträgt die Standardabweichung der Differenzen der Vertikalgeschwindigkeiten  $12,20$  mm/Jahr (Abbildung 6.9 unten).

Zur Beurteilung der Stabilität der Geschwindigkeitsschätzung aus Kampagnendaten bietet sich der Vergleich mit Lösungen aus Teildatenmengen an. Für die folgende Untersuchung wurden die kombinierten Lösungen aus regionalem und globalem Netz berücksichtigt, die auch die Grundlage für die Lösung PDR07ANT bilden. Ausgehend von der Kampagnenlö-



**Abbildung 6.9:** Statistik der Geschwindigkeitsdifferenzen zwischen den Antarktislösungen ANTREPRO (oben) bzw. ANTIGS (unten) und der Masterlösung PDR07ANT.

sung für 1995 wurden schrittweise die folgenden Kampagnenlösungen hinzugefügt und jeweils ein globaler Koordinaten- und Geschwindigkeitssatz bestimmt. Nichtpermanente Stationen des Antarktisznetzes wurden präliminiert, da die meisten von ihnen nicht zu allen



**Abbildung 6.10:** Genauigkeit der Geschwindigkeitsschätzung aus Kampagnenlösungen in Abhängigkeit von der Beobachtungsdauer. Es wurden Lösungen aus Teildatenmengen berechnet, so dass die geschätzten Geschwindigkeiten auf unterschiedlich langen Beobachtungszeiträumen beruhen. Die absoluten Differenzen dieser Geschwindigkeiten und der Referenzlösung PDR07 sind über der Beobachtungsdauer aufgetragen. Für jede Geschwindigkeitskomponente und Beobachtungsdauer ist angegeben, für wie viel Prozent der geschätzten Geschwindigkeiten die Differenz zwischen der Lösung aus der Teildatenmenge und PDR07 im Betrag kleiner als 1 mm/Jahr (Lagekomponenten) bzw. kleiner als 2 mm/Jahr (Höhenkomponente) ist. Zur besseren Veranschaulichung sind die Permanentstationen der Antarktis farblich hervorgehoben; die grauen Punkte symbolisieren die Referenzstationen außerhalb der Antarktis. Die Gesamtanzahl der geschätzten Geschwindigkeiten bezüglich der entsprechenden Beobachtungsdauer zeigt die Teilabbildung unten rechts.

Kampagnen beobachtet wurden. Die aus den Teillösungen geschätzten Geschwindigkeiten beziehen sich für jede individuelle Station auf unterschiedliche Beobachtungsdauern. Die Differenzen der Geschwindigkeiten der Teillösung und der Referenzlösung PDR07 wurden dann über der Beobachtungsdauer aufgetragen (Abbildung 6.10). Dabei werden nur Stationen berücksichtigt, deren Koordinatenzeitreihen keine Unstetigkeiten aufweisen. Die Analyse zeigt, dass nach 7 Jahren Beobachtungsdauer für 70% der geschätzten Geschwindigkeiten die Differenz zur Referenzlösung kleiner als 1 mm/Jahr ist. Für die Ostkomponente ist dieser Wert schon nach 5 Jahren Beobachtungsdauer erreicht. Nach ebenfalls etwas mehr als 5 Jahren Beobachtungsdauer ist für 70% der geschätzten Vertikalgeschwindigkeiten die Differenz zur Referenzlösung kleiner als 2 mm/Jahr. Die deutliche Verbesserung der Genauigkeit der Vertikalgeschwindigkeit für die Station Syowa (SYOG 66006S002) nach einem Beobachtungszeitraum von 7 Jahren lässt sich mit der individuellen Stationszeiteihe dieser Station erklären (vgl. Abbildung 6.7).

# 7 Geophysikalische Implikationen säkularer Stationsbewegungen der Antarktis

## 7.1 Kinematik der Antarktischen Kontinentalplatte

### 7.1.1 Rotation der Antarktischen Platte im Konzept der Globaltektonik

Wie in Abschnitt 2.2.1 ausgeführt wurde, lässt sich nach Gleichung 2.11 aus den horizontalen Geschwindigkeitskomponenten von mindestens 2 Stationen einer tektonischen Platte deren Plattenrotationspol bestimmen. Die Modellvorstellung der Bewegung starrer Lithosphärenplatten auf einer Kugeloberfläche und deren Bestimmung aus geodätischen Beobachtungen beinhaltet die Forderung, dass der Ursprung des Referenzrahmens im Zentrum dieser Kugel bleibt. Je nach Bezugsrahmen der eingeführten Stationsgeschwindigkeiten wird somit auch ein Plattenrotationsmodell in diesem Referenzrahmen bestimmt. Entsprechend der Definition befindet sich der Koordinatenursprung eines CF-Rahmens im Zentrum der geometrischen Erdfigur und wäre somit seiner Natur nach am besten geeignet, die oben genannte Forderung zu erfüllen. Allerdings ist die mittlere Bewegung aller tektonischen Platten nicht Null sondern eher nordwärts gerichtet. Dies bedeutet eine positive Verschiebung des CF bezüglich des Zentrums der die tektonischen Platten umfassenden Kugel in der Z-Komponente (Blewitt 2003). Um dieses Problem zu lösen, schlägt Blewitt (2003) die Berücksichtigung einer NNT-Bedingung der residualen Geschwindigkeitsvektoren (beobachtet minus Plattenrotationsmodell) vor, auch wenn dies streng genommen keinem CF-Rahmen entspricht. Kogan und Steblov (2008) berücksichtigen in ihrem Schätzmodell für die 10 Hauptplatten der Erde eine Verschiebungsgeschwindigkeit zwischen dem Koordinatenursprung des Referenzrahmens und dem Kugelzentrum der tektonischen Platten (Center of plate rotation, CP). Diese Verschiebungsgeschwindigkeit des Ursprungs wird zum Beispiel für den im CM-System realisierten ITRF2005 mit 0,6 mm/Jahr, -0,1 mm/Jahr und 2,5 mm/Jahr für die Komponenten X, Y und Z geschätzt (Kogan und Steblov 2008). Grundvoraussetzung für diesen Ansatz ist die Bestimmung der Rotationspole aller tektonischen Platten der Erde und der Ursprungsverschiebung in einer Gesamtausgleichung. Argus u.a. (1999) argumentieren jedoch, dass es keine physikalischen Ursachen gibt, die größere säkulare Bewegungen zwischen CM und dem Kugelzentrum erklären könnten.

In der vorliegenden Analyse werden die Plattenrotationspole unter Nutzung der Gleichung 2.11 direkt aus den im CM-System bestimmten Stationsgeschwindigkeiten der Lösungen PDR07 und PDR07ANT abgeleitet. Dies entspricht dem Vorgehen anderer Autoren (z.B. Altamimi u.a. 2002; Altamimi u.a. 2007) mit deren Lösungen das Ergebnis verglichen werden soll. Es werden die Plattenrotationspole für die Antarktische Platte und die umliegenden Kontinentalplatten Afrikanische Platte (AFR), Australische Platte (AUS), Nazcaplatte (NAZ), Pazifische Platte (PCF) und Südamerikanische Platte (SAM) abgeleitet. Dafür wurden

nur Stationen genutzt, die sich außerhalb der Deformationszonen und damit im vermutlich starren Teil der Platten befinden. Da das Modell nur eine Bewegung der Kontinentalplatten auf einer Kugeloberfläche beinhaltet, wurden die Vertikalgeschwindigkeiten aller Stationen zu Null gesetzt. Die Gewichtung der einzelnen Stationsgeschwindigkeiten erfolgte in Abhängigkeit von der Länge des mit Beobachtungen überdeckten Zeitraumes. Dies ist unter der Annahme sinnvoll, dass eine länger beobachtete Station eine genauere Stationsgeschwindigkeit besitzt. Aufgrund von Sprüngen in den Koordinatenzeitreihen kann für einige Stationen mehr als eine Stationsgeschwindigkeit in die Ausgleichung eingehen. Diese Beobachtungen werden entsprechend der Länge ihres Gültigkeitsintervalls ebenfalls abgewichtet. Die Anzahl der für die Bestimmung eines Plattenrotationspols beobachteten Horizontalgeschwindigkeiten ist von Platte zu Platte sehr unterschiedlich. So wurde der Rotationspol der Nazcaplatte für die Lösung PDR07ANT aus nur 4 Stationsgeschwindigkeiten abgeleitet. Die 4 Stationen befinden sich zudem an nur 2 Lokationen, den Galápagos-Inseln und der Osterinsel. Für die Bestimmung des Rotationspols der Antarktischen Platte hingegen konnten 45 Stationsgeschwindigkeiten verwendet werden. Die aus den Lösungen PDR07 und PDR07ANT abgeleiteten Eulerpole sind sowohl in kartesischer als auch in sphärischer Darstellung in Tabelle 7.1 zusammengestellt.

Im Ausgleichungsansatz zur Bestimmung der Eulerpole werden neben der Gewichtung in Abhängigkeit von der Beobachtungsdauer für die als Beobachtungen eingehenden Stationsgeschwindigkeiten keine weiteren a priori Informationen über die Genauigkeit berücksichtigt. Die formalen Fehler in Tabelle 7.1 berechnen sich somit allein aus den Widersprüchen der Stationsgeschwindigkeiten zur Modellvorstellung der starren Lithosphärenplatte. Datumsbedingte Unsicherheiten in der Schätzung der Rotationsvektoren sind in den Fehlermaßen nicht berücksichtigt. Wie im Abschnitt 6.3 untersucht wurde, sind die Datumsdifferenzen zwischen den beiden Realisierungen PDR07 und PDR07ANT jedoch gering.

Die geschätzten Plattenrotationsvektoren beider Lösungen liefern unter Berücksichtigung der Fehlermaße eine gute Übereinstimmung. Die Lage der linkshändigen Eulerpole<sup>1</sup> sowie die residualen Stationsgeschwindigkeiten für die Antarktische Platte sind in Abbildung 7.1 dargestellt. Die Residuen der meisten Stationen sind im Bereich von 1 mm/Jahr; einige Stationen weisen jedoch größere Residuen auf. Die Geschwindigkeitsschätzung der Stationen MIRN (Mirny), TNB1 (Mario-Zucchelli) und SVEA (Svea) beruht nur auf einem Jahr Beobachtungen und ist entsprechend unsicher. Auffällig sind weiterhin die vor allem ostwärts gerichteten Residuenvektoren der Stationen der Antarktischen Halbinsel. Nähere Betrachtungen zu diesen Vektoren sollen später im Zusammenhang mit der Diskussion der Stabilität der Antarktischen Kontinentalplatte erfolgen. Die Abbildung 7.2 zeigt die aus der Lösung PDR07ANT geschätzten rechtshändigen Rotationspole aller betrachteten Kontinentalplatten sowie die residualen horizontalen Stationsgeschwindigkeiten. Unter der Annahme der Richtigkeit der These von der Starrheit der Lithosphärenplatten können die Residuen zwischen beobachteter Stationsgeschwindigkeit und Plattenrotationsmodell als Maß für die erreichte innere Genauigkeit der Horizontalgeschwindigkeiten dienen. Die Residuen der meisten Stationen betragen 1 mm/Jahr oder weniger. Aus den Residuen lässt sich einerseits ableiten, dass die beobachtete

---

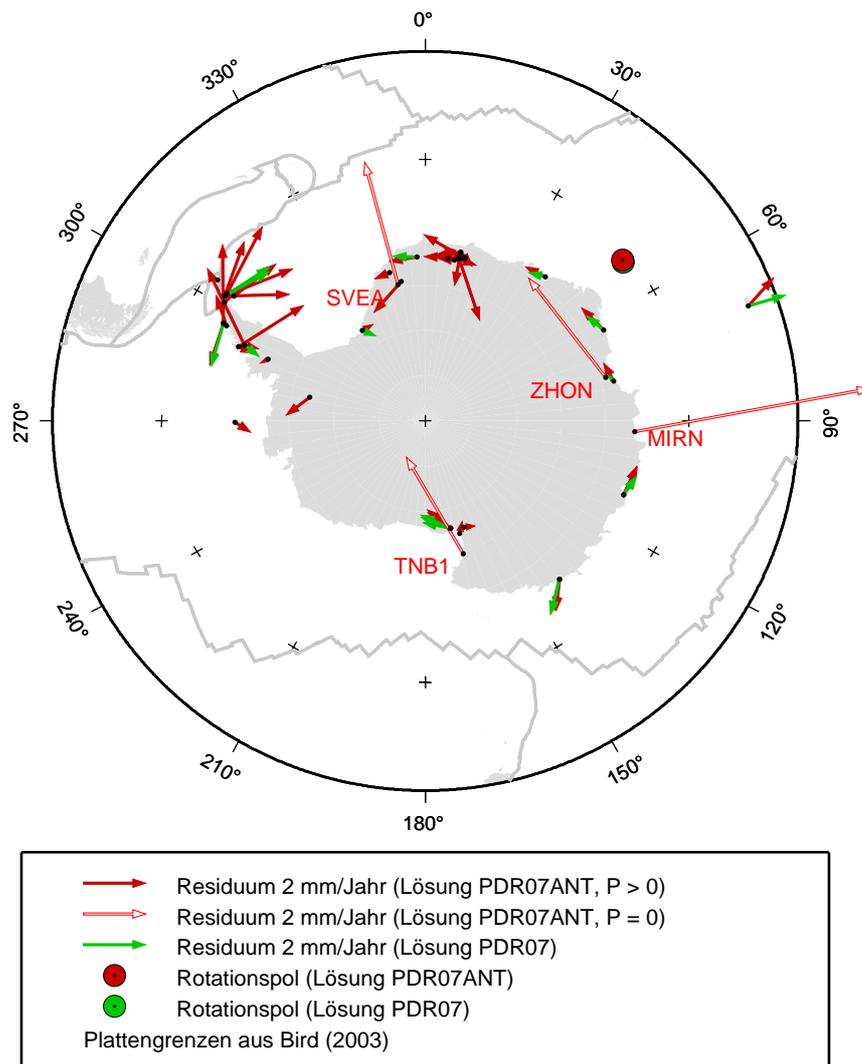
<sup>1</sup>Linkshändig bedeutet in diesem Zusammenhang, dass die Rotation der Platte im mathematisch negativen Drehsinn erfolgt. Im Gegensatz dazu erfolgt die Rotation um einen rechtshändigen Rotationspol im mathematisch positiven Drehsinn. Plattenrotationspole ohne nähere Angaben sind im Allgemeinen rechthändige Rotationspole.

Stationsgeschwindigkeiten und die Modellvorstellung starrer Lithosphärenplatten mit einer Genauigkeit von 1 mm/Jahr konsistent sind, andererseits stützt dieses Ergebnis die Abschätzung der inneren Genauigkeit der horizontalen Geschwindigkeiten der Lösung PDR07ANT von besser als 1 mm/Jahr.

**Tabelle 7.1:** Geschätzte Plattenrotationsvektoren der Afrikanischen (AFR), Antarktischen (ANT), Australischen (AUS), Nazca (NAZ), Pazifischen (PCF) und der Südamerikanischen Kontinentalplatte (SAM). Die Eulervektoren sind sowohl in Rotationen um die kartesischen Koordinatenachsen ( $\omega_X, \omega_Y, \omega_Z$ ) als auch in sphärischen Koordinaten ( $\lambda, \varphi, d\omega$ ) angegeben. In der Klammer nach dem Plattenkürzel sind die Anzahlen der für die Schätzung genutzten Stationsgeschwindigkeiten für (PDR07/PDR07ANT) gegeben.

Platte		PDR07		PDR07ANT	
AFR (7/6)	$\omega_X \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	5,59	± 0,56	4,53	± 0,89
	$\omega_Y \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-28,76	± 0,26	-28,64	± 0,41
	$\omega_Z \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	35,18	± 0,33	34,74	± 0,55
	$\varphi$ [°]	50,22	± 0,26	50,14	± 0,38
	$\lambda$ [°]	280,99	± 1,12	279,07	± 1,81
	$d\omega$ [°/Ma]	0,2623	± 0,0018	0,2593	± 0,0030
ANT (19/46)	$\omega_X \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-11,60	± 0,35	-11,82	± 0,26
	$\omega_Y \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-14,35	± 0,37	-14,39	± 0,23
	$\omega_Z \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	33,45	± 0,88	33,57	± 0,68
	$\varphi$ [°]	61,12	± 0,46	60,99	± 0,31
	$\lambda$ [°]	231,04	± 1,08	230,61	± 0,77
	$d\omega$ [°/Ma]	0,2189	± 0,0048	0,2200	± 0,0036
AUS (21/19)	$\omega_X \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	73,18	± 0,33	73,37	± 0,37
	$\omega_Y \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	56,95	± 0,33	56,40	± 0,37
	$\omega_Z \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	59,54	± 0,27	59,24	± 0,30
	$\varphi$ [°]	32,70	± 0,05	32,62	± 0,06
	$\lambda$ [°]	37,89	± 0,27	37,55	± 0,31
	$d\omega$ [°/Ma]	0,6314	± 0,0013	0,6296	± 0,0015
NAZ (4/4)	$\omega_X \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-16,94	± 0,80	-16,78	± 0,68
	$\omega_Y \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-78,05	± 2,35	-76,84	± 1,98
	$\omega_Z \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	78,47	± 0,94	77,53	± 0,80
	$\varphi$ [°]	44,49	± 1,02	44,59	± 0,88
	$\lambda$ [°]	257,76	± 0,49	257,68	± 0,42
	$d\omega$ [°/Ma]	0,6415	± 0,0078	0,6328	± 0,0066
PCF (10/9)	$\omega_X \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-19,86	± 0,60	-20,04	± 0,68
	$\omega_Y \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	51,26	± 0,35	50,90	± 0,39
	$\omega_Z \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-105,30	± 0,34	-105,98	± 0,38
	$\varphi$ [°]	-62,43	± 0,14	-62,70	± 0,15
	$\lambda$ [°]	111,18	± 0,65	111,49	± 0,73
	$d\omega$ [°/Ma]	0,6806	± 0,0019	0,6833	± 0,0022
SAM (7/7)	$\omega_X \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-12,77	± 0,30	-12,21	± 0,38
	$\omega_Y \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-14,34	± 0,28	-14,55	± 0,37
	$\omega_Z \cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]	-7,99	± 0,15	-8,99	± 0,22
	$\varphi$ [°]	-22,59	± 0,24	-25,33	± 0,34
	$\lambda$ [°]	228,31	± 1,15	230,01	± 1,52
	$d\omega$ [°/Ma]	0,1191	± 0,0008	0,1204	± 0,0011

Wie in Abschnitt 2.2.1 erläutert wurde, sind absolute Rotationspole datumsbehaftet und somit nicht direkt mit anderen Lösungen vergleichbar. Diese Datumsabhängigkeit wird durch die Berechnung relativer Rotationspole bezüglich einer Referenzplatte weitgehend beseitigt. Die Tabelle 7.2 stellt die relativen Plattenrotationsvektoren der Australischen, der Pazifischen, der Südamerikanischen Kontinentalplatte und der Nazcaplatte bezüglich der Antarktischen Platte in sphärischer Darstellung zusammen. Den relativen Plattenrotationspolen der Lösungen PDR07 und PDR07ANT sind weitere Lösungen gegenübergestellt: Altamimi u.a. (2002) veröffentlichen in Tabelle 7 ihrer Publikation aus dem Geschwindigkeitsfeld des ITRF2000 abgeleitete Rotationspole der Kontinentalplatten Antarktis, Australien, Eurasien, Nordame-



**Abbildung 7.1:** Schätzung des Eulerpols der Antarktischen Kontinentalplatte. Es ist die Lage des links-händigen Eulerpols aus den Lösungen PDR07 und PDR07ANT dargestellt. Die Pfeile zeigen die Residuen der horizontalen Stationsgeschwindigkeiten nach Abzug des Plattenmodells. Die Stationen mit den weiß dargestellten Vektoren wurden nicht für die Schätzung des Plattenrotationspols herangezogen (Gewicht  $P = 0$ ).

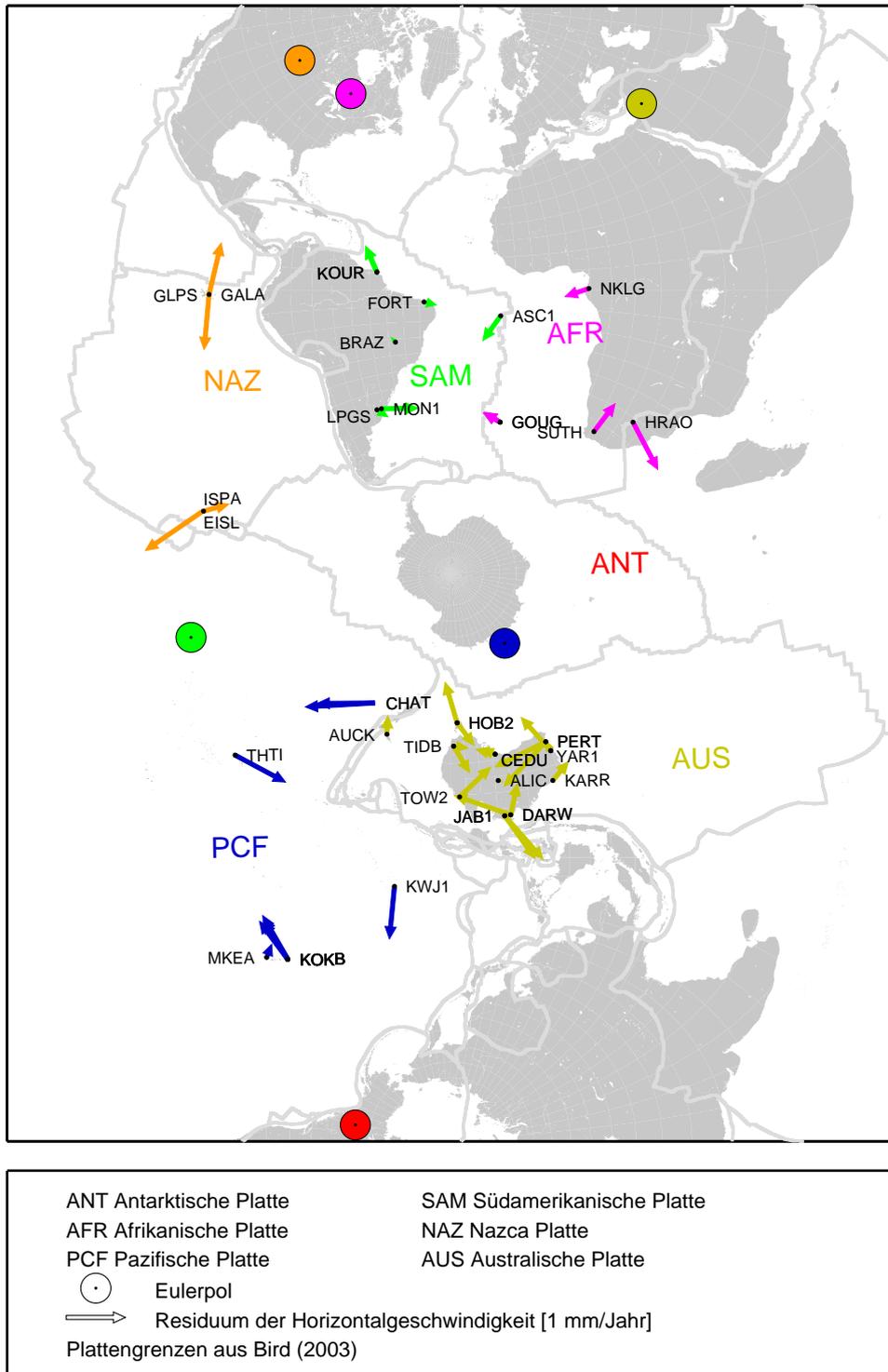
rika und Südamerika bezüglich der Pazifischen Platte. Aus den Stationsgeschwindigkeiten des ITRF2005 wurden die absoluten Rotationspole aller hier betrachteten Platten berechnet und in Tabelle 8 in Altamimi u.a. (2007) zusammengestellt. Da die Verwendung einzelner Stationen zur Bestimmung eines Plattenrotationspols einer gewissen Willkür unterliegt, wird das Resultat von dieser Auswahl beeinflusst sein. Um eine größtmögliche Unabhängigkeit der hier verglichenen Lösungen zu erhalten, wurde darauf verzichtet, aus den publizierten Geschwindigkeitssätzen der ITRF-Lösungen eigene Plattenrotationsvektoren zu bestimmen. Die Lösung ITRF2005D enthält die geschätzten Rotationspole des APKIM<sup>2</sup> basierend auf der ITRF2005-Realisierung des IERS-Kombinationszentrums am DGFI in München<sup>3</sup>. Kogan und Steblov (2008) bestimmten aus GPS-Beobachtungen der Jahre 1995-2007 Punktgeschwindigkeiten für 192 global verteilte Stationen. Ihr Schätzmodell umfasst die 10 Hauptplatten der Erde und berücksichtigt, wie oben beschrieben, eine Verschiebungsgeschwindigkeit zwischen dem Koordinatenursprung des Referenzrahmens und dem Zentrum einer alle Platten umfassenden Kugel. Kreemer u.a. (2003) stellten 3000 aus geodätischen Beobachtungen bestimmte Stationsgeschwindigkeiten sowie geologische Informationen zusammen, um daraus ein ganzheitliches Modell zur Beschreibung der Bewegung der starren Kontinentalplatten und des Bewegungsverhaltens in den Deformationszonen zu entwickeln. In Tabelle 3 in Kreemer u.a. (2003) sind relative Plattenrotationsvektoren von 18 tektonischen Platten bezüglich der Pazifischen Platte angegeben. Das Modell REVEL (Sella u.a. 2002) nutzt geodätische Beobachtungen der Jahre 1993 bis 2000, um daraus Plattenrotationsbewegungen abzuleiten. Tabelle 5 in Sella u.a. (2002) enthält die relativen Plattenrotationen einiger Plattenpaare. Alle bisher besprochenen Modelle beruhen auf der Analyse geodätischer Beobachtungen und bilden damit die gegenwärtige Situation ab. Das Modell NUVEL-1A (DeMets u.a. 1994) nutzt geologische und geophysikalische Beobachtungen zur Bestimmung der Rotationsraten der tektonischen Platten (vgl. Abschnitt 2.2.1). Die Plattenrotationsvektoren der hier betrachteten Platten im Modell PB2002 (Bird 2003) sind mit denen des NUVEL-1A identisch, so dass auf einen zusätzlichen Vergleich mit dem Modell PB2002 verzichtet werden kann.

Die Parameter der relativen Plattenrotationspole aller genannten Modelle in kartesischer Darstellung findet sich in Tabelle 7.3. Eine Rotation um  $10^{-4}$  [rad/Ma] ergibt auf der Oberfläche einer sphärischen Erde mit dem mittleren Erdradius  $R_E = 6378$  km mit Anwendung der Bogenformel eine Punktverschiebung von 0,64 mm/Jahr. Zur besseren Vergleichbarkeit wurden die relativen Winkelgeschwindigkeiten  $d\omega$  aus Tabelle 7.3 in Punktbewegungen auf die Oberfläche der Erdkugel umgerechnet und in Tabelle 7.4 zusammengestellt. Die Komponenten, die mit der Lösung PDR07ANT unter Berücksichtigung der doppelten Fehlergrenzen übereinstimmen, sind in grün, die übrigen in rot gekennzeichnet. Die größte Übereinstimmung gibt es mit den Lösungen des ITRF2005 (Altamimi u.a. 2007) und der DGFI-Lösung ITRF2005D. Von den betrachteten 15 Komponenten sind die Differenzen für je 10 Komponenten dieser Lösungen innerhalb des betrachteten Genauigkeitsintervalls. Die Bewegung der Nazcaplatte wird von beiden Lösungen bestätigt. Wegen der geringen Abdeckung mit Beobachtungen ist die Bewegung der Nazcaplatte dennoch mit einer großen Unsicherheit behaftet. Die schlechteste Übereinstimmung besteht für die Lösungen ITRF2000 (Altamimi u.a. 2002), die Übereinstimmung der übrigen Lösungen REVEL2000 (Sella u.a. 2002), KREM2003 (Kreemer u.a. 2003) und KuS2008 (Kogan und Steblov 2008) ist auf vergleichbarem Niveau. Sowohl den in

---

<sup>2</sup>Aktuelle Plattenkinematische Modelle des DGFI

<sup>3</sup>persönliche Mitteilung M. Seitz/H. Drewes, Juli 2008



**Abbildung 7.2:** Schätzung der rechtshändigen Eulerpole des plattenkinematischen Modells. Als Kartenprojektion wurde eine transversale Mercatorprojektion mit der Antarktis im Zentrum der Abbildung gewählt.

**Tabelle 7.2:** Vektoren der relativen Plattenrotation der Antarktischen Platte bezüglich benachbarter Platten: Australische Platte (AUS), Pazifische Platte (PCF), Südamerikanische Platte (SAM) und Nazcaplatte (NAZ). Es sind die Koordinaten des relativen Rotationspols in Breite  $\varphi$  und Länge  $\lambda$  in [°] sowie die relative Rotationsgeschwindigkeit  $d\omega$  in [°/Ma] angegeben. Eine Rotation von  $10^{-4}$  rad/Ma entspricht einer Geschwindigkeit auf der Erdoberfläche von 0,64 mm/Jahr.

Platte		PDR07	PDR07ANT	ITRF2000 <sup>a</sup>	ITRF2005 <sup>b</sup>	ITRF2005D <sup>c</sup>	REVEL2000 <sup>d</sup>	KREM2003 <sup>e</sup>	KuS2008 <sup>f</sup>	NUVEL-1A <sup>g</sup>
AFR	$\varphi$	-4,42±1,00	-3,07±1,04	-	2,38	2,23	-	-	-	-5,58
	$\lambda$	140,02±1,55	138,91±2,21	-	138,94	141,25	-	-	-	140,77
	$d\omega$	0,129±0,003	0,124±0,003	-	0,125	0,117	-	-	-	0,127
AUS	$\varphi$	-13,25±0,20	-13,05±0,15	-11,29	-11,61	-11,92	-14,71	-12,44	-12,77	-13,15
	$\lambda$	220,06±0,29	219,73±0,29	222,02	220,74	220,42	219,70	219,84	220,58	218,24
	$d\omega$	0,652±0,002	0,651±0,002	0,637	0,661	0,653	0,653	0,636	0,643±0,003	0,649
NAZ	$\varphi$	-35,15±1,41	-35,05±1,21	-	-35,18	-34,72	-35,12	-33,42	-37,79	-40,50
	$\lambda$	85,21±0,72	85,45±0,61	-	86,59	86,99	90,90	88,27	90,54	84,10
	$d\omega$	0,448±0,010	0,439±0,008	-	0,432	0,436	0,453	0,438	0,443±0,014	0,521
PCF	$\varphi$	64,52±0,17	64,75±0,16	65,69	64,49	64,94	65,96	65,83	64,92	64,3
	$\lambda$	277,17±0,62	277,18±0,64	275,81	276,85	277,14	274,64	272,70	275,33	276,0
	$d\omega$	0,881±0,005	0,884±0,004	0,881	0,899	0,894	0,857	0,881	0,876±0,008	0,87
SAM	$\varphi$	88,38±0,63	89,43±0,49	85,95	89,53	88,00	84,64	89,47	83,67	86,64
	$\lambda$	<sub>-h</sub>	<sub>-h</sub>	307,00	<sub>-h</sub>	<sub>-h</sub>	231,89	<sub>-h</sub>	245,55	319,40
	$d\omega$	0,238±0,005	0,244±0,004	0,245	0,244	0,246	0,240	0,243	0,221±0,008	0,263

<sup>a</sup>(Altamimi u.a. 2002)

<sup>b</sup>(Altamimi u.a. 2007)

<sup>c</sup>APKIM, berechnet aus der ITRF2005 Lösung des DGFI München (persönliche Kommunikation M. Seitz/H. Drewes)

<sup>d</sup>(Sella u.a. 2002)

<sup>e</sup>(Kreemer u.a. 2003)

<sup>f</sup>(Kogan und Steblov 2008)

<sup>g</sup>(DeMets u.a. 1994)

<sup>h</sup>unbestimmt, da der relative Rotationspol nahe dem Nordpol liegt.

**Tabelle 7.3:** Vektoren der relativen Plattenrotation der Antarktischen Platte bezüglich benachbarter Platten: Afrikanische Platte (AFR), Australische Platte (AUS), Nazcaplatte (NAZ), Pazifische Platte (PCF) und Südamerikanische Platte (SAM). Es sind die Koordinaten des relativen Rotationspols  $d\omega$  in den kartesischen Komponenten X, Y und Z (in  $10^{-4}$  [rad/Ma]) angegeben. Zur Veranschaulichung sind in Tabelle 7.4 alle Rotationen  $d\omega_i$  in Punktgeschwindigkeiten  $R_E \cdot d\omega_i$  (in [mm/Jahr]) auf die Oberfläche der Erdkugel umgerechnet. Die Erläuterungen zu den Lösungen befinden sich in Tabelle 7.2.

Platte	Komp.	PDR07	PDR07ANT	ITRF2000	ITRF2005	ITRF2005D	REVEL2000	KREM2003	KuS2008	NUVEL-1A
$d\omega_i$		$\cdot 10^{-4}$ [rad/Ma]								
AFR	X	-17,19±0,66	-16,35±0,92	-	-16,43	-16,04	-	-	-	-17,12
	Y	14,41±0,45	14,25±0,47	-	14,31	12,87	-	-	-	13,98
	Z	-1,73±0,94	-1,16±0,87	-	0,91	0,80	-	-	-	-2,16
AUS	X	-84,78±0,48	-85,19±0,45	-81,01	-85,60	-84,95	-84,81	-83,25	-83,13	-86,60
	Y	-71,30±0,49	-70,79±0,44	-73,00	-73,72	-72,34	-70,41	-69,46	-71,20	-68,25
	Z	-26,09±0,92	-25,66±0,74	-21,76	-23,20	-23,57	-28,94	-23,91	-24,80	-25,76
NAZ	X	5,34±0,87	4,97±0,72	-	3,66	3,29	-1,02	1,92	-0,58	7,11
	Y	63,70±2,37	62,45±2,00	-	61,48	62,52	64,66	63,70	61,10	68,76
	Z	-45,02±1,29	-43,95±1,04	-	-43,42	-43,39	-45,48	-42,06	-47,38	-59,03
PCF	X	8,26±0,70	8,22±0,73	6,41	8,06	8,22	4,93	2,96	6,02	6,89
	Y	-65,61±0,51	-65,29±0,46	-63,00	-67,12	-65,59	-60,73	-62,83	-64,52	-65,41
	Z	138,75±0,94	139,55±0,77	140,17	141,67	141,38	136,60	140,15	138,48	136,76
SAM	X	1,17±0,46	0,39±0,46	1,82	0,32	1,24	-2,41	-0,35	-1,76	2,17
	Y	0,00±0,46	0,16±0,44	-2,42	0,15	-0,83	-3,08	0,17	-3,87	-1,86
	Z	41,44±0,89	42,56±0,71	42,76	42,53	42,86	41,71	42,41	38,34	45,76

**Tabelle 7.4:** Zur besseren Veranschaulichung sind alle Rotationen  $d\omega_i$  aus Tabelle 7.3 in Punktgeschwindigkeiten  $R_E \cdot d\omega_i$  (in [mm/Jahr]) auf die Oberfläche der Erdkugel umgerechnet. Werte die innerhalb 2-facher Fehlergrenzen mit PDR07ANT übereinstimmen sind grün, die übrigen rot eingefärbt. Die Erläuterungen zu den Lösungen befinden sich in Tabelle 7.2.

Platte	Komp.	PDR07	PDR07ANT	ITRF2000	ITRF2005	ITRF2005D	REVEL2000	KREM2003	KuS2008	NUVEL-1A	
		$R_E \cdot d\omega_i$ [mm/Jahr]									
AFR	X	-11,0±0,4	-10,4±0,6	-	-10,4	-10,2	-	-	-	-10,9	
	Y	9,2±0,3	9,1±0,3	-	9,1	8,2	-	-	-	8,9	
	Z	-1,1±0,6	-0,7±0,6	-	0,6	0,5	-	-	-	-1,4	
AUS	X	-54,1±0,3	-54,3±0,3	-51,7	-54,6	-54,2	-54,1	-53,1	-53,0	-55,3	
	Y	-45,5±0,3	-45,1±0,3	-46,6	-47,0	-46,2	-44,9	-44,3	-45,4	-43,5	
	Z	-16,6±0,6	-16,4±0,5	-13,9	-14,8	-15,0	-18,5	-15,3	-15,8	-16,4	
NAZ	X	3,4±0,6	3,2±0,5	-	2,3	2,1	-0,6	1,2	-0,4	4,5	
	Y	40,6±1,5	39,8±1,3	-	39,2	39,9	41,3	40,6	39,0	43,9	
	Z	-28,7±0,8	-28,0±0,7	-	-27,7	-27,7	-29,0	-26,8	-30,2	-37,7	
PCF	X	5,3±0,4	5,2±0,5	4,1	5,1	5,2	3,1	1,9	3,8	4,4	
	Y	-41,9±0,3	-41,6±0,3	-40,2	-42,8	-41,8	-38,7	-40,1	-41,2	-41,7	
	Z	88,5±0,6	88,9±0,5	89,4	90,4	90,2	87,2	89,5	88,3	87,3	
SAM	X	0,7±0,3	0,2±0,3	1,2	0,2	0,8	-1,5	-0,2	-1,1	1,4	
	Y	0,0±0,3	0,1±0,3	-1,5	0,1	-0,5	-2,0	0,1	-2,5	-1,2	
	Z	26,4±0,6	27,1±0,5	27,3	27,7	27,3	26,6	27,1	24,5	29,2	

dieser Arbeit vorgestellten Lösungen als auch den Lösungen des ITRF2005 und ITRF2005D liegt ein vergleichbarer GPS-Datenbestand zugrunde. Alle drei Lösungen realisieren ein CM-System und die angegebenen Plattenrotationsvektoren sind in diesem System bestimmt. Im Gegensatz dazu beruht das ITRF2000 sowie das Modell REVEL2000 auf einem deutlich veringerten Beobachtungszeitraum. Für das Modell KREM2003 wurden nur Stationsgeschwindigkeiten mit einer Mindestbeobachtungsdauer von 4,5 Jahren verwendet. Die meisten der für das Modell KREM2003 genutzten Stationsgeschwindigkeiten entstammen jedoch Studien aus den 1990er oder frühen 2000er Jahren und besitzen die damit verbundenen Einschränkungen hinsichtlich Beobachtungsdauer und Netzdichte (Kreemer u.a. 2003). Die geschätzten Plattenrotationsvektoren des KuS2008 sind nicht in einem CM-System angegeben, sondern beziehen sich auf ein Zentrum der Plattenrotation (CP, Kogan und Steblov 2008).

Der Vergleich mit dem geophysikalischen Modell NUVEL-1A zeigt eine weitgehend gute Übereinstimmung der hier betrachteten relativen Plattenbewegungen. Insbesondere bestätigen die geodätischen Beobachtungen die relative Rotation der Antarktischen Platte zur Afrikanischen Platte. Eine größere Differenz ergibt sich für die Bewegung der Antarktischen Platte bezüglich der Nazcaplatte. Neuere geophysikalische Daten deuten auf eine Verlangsamung der Rotationen der Nazcaplatte während der letzten 20-25 Ma hin<sup>4</sup> (Somoza 1998; Kreemer u.a. 2003). Die verschiedenen geodätischen Rotationsmodelle bestätigen übereinstimmend diese aus neueren geophysikalischen Daten abgeleitete Rotationsgeschwindigkeit.

### 7.1.2 Innere Stabilität der Antarktischen Kontinentalplatte

Aus geologischer Sicht kann die Antarktische Kontinentalplatte nicht als einheitlicher Block aufgefasst werden. Während die Ostantarktis durch einen stabilen Kraton gebildet wird, besteht die Westantarktis aus verschiedenen tektonischen Bruchstücken, wie den Ellsworth-Whitmore-Bergen, der Antarktischen Halbinsel, Thurston-Insel und dem Marie-Byrd-Land. Diese Blöcke könnten sich relativ zueinander und relativ zur Ostantarktis bewegen (Dalziel und Elliot 1982). Aus paleomagnetischen Daten lässt sich eine Verschiebung zwischen der Ost- und der Westantarktis während der letzten 100 Millionen Jahre nachweisen (DiVenere u.a. 1994). Analysen magnetischer, gravimetrischer und bathymetrischer Daten der südlichen Tasmanischen See und des nördlichen Rossmeeres belegen, dass vor etwa 43 Millionen Jahren eine Bewegung zwischen der Ost- und Westantarktis begann, die vor 26-28 Millionen Jahren endete (Cande u.a. 2000). Heute ist das Westantarktische Riftsystem eine der größten Dehnungszonen auf der Erde. Eine interessante Fragestellung an die Geodäsie ist daher, ob zwischen der Ost- und Westantarktis rezente Tektonik beobachtet werden kann. Analysen der rezenten seismischen Aktivität der Region geben nahezu keine Hinweise auf eine tektonische Aktivität. Die räumliche Verteilung der analysierten Erdbeben und ihre Stärke legen vielmehr den Schluss nahe, dass das Westantarktische Riftsystem heute ruhend ist (Winberry und Anandakrishnan 2003). Dies wird auch von geodätischen Beobachtungen bestätigt. Donnellan und Luyendyk (2004) können aus den Beobachtungen dreier Punkte aus den Jahren 1999-2002 im Marie-Byrd-Land relativ zur IGS-Station McMurdo (MCM4) keine geodätischen Indikatoren für eine relative Bewegung zwischen West- und Ostantarktis mit einem Betrag größer als 1-2 mm/Jahr ableiten.

---

<sup>4</sup>1 Ma entspricht 10<sup>6</sup> Jahre.

## 7 Geophysikalische Implikationen säkularer Stationsbewegungen der Antarktis

Wie im vorangegangenen Abschnitt erläutert wurde, ist die Beschreibung der Antarktischen Platte im Konzept der Globaltektonik eng mit Fragen der Realisierung des Referenzsystems verknüpft. Um den Einfluss des Referenzsystems auf die geophysikalisch interpretierbaren Größen weiter zu verringern, bietet sich die Beschränkung auf Änderungen der Netzgeometrie an. Zur Beurteilung der Stabilität der Antarktischen Kontinentalplatte wurden Änderungen sphärischer Distanzen zwischen Punktpaaren der Platte bestimmt (Abbildung 7.3).

Die Deformationsraten in der Ostantarktis sind für die meisten Stationspaare nicht größer als 1 mm/Jahr. Damit bestätigen die geodätischen Beobachtungen die tektonische Stabilität der Ostantarktis. Mit Deformationsraten von maximal 1,5 mm/Jahr zwischen den ostantarktischen Stationen und der Station KERG (Kerguelen) lässt sich auch für die Inselgruppe der Kerguelen keine von der Ostantarktis abweichende Bewegung nachweisen.

Die Änderungen sphärischer Distanzen in der Westantarktis sind für die meisten Punktpaare ebenfalls kleiner als 1 mm/Jahr. Durch geodätische Beobachtungen konnte so nachgewiesen werden, dass sich die Station PET1 (Peter I.-Insel) konform mit der Antarktischen Halbinsel bewegt, wobei die Abweichung kleiner als 1,5 mm/Jahr ist. Eine größere Änderungsrate der sphärischen Distanz ergibt sich mit -3,2 mm/Jahr zwischen OHI2 (O'Higgins) an der Spitze der Antarktischen Halbinsel und VESL (SANAE IV) im Dronning-Maud-Land sowie mit -1,7 mm/Jahr zwischen OHI2 und BELG (Belgrano II). Abbildung 7.4 zeigt in

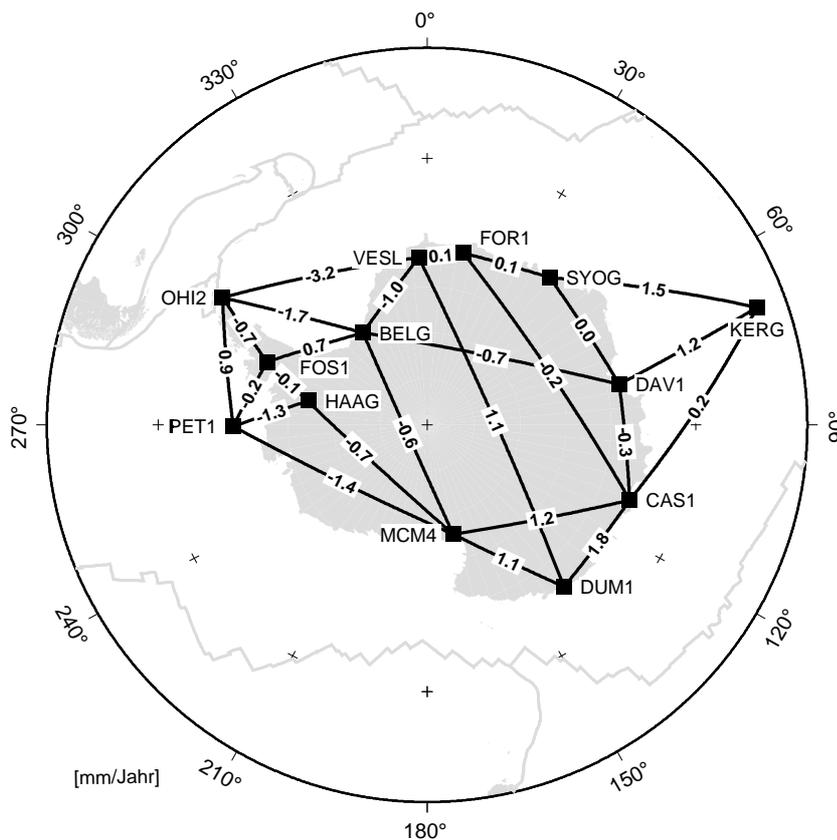
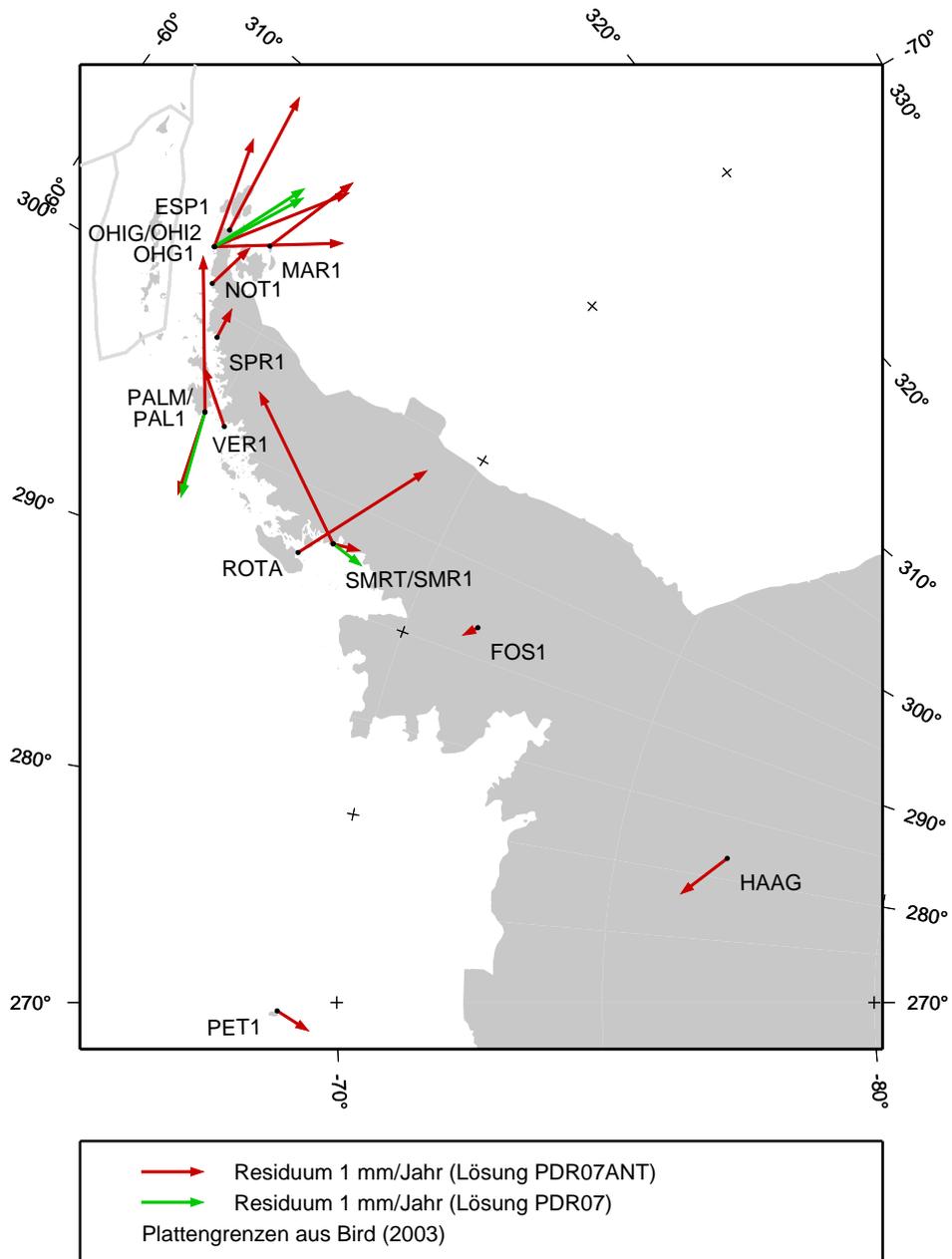


Abbildung 7.3: Änderungen sphärischer Distanzen der Antarktischen Kontinentalplatte

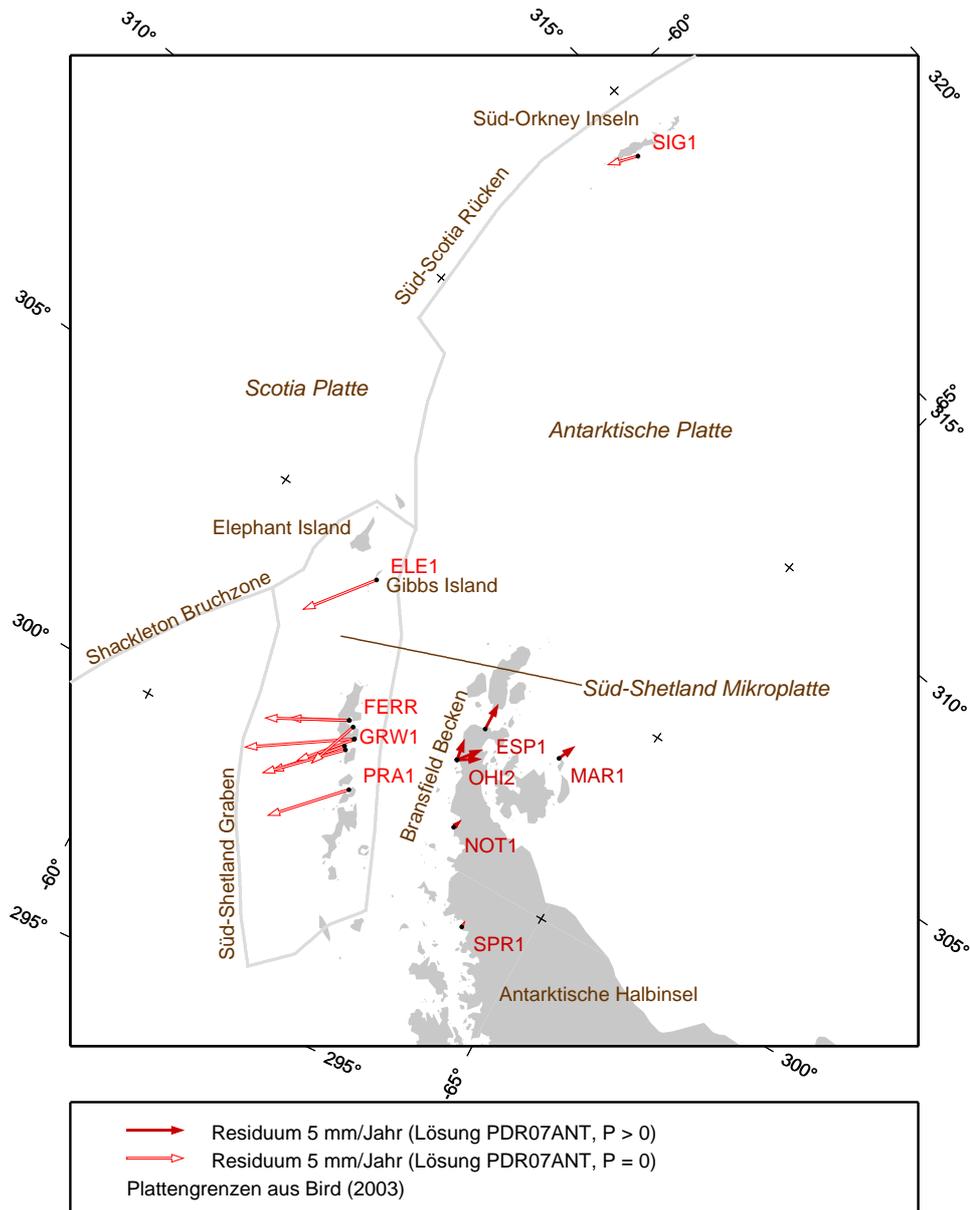
einem vergrößerten Ausschnitt aus Abbildung 7.1 die Residuen der Bewegungen der Stationen der Antarktischen Halbinsel nach Abzug des Plattenrotationsmodells der Antarktischen Platte. Einzelne Stationspaare zeigen deutliche Diskrepanzen zwischen den residualen Vektoren (PALM/PAL1, SMRT/SMR1). Die Gründe hierfür liegen in der unterschiedlichen Beobachtungsdauer der Stationen. So ist die Beobachtungsdauer der Stationen PAL1 und SMR1 zwischen 1995 und 1998 nur 3 Jahre. Auffällig ist, dass alle Stationen der nördlichen



**Abbildung 7.4:** Residuen der Stationsgeschwindigkeiten auf der Antarktischen Halbinsel nach Abzug des geschätzten Plattenrotationsmodells. (Vergrößerter Ausschnitt aus Abbildung 7.1.)

## 7 Geophysikalische Implikationen säkularer Stationsbewegungen der Antarktis

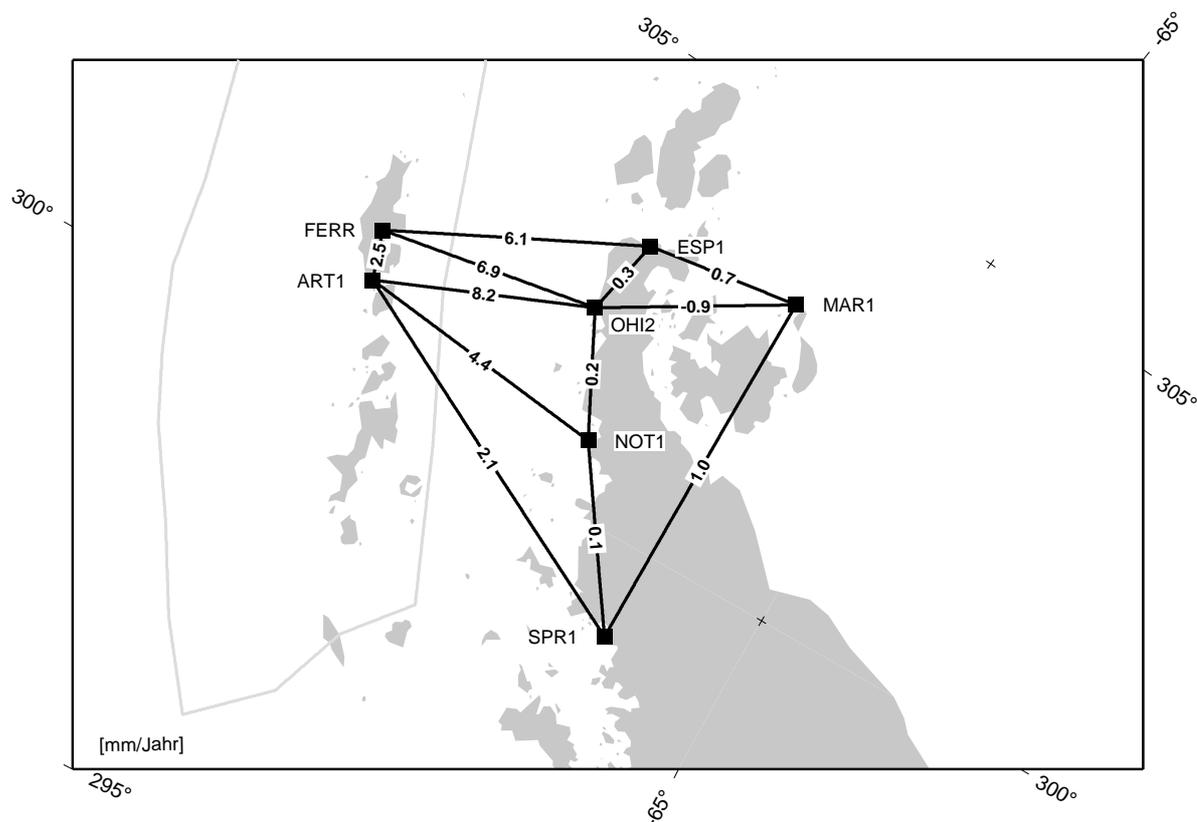
Antarktischen Halbinsel eine einheitliche ostwärts gerichtete Bewegung relativ zur Antarktischen Platte zeigen. Die Beträge dieser Residualbewegung variieren zwischen 0,5 mm/Jahr für SPR1 (Punta Spring) und 2,3 mm/Jahr für OHI2 (O'Higgins). Bouin und Vigny (2000) erhalten aus ihrer Analyse von GPS-Beobachtungen für O'Higgins (OHIG) ein südostwärts gerichtetes Residuum von 7 mm/Jahr. Ihre Interpretation dieses Residuums als horizontale



**Abbildung 7.5:** Die Öffnung der Bransfieldstraße zwischen der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel und den vorgelagerten Süd-Shetland-Inseln. Die Stationsgeschwindigkeiten wurden um das Plattenrotationsmodell der Antarktischen Kontinentalplatte korrigiert. Für die Schätzung des Rotationspols wurde das Gewicht der Stationen der Süd-Shetland-Inseln, ELE1 und SIG1 zu Null gesetzt ( $P=0$ ).

Komponente einer glazialisostatischen Ausgleichsbewegung ist allerdings nicht wahrscheinlich. Die Vertikalgeschwindigkeit für die drei Punkte an der Station O'Higgins beträgt im PDR07ANT zwischen 2,9 und 5,7 mm/Jahr. Horizontale Deformationen aufgrund glazialisostatischer Ausgleichsbewegungen sind jedoch ihrem Betrag nach deutlich kleiner als die vertikalen Deformationen. Der Gesamtüberblick aller Residualbewegungen der Antarktischen Halbinsel zeigt ein uneinheitliches Bild. Die Stationen PAL1 (Palmer) und SMR1 (San Martín) mit ihren nordostwärts gerichteten Residuen mit einem Betrag von je 2,5 mm/Jahr resultieren eher aus der Unsicherheit der Geschwindigkeitsschätzung, die für beide Stationen auf Beobachtungen von nur 3 Jahren zwischen 1995 und 1998 beruht. Die Residualvektoren der Permanentstationen PALM (Palmer) und SMRT (San Martín) an diesen Lokationen sind mit 1,4 mm/Jahr bzw. 0,5 mm/Jahr deutlich kleiner. Insgesamt erfolgt die Bewegung des südlichen Teils der Antarktischen Halbinsel im Rahmen der erreichten Genauigkeit konform zur Ostantarktis.

Die Abbildung 7.5 zeigt die residualen Bewegungen der Stationen der nördlichen Antarktischen Halbinsel und der vorgelagerten Süd-Shetland-Inseln. Die Stationen der Süd-Shetland-Inseln zeigen eine deutliche, von der Rotation der Antarktischen Platte abweichende Bewegung. Die Bransfieldstraße zwischen der Antarktischen Halbinsel und den Süd-Shetland-Inseln ist eine Dehnungszone. Die übliche tektonische Situation eines vulkanisch aktiven In-



**Abbildung 7.6:** Änderungen sphärischer Distanzen der Antarktischen Kontinentalplatte: Detailabbildung Bransfield-Rift

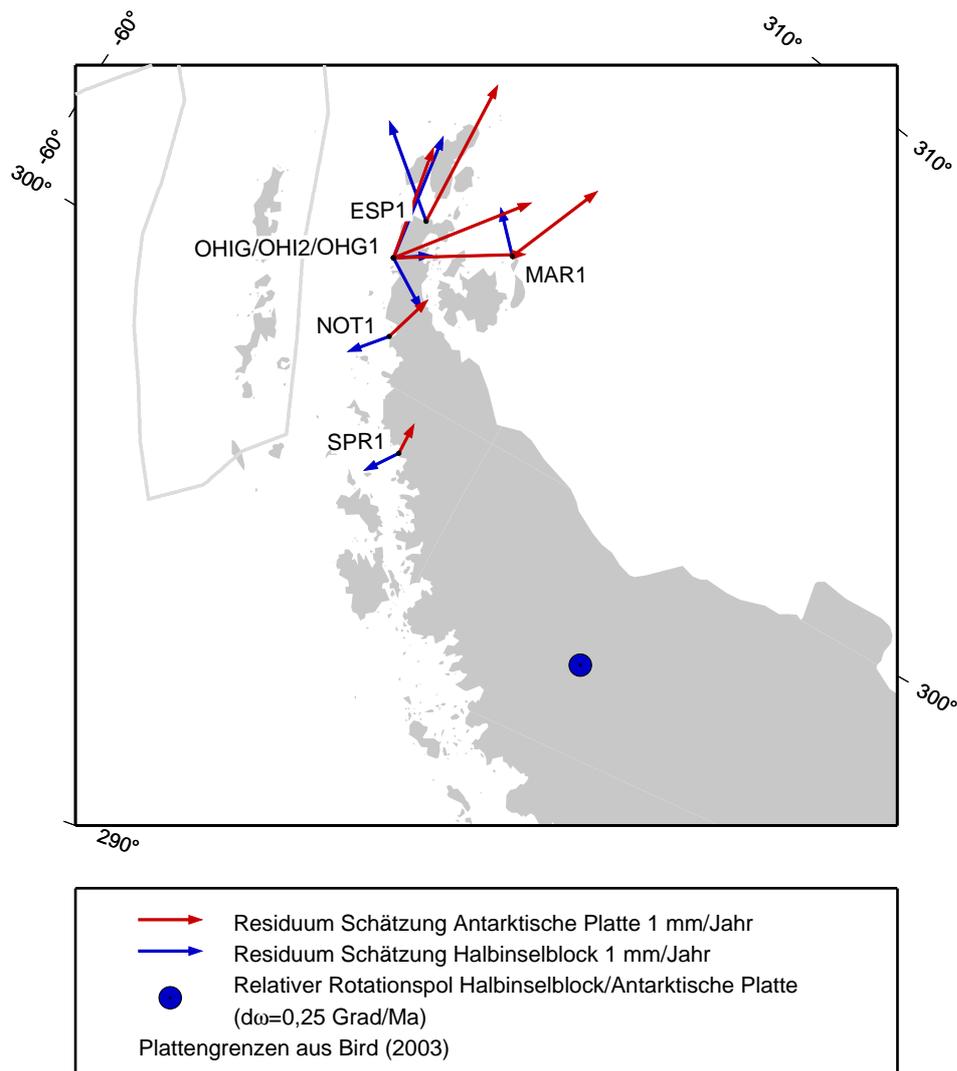
selbogens besteht in der Subduktion einer tektonischen Platte mit einem Tiefseeegraben auf der einen Seite und einer aktiven Spreizungszone auf der anderen Seite des Inselbogens. Unter anderem aus bathymetrischen Messungen (Lawver u.a. 1996) und geochemischen Untersuchungen (Fretzdorff u.a. 2004) konnte gezeigt werden, dass es sich bei dem Bransfield-Becken um kein solch typisches Backarc-Becken handelt. Während in einer typischen Spreizungszone neue Ozeankruste aus dem aufsteigenden Magma gebildet wird, kann dies aus bathymetrischen Messungen für das Bransfield-Becken nicht nachgewiesen werden. Die Daten deuten vielmehr darauf hin, dass es in der bestehenden Kruste zu Dehnungsrissen kommt, die möglicherweise mit magmatischem Material aufgefüllt wurden (Lawver u.a. 1996). Aus der Analyse sphärischer Distanzen zwischen den GPS-Stationen der Antarktischen Halbinsel und der Süd-Shetland-Inseln ergibt sich für die Bransfieldstraße eine Öffnungsrate von 6-8 mm/Jahr (Abbildung 7.6). Dieses Ergebnis liegt damit nicht im Widerspruch zu seismologischen Beobachtungen in dieser Region, die ebenfalls eine Öffnungsrate von kleiner als 10 mm/Jahr bestätigen (Maurice u.a. 2003).

Die residuale Stationsbewegung der Station ELE1 (Gibbs-Insel) bezüglich der Antarktischen Platte erfolgt weitgehend konform mit den Stationen der Süd-Shetland-Inseln und legt die Vermutung einer einheitlichen Bewegung zwischen dem Elephant-Insel-Block und der Süd-Shetland-Mikroplatte nahe. Im Gegensatz dazu formulieren Smalley Jr. u.a. (2007) jedoch eine These, die eine einheitliche Bewegung zwischen dem Elephant-Insel-Block und der Scotia Platte beinhaltet und die sich auf GPS-Beobachtungen auf Elephant-Insel stützt. Ohne das hierfür ein Nachweis erbracht werden kann, ergibt sich daraus die Vermutung, dass sich Elephant-Insel und Gibbs-Insel nicht einheitlich bewegen und damit auch nicht zu einem gemeinsamen tektonischen Block gehören. Diese Möglichkeit wird durch die Darstellung der Shackleton Bruchzone zwischen beiden Inseln in Abbildung 2b in Smalley Jr. u.a. (2007) gestützt. Bezüglich der Süd-Orkney-Inseln schlussfolgern Smalley Jr. u.a. (2007) aus permanenten GPS-Beobachtungen, dass diese sich in einer Deformationszone befinden, was durch die vorliegende Analyse weder bestätigt noch widerlegt werden kann.

Die Kenntnis über die tektonische Aktivität in der Bransfieldstraße führt zu einer möglichen Erklärung der residualen Bewegungen der Stationen an der nördlichen Spitze der Antarktischen Halbinsel. Es ist denkbar, dass die Öffnung der Bransfieldstraße nicht nur zu einer Bewegung der Süd-Shetland-Inseln in nordwestlicher Richtung führt, sondern gleichzeitig tektonischen Druck auf die Antarktische Halbinsel ausübt. Diese Kraft könnte zu einer Rotation der nördlichen Spitze der Antarktischen Halbinsel führen. Für Abbildung 7.7 wurden die Stationen der nördlichen Antarktischen Halbinsel als eigener tektonischer Block aufgefasst und die Rotation dieses Blocks relativ zur Antarktischen Platte bestimmt. Der Rotationspol dieser Rotation ist in Abbildung 7.7 eingezeichnet und die numerischen Ergebnisse sind in Tabelle 7.5 zusammengestellt. Die Schätzung des Rotationspols ist noch mit einer großen Unsicherheit behaftet. Mit Ausnahme der IGS-Stationen OHIG und OHI2 (O'Higgins) wurden die Stationsgeschwindigkeiten aller Stationen aus nur 3 Jahren Beobachtungen der Jahre 1995-1998 bestimmt. Eine Wiederholungsmessung nach nun fast 15 Jahren würde eine zuverlässigere Bestimmung der horizontalen Stationsgeschwindigkeiten ermöglichen und die geodätische Quantifizierung des tektonischen Regimes in der Umgebung der Bransfieldstraße verbessern.

## 7.2 Vertikalbewegungen

Die vertikalen Krustendeformationen in der Antarktis können einerseits durch tektonische Vorgänge, andererseits durch veränderte Auflasten des Eisschildes verursacht werden (vgl. Abschnitt 2.2.2). Dabei überlagern sich beide Prozesse und können aus einer einzelnen Beobachtung nicht voneinander getrennt werden. Wie im vorangegangenen Abschnitt 7.1 erläutert wurde, verfügt die Antarktische Platte nur über sehr geringe tektonische Aktivität, so dass mit Ausnahme einzelner Regionen an den Plattenrändern für die meisten beobachteten



**Abbildung 7.7:** Schätzung des Eulerpols für die Punkte der nördlichen Antarktischen Halbinsel. Die blauen Vektoren zeigen die Residuen der Stationsgeschwindigkeiten zu diesem Plattenmodell. Zum Vergleich sind in rot die Residuen der Stationsgeschwindigkeiten zum Modell der Antarktischen Platte angegeben. Zusätzlich ist die Lage des linkshändigen Rotationspols des Halbinselblocks bezüglich der Antarktischen Platte dargestellt.

vertikalen Deformationen viskoelastische Ausgleichsbewegungen aufgrund sich verändernder Eismassenauflasten die Ursache sein dürften.

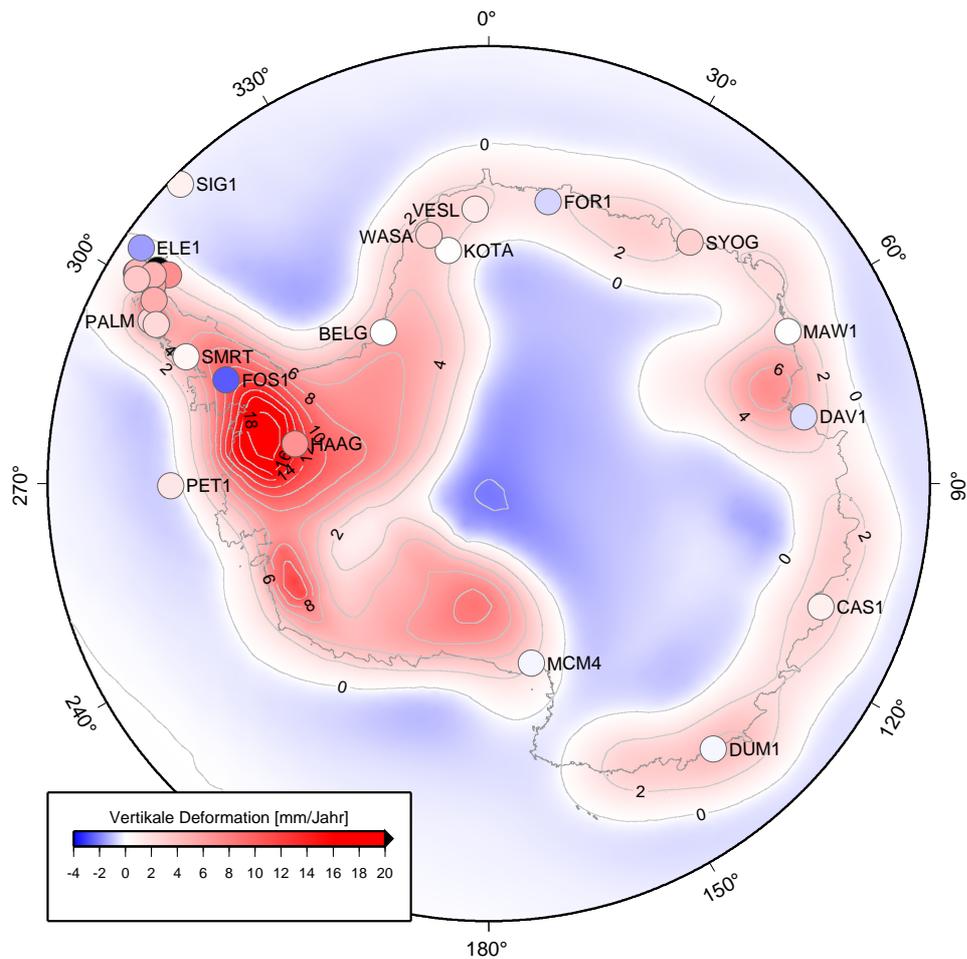
Aus Annahmen über die Eisgeschichte und den rheologischen Aufbau der Erdkruste und des oberen Erdmantels lassen sich Modelle der zu erwartenden vertikalen Krustendeformation berechnen (Abschnitt 2.2.2). Die Geodäsie erlaubt es, derartige Modelle mit beobachteten Vertikaldeformationen aus GPS-Messungen zu validieren. Die Modelle berücksichtigen jedoch keine rezenten Eismassenänderungen. Soweit keine Informationen über rezente Eismassenänderungen vorliegen, wie sie z.B. aus GRACE-Beobachtungen erhalten werden können (Horwath 2007), müssen diese Effekte in den Vergleichen vernachlässigt werden. Abbildung 7.8 zeigt die punktweise beobachteten Vertikalgeschwindigkeiten der Lösung PDR07ANT und die flächenhaft modellierte Erdkrustendeformation aus dem Modell IJ05 der Vereisungsgeschichte (Ivins und James 2005). Für die meisten Küstenregionen der Ostantarktis ist die modellierte Erdkrustendeformation klein und liegt zwischen -1 mm/Jahr und +2 mm/Jahr. Eine Ausnahme ist das Gebiet des Lambertgletschers zwischen den australischen Stationen MAW1 und DAV1, wo im Modell Krustendeformationen bis 6 mm/Jahr erreicht werden. Größere Deformationen zeigt das Modell im Bereich der Antarktischen Halbinsel (Abbildung 7.9). An der Wurzel der Antarktischen Halbinsel werden Deformationsraten bis 18 mm/Jahr vorhergesagt, während sie an der Spitze der Halbinsel zwischen 0 mm/Jahr und 8 mm/Jahr variieren. Außerdem prognostiziert das Modell Hebungsraten von bis zu 8 mm/Jahr westlich der Pine-Island Bay und im Marie-Byrd-Land in der Westantarktis.

Liegen die Vertikalgeschwindigkeiten aus dem Modell und aus GPS in verschiedenen Referenzrahmen vor, beinhalten die Differenzen zwischen beiden auch diesen Effekt. Für die Küstenregionen der Ostantarktis bestätigen dennoch die beobachteten Erdkrustendeformationen die Größenordnung die Werte des Modells gut. Die größten Abweichungen treten an der Station DAV1 (Davis, 66010M001) auf. Hier sagt das Modell eine Hebungsrate von 4 mm/Jahr voraus, während die GPS-Lösungen PDR07ANT eine Senkung von -0,5 mm/Jahr und PDR07 von sogar -2,1 mm/Jahr liefern. Für die Station BELG (Belgrano II, 66018M002) zeigt das Modell eine Vertikalrate von 4 mm/Jahr. Die Schätzung aus GPS beträgt 0,1 mm/Jahr für die Lösung PDR07ANT und 0,7 mm/Jahr für die Lösung PDR07.

An der Antarktischen Halbinsel ist die Dichte der mit GPS beobachteten Punkte größer (Abbildung 7.9). Die auffälligste Differenz zwischen modellierter und beobachteter Erdkrustendeformation besteht an der Station FOS1 (Fossil Bluff). Während die modellierte Vertikalgeschwindigkeit 10 mm/Jahr beträgt, wurde aus 4 Beobachtungsepochen zwischen 1995 und

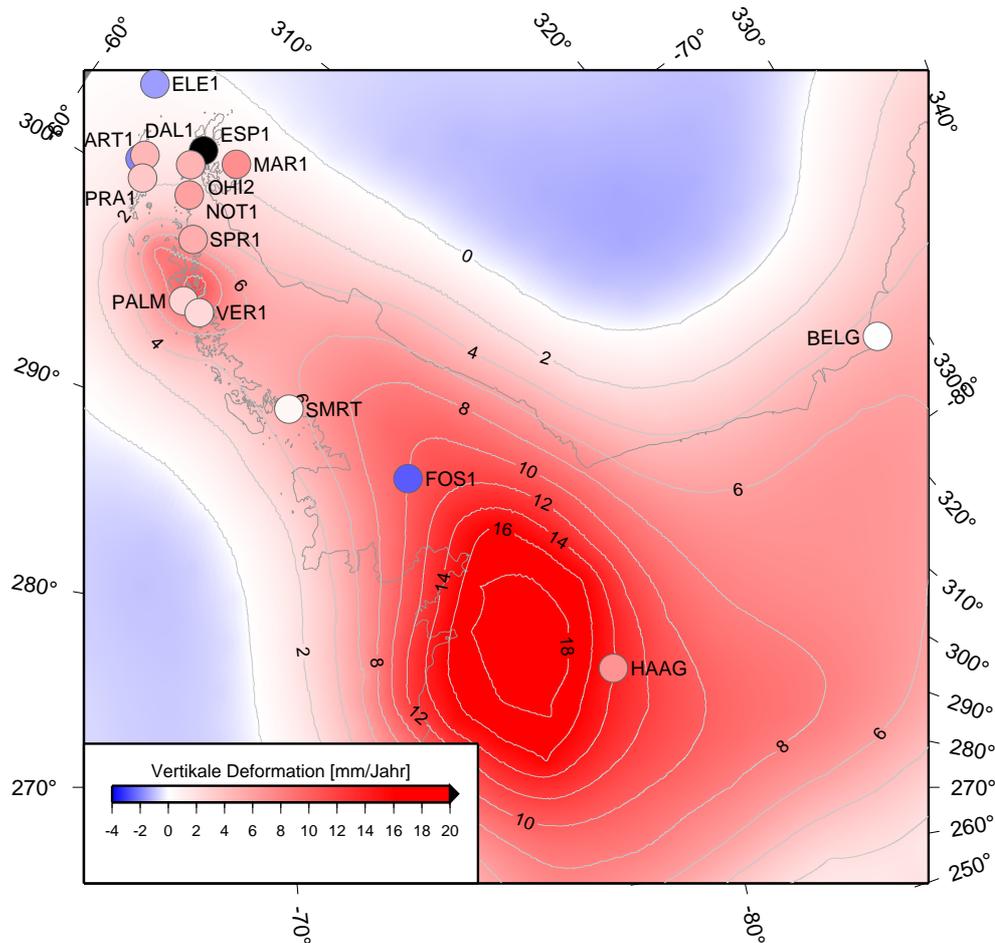
**Tabelle 7.5:** Plattenrotation des tektonischen Blocks nördliche Antarktische Halbinsel

absoluter Plattenrotationspol					
$\omega_X$	$\omega_Y$	$\omega_Z$	$\varphi$	$\lambda$	$\omega$
$\cdot 10^{-4}[\text{rad}/\text{Ma}]$	$\cdot 10^{-4}[\text{rad}/\text{Ma}]$	$\cdot 10^{-4}[\text{rad}/\text{Ma}]$	$[\text{°}]$	$[\text{°}]$	$[\text{°}]/\text{Ma}$
-19,72±9,50	1,06±15,29	72,97±36,03	74,9±7,5	176,9±42,8	0,43±0,21
relativer Plattenrotationspol (Halbinselblock relativ zur Antarktische Platte)					
$d\omega_X$	$d\omega_Y$	$d\omega_Z$	$\varphi$	$\lambda$	$\omega$
$\cdot 10^{-4}[\text{rad}/\text{Ma}]$	$\cdot 10^{-4}[\text{rad}/\text{Ma}]$	$\cdot 10^{-4}[\text{rad}/\text{Ma}]$	$[\text{°}]$	$[\text{°}]$	$[\text{°}]/\text{Ma}$
7,78±9,50	-15,36±15,29	-39,93±36,03	66,7±15,8	116,9±5,5	0,25±0,23



**Abbildung 7.8:** Vergleich der Vertikalgeschwindigkeiten aus der Lösung PDR07ANT (farbkodierte Kreise) und der modellierten vertikalen Krustendehformationen aus dem Modell IJ05 (Ivins und James 2005, flächenhafte Farbkodierung). Es wurden nur Stationen mit einer Beobachtungsdauer von mindestens 3 Jahren dargestellt.

2005 in der Lösung PDR07ANT eine Absenkung der Erdkruste von  $-2.6$  mm/Jahr beobachtet. Ob lokale Deformationen oder trotz sorgfältigen Vorgehens Fehler in der Bestimmung der Antennenexzentrizität oder Nahfeldeffekte durch Mehrwegeausbreitung Ursache für diese Abweichung sind, kann derzeit nicht mit Sicherheit gesagt werden. Eine Absenkung aufgrund veränderter Eisauflasten an dieser Station ist bei Betrachtung der durchweg positiven Hebungsraten in der Umgebung wenig wahrscheinlich. Die Station HAAG (Haag Nunatak) befindet sich nahe des modellierten Hebungsentrums. Das Modell sagt für diesen Punkt eine Vertikalrate von  $14$  mm/Jahr voraus, der eine Vertikalgeschwindigkeit von  $6,8$  mm/Jahr aus der Beobachtung zweier Epochen 1996 und 2006 gegenübersteht. Trotz der fehlenden Bestätigung durch eine dritte Beobachtungsepoche überschätzt das Modell hier möglicherweise die vertikale Deformation. Für die Station PALM (Palmer, 66005M001) und die benachbarte Station VER1 (Vernadsky) ergibt das Modell IJ05 eine Vertikalrate von  $6$  mm/Jahr. In der Lösung PDR07ANT werden für die Station PALM  $2,7$  mm/Jahr, für einen zweiten Fest-



**Abbildung 7.9:** Vergleich der Vertikalgeschwindigkeiten aus der Lösung PDR07ANT (farbkodierte Kreise) und der modellierten vertikalen Krustendehformationen aus dem Modell IJ05 (Ivins und James 2005, flächenhafte Farbkodierung) für die Antarktische Halbinsel. Es wurden nur Stationen mit einer Beobachtungsdauer von mindestens 3 Jahren dargestellt.

punkt PAL1, der über 3 Jahre zwischen 1995 und 1998 beobachtet wurde, 3,5 mm/Jahr und für VER1 2,4 mm/Jahr erhalten. Die Schätzung aus Permanentbeobachtungen in der Lösung PDR07 beträgt für die Station PALM 5,0 mm/Jahr. Zusammenfassend bestätigen die Beobachtungen dieser Punktgruppe unter Berücksichtigung der Genauigkeitsmaße das Modell. Für die Punkte der nördlichsten Spitze der Antarktischen Halbinsel prognostiziert das Modell von Nord nach Süd zunehmende Hebungsraten zwischen 1 mm/Jahr und 5 mm/Jahr. Mit Ausnahme der Station ESP1 (Esperanza, 20,6 mm/Jahr Hebungsrate aus 3 Beobachtungsepochen zwischen 1995 und 1998) sind beobachtete Vertikalraten und Modellvorhersagen im Rahmen der Genauigkeitsabschätzung konform. Aufgrund fehlender Punktdokumentation ist die Antennenhöhe der Beobachtungsepoche 1995 für ESP1 nur angenommen und möglicherweise fehlerhaft. Eine weitere Beobachtungsepoche an dieser Station könnte hier größere Klarheit schaffen. Für die Festpunkte der Station O'Higgins liefert PDR07ANT 5,7 mm/Jahr für OHIG, 4,8 mm/Jahr für OHI2 und 2,9 mm/Jahr für den nur in Kampagnen beobach-

teten Punkt OHG1. Die Vertikalgeschwindigkeiten im Referenzrahmen PDR07 betragen für OHIG 3,1 mm/Jahr und für OHI2 5,1 mm/Jahr. Diesen beobachteten Vertikalgeschwindigkeiten steht eine modellierte Hebungsrate von 1,5 mm/Jahr gegenüber. Während Modell und Beobachtung für SPR1 (Punta Spring, Modell: 5,5 mm/Jahr, PDR07ANT: 5,2 mm/Jahr) nahezu übereinstimmen, sind die beobachteten Hebungsraten für NOT1 (Notter Point, Modell: 2,3 mm/Jahr, PDR07ANT: 5,9 mm/Jahr) und MAR1 (Marambio, Modell: 1,2 mm/Jahr, PDR07ANT: 7,0 mm/Jahr) größer als die Modellwerte. Allerdings ist für alle diese Stationen zu bemerken, dass die geschätzten Vertikalgeschwindigkeiten auf nur 3 Jahren Beobachtungen zwischen 1995 und 1998 beruhen. Eine wiederholte Beobachtung dieser Stationen konnte mit einer Zeitbasis von nunmehr fast 15 Jahren deutlich belastbarere Ergebnisse der Hebungsraten liefern.

In der Zusammenschau zeigen die vertikalen Krustendeformationen aus GPS-Beobachtungen unter Berücksichtigung der hier erreichten Genauigkeiten eine gute Übereinstimmung mit dem glazialisostatischen Modell IJ05 (Ivins und James 2005). Die erläuterten Abweichungen betreffen im wesentlichen die Region des Lambertgletschers im Bereich der Stationen DAV1 und MAW1 und das Hebungszentrum an der Wurzel der Antarktischen Halbinsel. Hier scheint das Modell die Hebung etwas zu überschätzen.

## 8 Schlussfolgerungen und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wird mit dem globalen terrestrischen Referenzrahmen PDR07 eine Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems vorgestellt, die ausschließlich aus GPS-Beobachtungen abgeleitet wurde. Für diese Realisierung bilden homogen reprozessierte Beobachtungen von 1994 bis Ende 2007 in einem 206 Stationen umfassenden globalen Netz die Grundlage. Im Rahmen der Reprozessierung wurden einige wesentliche Modellverbesserungen in die Auswertestrategie implementiert, die vor allem die Berücksichtigung der Charakteristika der Sende- und Empfangsantennen mit einem absoluten Modell (siehe Abschnitt 4.5), die Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerung mit einer verbesserten Mappingfunktion und die Berücksichtigung der ionosphärischen Effekte höherer Ordnung (siehe Abschnitt 4.4) betreffen. Die Wirkung dieser Modellverbesserungen auf die geschätzten Parameter wurde in verschiedenen Untersuchungen nachgewiesen (z.B. Fritsche u.a. 2005; Vey u.a. 2006; Schmid u.a. 2007; Steigenberger u.a. 2007) und sie sollten standardmäßig für alle hochgenauen GPS-Anwendungen Anwendung finden. Innerhalb des IGS haben die Analysezentren in der GPS Woche 1400 (5. November 2006) einige wesentliche Modellverbesserungen eingeführt. So berücksichtigt zum Beispiel das IGS-Analysezentrum CODE nun unter anderem die absolute Modellierung der Antennenphasenzentren und eine verbesserte Modellierung der troposphärischen Laufzeitverzögerung auf Basis eines numerischen Wettermodells<sup>1</sup>.

Im einführenden Kapitel wurden einige Fragekomplexe formuliert, die mit Hilfe der vorliegenden Arbeit beantwortet werden sollen. Diese Fragen und die gewonnenen Erkenntnisse werden nachfolgend zusammengefasst:

- *Welches Potenzial hat GPS für die Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems? Welche notwendigen Schritte ergeben sich daraus für die verbesserte Realisierung des ITRS hinsichtlich*
  - *der Parametrisierung von GPS-Lösungen?*
  - *der Kombination mit anderen Raumverfahren?*

Als dynamisches Satellitenverfahren ist GPS prinzipiell in der Lage, den Ursprung eines terrestrischen Referenzsystems im Massezentrum des Systems Erde (CM-System) zu realisieren. Voraussetzung dafür ist die gemeinsame Ausgleichung der Satellitenbahnen und der Koordinaten global verteilter Beobachtungsstationen. Bei der Betrachtung langer Zeitskalen konnte für das mit einer einheitlichen Strategie ausgewertete globale GPS-Netz gezeigt werden, dass bereits 8 Jahre Beobachtungen ausreichend sind, um die Realisierung des Ursprungs in einem Genauigkeitsniveau von besser als 5 mm sicherzustellen. In kürzeren Zeiträumen ist die Genauigkeit der Ursprungsrealisierung aus GPS geringer. Aus den Beobachtungen einer Wochenlösungen kann der Koordinatenursprung in den Komponenten X und Y mit einer Genauigkeit von besser als

---

<sup>1</sup>siehe IGS-Mail 5518

---

1 cm und für die Z-Komponente mit 2-3 cm realisiert werden. Im kurzzeitlichen Bereich dürften die Orbitmodellierung und die für die Z-Komponente ungünstigere Beobachtungsgeometrie die wesentlichen genauigkeitslimitierenden Faktoren sein (Urschl u.a. 2005; Hugentobler u.a. 2005b). Da die Korrekturen der Charakteristika von Sende- und Empfangsantennen Maßstabsinformationen enthalten, eignen sich GPS-Beobachtungen zwar nicht für die absolute Bestimmung des Netzmaßstabes, sie sind jedoch unter der Annahme unveränderter Satellitenkonstellation bezüglich seiner relativen Änderungen sensitiv. Aus 8 Jahren Beobachtungen eines globalen Netzes ist der Netzmaßstab mit besser als 0,2 ppb bestimmt. Dies entspricht einer Änderung der ellipsoidischen Höhe aller Stationen um ca. 1,3 mm. Aus den Beobachtungen einer Wochenlösung lässt sich der Netzmaßstab mit einer Genauigkeit von besser als 0,5 ppb realisieren.

Auch im Vergleich mit anderen Realisierungen des ITRS, insbesondere mit den Kombinationslösungen des ITRF zeigt sich, dass die ausschließlich auf globalen GPS-Beobachtungen basierende Ursprungsrealisierung der auf Laserbeobachtungen beruhenden Lösung des ITRF hinsichtlich Genauigkeit und Stabilität ebenbürtig ist. Daraus ergibt sich die Forderung, dass für zukünftige Kombinationslösungen des IERS die Ursprungsinformation aus GPS genutzt werden sollte. Für die rigorose Kombination verschiedener geodätischer Raumverfahren zu einem Referenzrahmen müssen die relativen Gewichte der einzelnen Verfahren untereinander in geeigneter Weise festgelegt werden. Dies ist insbesondere für die Bestimmung globaler Parameter wie den Datumparametern Ursprung und Maßstab oder auch der Erdrotationsparameter von Bedeutung. Das Gewicht eines einzelnen Beobachtungsverfahrens in der kombinierten Lösung sollte seinem tatsächlichen Genauigkeitspotenzial in der Bestimmung der unbekannt Parameter entsprechen.

Bei der GPS-Datenanalyse ist es schwierig, belastbare Fehlermaße für die abgeleiteten unbekannt Parameter zu finden. Aufgrund erheblicher Korrelationen zwischen den Beobachtungen sind die berechneten formalen Fehlermaße der Ausgleichung zu optimistisch und daher für eine realistische Genauigkeitsabschätzung ungeeignet. In der vorliegenden Arbeit wurde mit verschiedenen Analysen versucht, das Genauigkeitsniveau der Referenzsystemrealisierung qualitativ zu erfassen. Hinzu kommt, dass die erreichten Genauigkeiten von verschiedenen stationsspezifischen Faktoren abhängen, wie z.B. geografische Lage, Länge der Beobachtungszeitreihen oder Eigenschaften der unmittelbaren Stationsumgebung. So bewirkt die höhere Stationsdichte in Europa und Nordamerika eine Bestanpassung dieser Stationen im Sinne der kleinsten Quadrate und führt damit zu kleineren Residuen als in Regionen der Erde mit geringerer Stationsdichte. Trotz dieser Einschränkungen kann die Genauigkeit einer Stationsposition im PDR07 mit besser als 5 mm für die Lagekomponenten und mit besser als 10 mm für die Höhenkomponente angegeben werden. Die Genauigkeit der linearen Stationsgeschwindigkeiten erreicht für Stationen mit einer Mindestbeobachtungsdauer von 5 Jahren 1 mm/Jahr für die Horizontalkomponenten und 2-3 mm/Jahr für die Vertikalkomponenten.

Die Interpretation nichtlinearer geodynamischer Prozesse beruht vor allem auf der Analyse von Zeitreihen der Stationskoordinaten. Für die Ableitung dieser Zeitreihen werden, wie in Abschnitt 5.3.5 erläutert, die Residuen der einzelnen Tageslösungen bezüglich der mittleren Langzeitlösung des geschätzten Referenzrahmens PDR07 genutzt. Zur Realisierung des geodätischen Datums auf Tagesniveau werden zusätzliche Be-

dingungen eingeführt, die im Sinne der kleinsten Quadrate eine Netztranslation und Netzrotation dieser Lösung bezüglich des PDR07 verhindern. In Abschnitt 5.3.5 wurde dargelegt, dass ein derartiges Vorgehen die Interpretierbarkeit der erhaltenen Stationszeitreihen erschwert, indem die darin enthaltene geophysikalische Information verwischt wird (Fritsche u.a. 2008b). Die Erweiterung des Referenzrahmens um die in Kugelflächenfunktionen niedrigen Grades abgebildeten Deformationsmuster erlaubt es bereits, einen Teil der auflastbedingten Stationsdeformationen im Ausgleichungsansatz zu berücksichtigen. Allerdings hätte eine Verkürzung des Intervalls von derzeit 4 Wochen eine deutliche Vergrößerung der Parameteranzahl zur Folge. Gleichzeitig ist die Bestimmung weiterer Grade der Kugelflächenfunktionsentwicklung durch die räumliche Dichte des Stationsnetzes limitiert. Insbesondere die Ozeane stellen hierfür ein großes Problem dar, das durch die Hinzunahme von Beobachtungen mit Drucksensoren am Ozeanboden behoben werden könnte (van Dam u.a. 1997). Dennoch sollten auch bei der Bestimmung von Kombinationslösungen wie dem ITRF auflastbedingte Deformationen aus allen geodätischen Raumverfahren in der Parametrisierung berücksichtigt werden. Eine weitere Verbesserung zur Umgehung dieses Effektes könnte durch die sogenannte „remove-compute-restore“-Technik (RCR-Technik) erreicht werden, wie sie auch aus der regionalen Geoidberechnung bekannt ist (z.B. Scheinert u.a. 2008). Nach dieser Technik sind die bekannten geophysikalischen Anteile der Positionsvariationen, wie sie z.B. aus Modellen berechnet werden können, vor Anbringen der NNR- bzw. NNT-Bedingungsgleichungen von den Zeitreihen zu subtrahieren (Remove-Schritt). Nach der Ausgleichung des Netzes können die abgezogenen Modellanteile den erhaltenen Zeitreihen wieder hinzugefügt werden (Restore-Schritt). Dieses Verfahren findet in der Auswertung von GNSS-Daten bereits verbreitet Anwendung. Effekte der Festerdegezeiten oder der Ozeangezeitenauflasten werden als Korrekturen in der Datenanalyse berücksichtigt, auch wenn diese Effekte in der Regel nach der Ausgleichung den Zeitreihen der Stationskoordinaten nicht wieder hinzugefügt werden. Die wesentlichen bisher in der Analyse globaler GNSS-Daten unberücksichtigt gebliebenen Modellanteile betreffen die Auflastdeformationen der Atmosphäre und der kontinentalen Hydrologie. Zukünftig sollten die aus numerischen Wetter- und Hydrologiemodellen abgeleiteten Deformationen als Korrekturen in der Auswertung berücksichtigt werden. Für die Bereitstellung der Stationszeitreihen kann es dann dem Anwender überlassen bleiben, welche geophysikalischen Effekte im Restore-Schritt wieder rekonstruiert werden.

- *Wie lässt sich ein globales Referenzsystem optimal in einem regionalen GPS-Netz realisieren? Welche optimalen Beobachtungsstrategien ergeben sich hinsichtlich der Realisierung des globalen Referenzsystems am Beispiel der Antarktis?*

Die Untersuchungen zur Realisierung des ITRS in einem regionalen Netz der Antarktis haben vor allem die Bedeutung einer einheitlichen Reprozessierung für die verwendeten Produkte, wie Satellitenbahnen und Erdrotationsparameter, gezeigt. Die Lösung ANTIGS, für die Satellitenbahnen und Erdrotationsparameter verwendet wurden, die nicht einer einheitlichen Reprozessierung entstammen, weicht an den untersuchten IGS-Stationen stark von der globalen Lösung ab. Für alle regionalen Lösungen sollten daher einheitlich reprozessierte Produkte verwendet werden. Auch innerhalb des IGS gibt es Aktivitäten zur Reprozessierung des IGS-Netzes, so dass in Zukunft auch offizielle Pro-

---

dukte des IGS aus einer homogenen Reanalyse verfügbar sein werden (Steigenberger u.a. 2006a).

Die rigorose Kombination der Parameter zwischen globaler Lösung und einer in Beobachtungskampagnen vermessenen regionaler Verdichtung auf Normalgleichungsebene führte für die in dieser Arbeit betrachteten linearen Bewegungsraten zu keinen wesentlichen Verbesserungen gegenüber der separaten Lösung des regionalen Netzes und der ausschließlichen Berücksichtigung der NNR- und NNT-Bedingungen. Dennoch ist nur durch die rigorose Kombination aller Parameter eine maximale Homogenität zu erreichen. Dies dürfte vor allem dann Bedeutung erlangen, wenn die Verdichtungsnetze ebenfalls permanent beobachtet werden. Als Beispiel sei an dieser Stelle das europäische permanente GNSS-Netz (EUREF permanent network, EPN) genannt (Bruyninx 2004). Insbesondere für die Bestimmung täglicher Parameter, wie Stationspositionen und die Ableitung von Stationskoordinatenzeitreihen, dürfte eine rigorose Kombination und gesamte Ausgleichung aller unbekannt Parameter deutliche Vorteile bringen. In der vorliegenden Arbeit nicht betrachtet wurde die rigorose Kombination weiterer globaler Parameter zwischen globaler Lösung und regionaler Verdichtung, wie Satellitenbahnen und Erdrotationsparameter. Dies würde zu einer neuen Realisierung der Datumparameter Koordinatenursprung, Orientierung und Maßstab des terrestrischen Referenzsystems führen.

Gerade in der Antarktis existiert eine Vielzahl kleinerer GPS-Netze, die der Erforschung verschiedener geodynamischer Fragestellungen dienen, wie z.B. das Victoria Land Network for Deformation control (VLNDEF, Capra u.a. 2008), das Australian Antarctic Geodetic Network (AAGN, Johnston u.a. 2008), das Transantarctic Mountains Deformation Network (TAMDEF, Willis 2007) oder das West Antarctic GPS Network (WAGN). Das Projekt Polar Earth Observing Network (POLENET) verfolgt zum Internationalen Polarjahr 2007-2009 das Ziel, die Dichte an geophysikalischen Beobachtungsstationen in den Polargebieten zu verbessern<sup>2</sup>. In diesem Zusammenhang werden eine Vielzahl von GNSS- und Seismometerstationen in den Polargebieten installiert. Die Verknüpfung der GNSS-Netze in der Antarktis in einem einheitlichen Referenzrahmen und die Ableitung eines homogenen Deformationsfeldes würde den geowissenschaftlichen Kenntnisstand in hervorragender Weise verbessern und sollte daher ein Ziel internationaler Zusammenarbeit sein.

- *Welches Potenzial haben Kampagnenbeobachtungen im Vergleich zu Permanentmessungen? Welche Schlussfolgerungen lassen sich daraus für Kampagnenbeobachtungen ziehen?*

Der technologische Fortschritt in den letzten Jahren vor allem auf den Gebieten der autonomen Energiegewinnung und der Datenkommunikation erlaubt es zunehmend, auch in logistisch schwierigen Gebieten wie den Polargebieten permanent beobachtende GNSS-Stationen autonom zu betreiben (z.B. Eberlein u.a. 2006; Willis 2008). Dennoch werden Kampagnenmessungen auch in den kommenden Jahren eine bedeutende Rolle bei der Beantwortung geodynamischer Fragestellungen spielen. Es liegt auf der Hand, dass mit Kampagnenmessungen vor allem lineare Veränderungen erfasst werden können. Aber auch plötzliche Punktverschiebungen, die zeitlich einem bestimmten Ereignis zugeordnet werden können, z.B. ein Erdbeben, lassen sich in Messkampagnen beobach-

---

<sup>2</sup><http://www.polenet.org> (letzter Zugriff 09.10.2008)

ten. Viele interessierende geodynamische Sachverhalte, z.B. die in der Arbeit behandelten Prozesse der Plattentektonik oder des glazialisostatischen Ausgleichs, weisen einen linearen Verlauf auf und lassen sich daher gut mit Kampagnenbeobachtungen erfassen. Allerdings sind diese linearen geophysikalischen Prozesse von nichtlinearen Prozessen, z.B. der Krustendeformation aufgrund variabler Auflasten, überlagert.

An die Durchführung von Kampagnenbeobachtungen mit höchsten Genauigkeitsansprüchen lassen sich einige Forderungen formulieren:

- (1) Einsatz identischer Empfängerhardware für alle Beobachtungsepochen  
Wie in Abbildung 5.9 dargestellt, können Änderungen der Empfängerhardware zu Sprüngen in den Stationszeitreihen von bis zu einigen Zentimetern führen. Um Effekte aufgrund unterschiedlicher Hardware zu minimieren, sollte der Stationsaufbau (Empfänger, Antenne, Radom) für jede Beobachtungsepoche identisch erfolgen. Ergibt sich die Notwendigkeit der Nutzung anderer Hardware, können Sprünge in den geschätzten Koordinaten nicht ausgeschlossen werden. In diesen Fällen sollte zu jeder Hardwarekonfiguration wenigstens eine zweite Beobachtungsepoche vorliegen. Außerdem kann eine individuelle, absolute Kalibrierung aller auf einer Station eingesetzten Antennen helfen, deren Einfluss auf die Stationspositionen zu verringern.

Obwohl nach guter geodätischer Praxis selbstverständlich, soll an dieser Stelle noch einmal auf die zwingende Notwendigkeit einer sorgfältigen Dokumentation aller geodätischen Messungen hingewiesen werden. Fehlerhaft bestimmte Antennenhöhen oder falsche Angaben zur genutzten Empfängerhardware in den Beobachtungsprotokollen können in der Datenanalyse gar nicht oder nur sehr schwer aufgedeckt werden.

- (2) Verwendung einer Zwangszentrierung  
Um die exakt identische Position der Antenne bei Neubesetzung der Station zu erreichen, sollte eine Zwangszentrierung verwendet werden. Da die Zentrierengenauigkeit bei Stativbeobachtungen im Vergleich zu Zwangszentrierungen geringer ist, sind diese nach Möglichkeit zu vermeiden.
- (3) Beobachtung zur gleichen Epoche im Jahr  
Die dominierende Periode der auflastbedingten Deformationen besitzt die Länge eines Jahres. Aus diesem Grunde ist es für die Ableitung langzeitlicher linearer Trends sinnvoll, die Beobachtungskampagnen immer zur gleichen Zeit im Jahr durchzuführen. Zusätzlich kann die Berücksichtigung globaler Deformationsmuster, wie sie für PDR07 bestimmt wurden, oder die Berücksichtigung von Korrekturtermen aus geophysikalischen Modellen (siehe oben) in der Datenauswertung helfen, den Einfluss derartiger Deformationen auf die Schätzung der linearen Geschwindigkeiten zu reduzieren.

Bei Berücksichtigung dieser Forderungen können aus Kampagnenbeobachtungen über einen Zeitraum von 7 Jahren lineare Stationsgeschwindigkeiten mit einer Genauigkeit von 1 mm/Jahr in der Horizontal- und 2-3 mm/Jahr in der Vertikalkomponente abgeleitet werden.

- Welche geodynamischen Erkenntnisse lassen sich aus 12 Jahren GPS-Beobachtungen in der Antarktis gewinnen?

---

Hinsichtlich der horizontalen Bewegungen bestätigen die Ergebnisse aus 12 Jahren GPS-Beobachtungen in der Antarktis die Stabilität der Antarktischen Kontinentalplatte. Dies schließt die Inseln der Kerguelen und die Peter I. Insel vor der Antarktischen Küste ein, die sich mit der Antarktischen Platte konform bewegen. Die relativen Punktverschiebungen betragen für die meisten Punktpaare weniger als 1 mm/Jahr und übersteigen nicht 2 mm/Jahr. Die Bransfieldstraße zwischen der nördlichen Antarktischen Halbinsel und den vorgelagerten Süd-Shetland-Inseln ist eine Spreizungszone, die sich mit einer Rate von 7 mm/Jahr öffnet. Gibbs-Insel bewegt sich konform mit den Süd-Shetland-Inseln. Die Beobachtung einer konformen Bewegung der Gibbs-Insel direkt benachbarten Elephant-Insel mit der Scotia Platte durch Smalley Jr. u.a. (2007) lassen vermuten, dass zwischen Gibbs-Insel und Elephant-Insel eine tektonische Störung existiert. Zwischen der an der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel gelegenen Station O'Higgins und der Station SANAE IV der Ostantarktis verringert sich die sphärische Distanz um 3,2 mm/Jahr. Als Grund für diese Bewegung lässt sich eine ostwärts gerichtete Drehung der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel modellieren, die ihre Ursache in den Spreizungsprozessen in der Bransfieldstraße haben könnte. Die relative Rotation der Spitze der Antarktischen Halbinsel bezüglich der Antarktischen Kontinentalplatte wird mit 0,25 Grad/Ma um einen Rotationspol bei 66,7°S und 63,1°W geschätzt.

Hinsichtlich der vertikalen Stationsbewegungen zeigen sich für die Küstenstationen der Ostantarktis nur geringe Beträge in den Bewegungsraten von nicht mehr als 1 mm/Jahr. Die einzigen Ausnahmen betreffen die Stationen SYOG (Syowa) mit einer Vertikalrate von 3,0 mm/Jahr und VESL (SANAE IV) mit einer Bewegungsrate von 1,4 mm/Jahr. Unter Berücksichtigung einer Genauigkeitsabschätzung für diese Bewegungen von 2-3 mm/Jahr kann für die Küstenregionen der Ostantarktis keine isostatische Unausgeglichenheit nachgewiesen werden. Die Stationen der Antarktischen Halbinsel beobachten signifikante Hebungsraten von bis zu 6,8 mm/Jahr an der Station HAAG (Haag Nunatak) an der Wurzel der Antarktischen Halbinsel. Die Stationen an der nördlichen Spitze der Antarktischen Halbinsel beobachten vertikale Deformationen von bis zu 7,0 mm/Jahr. Diese Rate nimmt nach Süden ab und beträgt an der Station in SMRT (San Martín) nur noch 0,6 mm/Jahr, bevor sie an der Wurzel der Antarktischen Halbinsel (Station HAAG, siehe oben) ein weiteres Maximum erreicht. Die Beobachtungen bestätigen, dass die Antarktische Halbinsel isostatisch unausgeglichen ist. Wie spektakuläre Ereignisse wie der Zusammenbruch des Larsen-Schelfeises (Shepherd u.a. 2003) zeigen, gehört die Antarktische Halbinsel zu den Regionen der Erde, die besonders sensitiv auf globale Klimaveränderungen reagieren. Sie stellt damit einen besonders lohnenden Forschungsgegenstand für die Zukunft dar.

Die beobachteten Vertikalraten der GPS-Stationen lassen sich modellierten Erdkrustendeformationen gegenüberstellen. Im Rahmen der Genauigkeiten stimmen für das Modell IJ05 (Ivins und James 2005) modellierte und beobachtete Vertikalraten in der Ostantarktis überein. An der Wurzel der Antarktischen Halbinsel scheint das Modell IJ05 vertikale Deformation um bis zu einem Faktor 2 zu überschätzen. Allerdings wurde in diesem Gebiet nur ein einzelner Punkt zu nur zwei Beobachtungsepochen bestimmt, so dass diese Aussage durch weitere Messungen bestätigt werden muss. An der nördlichen Spitze der Antarktischen Halbinsel ist die Dichte an Beobachtungsstationen besser. Hier neigt das Modell zur Unterschätzung der vertikalen Erdkrustendeformation: Wäh-

rend das Modell für diese Region 1-4 mm/Jahr Vertikaldeformation vorhersagt, liegen die beobachteten Deformationen bei 4,5-7,0 mm/Jahr. Neben der dominierenden vertikalen Komponente beinhaltet die Erdkrustendeformation aufgrund glazialisostatischer Ausgleichsvorgänge auch eine horizontale Komponente, die in ihrer Magnitude jedoch deutlich kleiner ist. Allerdings limitieren viele Fehlereinflüsse in der GPS-Auswertung gerade die Genauigkeit der Vertikalgeschwindigkeiten, so dass es lohnend ist, auch die horizontalen glazialisostatisch bedingten Deformationen in der Antarktis mit GPS zu validieren.

Die letzten Beobachtungen vieler Stationen liegen bereits recht lange zurück. Dies betrifft vor allem jene Stationen, die im Rahmen des Geodätischen Antarktisprojektes 1995 und 1998 beobachtet wurden (Dietrich 1996; Dietrich 2000). Eine Wiederholungsmessung dieser Punkte würde die Bestimmung der Stationsgeschwindigkeiten aus einem Zeitraum von 15 Jahren ermöglichen und somit die Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Ergebnisse deutlich verbessern.

In den kommenden Jahren wird die Satellitennavigation einen weiteren Aufschwung erfahren. Mit dem kompletten Ausbau aller geplanten GNSS wie GLONASS, GALILEO, Compass und der Modernisierung von GPS werden in Zukunft mehr als 100 Satelliten auch für geodätische Anwendungen zur Verfügung stehen. Die konsistente Nutzung all dieser Beobachtungen in Verbindung mit den weiteren erdbeobachtenden Verfahren, wie Schwerefeldmissionen, Altimetermissionen sowie den Verfahren zur Beobachtung der Orientierung der Erde im Raum ist eine der Hauptaufgaben der Geodäsie in der nächsten Zukunft. Innerhalb des Global Geodetic Observing System (GGOS) bilden Referenzsysteme und ihre Realisierungen dafür das Rückgrat und die wesentliche Voraussetzung für ein Monitoring der Erde mit höchsten Genauigkeitsansprüchen.



# Literaturverzeichnis

- Agnew, D. C. und K. M. Larson (2007). Finding the repeat times of the GPS constellation. *GPS Solutions* 11(1), 71–76. doi:10.1007/s10291-006-0038-4.
- Airy, G. B. (1855). On the computation of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys. *Philos. Trans. R. Soc. London* 145, 101–115.
- Allinson, C. R., P. J. Clarke, S. J. Edwards, M. A. King, T. F. Baker und P. R. Cruddace (2004). Stability of direct GPS estimates of ocean tide loading. *Geophysical Research Letters* 31, L15603, doi:10.1029/2004GL020588.
- Altamimi, Z., C. Boucher und P. Willis (2005). Terrestrial reference frame requirements within GGOS perspective. *Journal of Geodynamics* 40(4-5), 363–374.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt und C. Boucher (2007). ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth orientation parameters. *Journal of Geophysical Research* 112. B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Altamimi, Z., P. Sillard und C. Boucher (2002). ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research* 107(B10). 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Anderson, J. B., S. S. Shipp, A. L. Lowe, J. Smith Weller und A. B. Mosola (2002). The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews* 21, 49–70.
- Angermann, D., H. Drewes, M. Kügel, B. Meisel, M. Gerstl, R. Kelm, H. Müller, W. Seemüller und V. Tesmer (2004). *ITRS Combination Center at DGFI: A Terrestrial Reference Frame Realization 2003*. Band 313 in Reihe B. Deutsche Geodätische Kommission.
- Angermann, D., R. Kelm, M. Krügel, B. Meisel, H. Müller, V. Tesmer, D. Thaller und R. Dill (2006). Towards a Rigorous Combination of Space Geodetic Observations for IERS Product Generation. In J. Flury, R. Rummel, C. Reigber, M. Rothacher, G. Boedecker und U. Schreiber (Hrsg.): *Observation of the Earth System from Space*, S. 373–387. Springer. doi:10.1007/3-540-29522-4.
- Argus, D. F. und M. B. Heflin (1995). Plate Motion and Crustal Deformation Estimated With Geodetic Data From the Global Positioning System. *Geophysical Research Letters* 22(15), 1973–1976.
- Argus, D. F., W. R. Peltier und M. W. Watkins (1999). Glacial isostatic adjustment observed using very long baseline interferometry and satellite laser ranging geodesy. *Journal of Geophysical Research* 104(B12), 29077–29093.
- Arias, E. F., P. Charlot, M. Feissel und J.-F. Lestrade (1995). The extragalactic reference system of the International Earth Rotation Service, ICRS. *Astronomy and Astrophysics* 303, 604–608.
- Baker, T. F. und M. S. Bos (2003). Validating Earth and ocean tide models using tidal gravity measurements. *Geophysical Journal International* 152, 468–485.
- Basu, S., E. Mackenzie und S. Basu (1988). Ionosphere Constraints on VHF/UHF communication links during solar maximum and minimum periods. *Radio Science* 23, 363–378.
- Bergstrand, S., H.-G. Scherneck, G. A. Milne und J. M. Johansson (2005). Upper mantle viscosity from continuous GPS baselines in Fennoscandia. *Journal of Geodynamics* 39, 91–109, doi:10.1016/j.jog.2004.08.004.
- Beutler, G., E. Brockmann, W. Gurtner, U. Hugentobler, L. Mervart und M. Rothacher (1994). Extended orbit modeling techniques at the CODE Processing Center of the International GPS Service (IGS): Theory and initial results. *Manuscripta Geodaetica* 19, 367–386.
- Bevis, M., D. Alsdorf, E. Kendrick, L. P. Fortes, B. Forsberg, R. Smalley Jr. und J. Becker (2005). Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response. *Geophysical Research Letters* 32, L16308, doi:10.1029/2005GL023491.
- Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. R. Rocken, A. Anthes und R. H. Ware (1992). GPS Meteorology: Remote Sensing of the Atmospheric Water Vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research* 97(D14), 15,787–15,801.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252.

- Blewitt, G. (2003). Self-consistency in reference frames, geocenter definition, and surface loading of the solid Earth. *Journal of Geophysical Research* 108(B2), 2103, doi:10.1029/2002JB002082.
- Blewitt, G., Y. Bock und J. Kouba (1994). Constraining the IGS Polyhedron by Distributed Processing. In J. F. Zumberge und R. Liu (Hrsg.): *Densification of ITRF through Regional GPS Networks*. S. 21–37. IGS Central Bureau, JPL, Pasadena, USA.
- Blewitt, G., M. B. Heflin, F. H. Webb, U. J. Linqwister und R. P. Malla (1992). Global coordinates with centimeter accuracy in the International Terrestrial Reference Frame using GPS. *Geophysical Research Letters* 19(9), 853–856.
- Blewitt, G., R. S. Kowar und P. B. H. Davies (1998). Globally consistent rigid plate motion: Fiducial-free Euler vector estimation. In J. M. Dow, J. Kouba und T. Springer (Hrsg.): *Proceedings IGS 1998 Analysis Center Workshop*. S. 191–202. ESA/ESOC, Darmstadt, Germany.
- Blewitt, G., D. Lavallée, P. Clarke und K. Nurutdinov (2001). A New Global Mode of Earth Deformation: Seasonal Cycle Detected. *Science* 294, 2342–2345.
- Boehm, J., A. Niell, P. Tregoning und H. Schuh (2006). Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters* 33, L07304, doi:10.1029/2005GL025546.
- Boehm, J. und H. Schuh (2004). Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letters* 31, L01603, doi:10.1029/2003GL018984.
- Boehm, J., B. Werl und H. Schuh (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research* 111, B02406, doi:10.1029/2005JB003629.
- Bos, M. S. und H. G. Scherneck (2007). Free ocean tide loading provider. <http://www.oso.chalmers.se/~loading>.
- Boucher, C. (2001). *Encyclopedia of Astronomy and Astrophysics*, Kapitel Terrestrial coordinate systems and frames, S. 3289–3292. Nature Publishing Group, and Bristol: Institute of Physics Publishing. Version 1.0.
- Bouillé, F., A. Cazenave, J. M. Lemoine und J. F. Crétaux (2000). Geocentre motion from the DORIS space system and laser data to the Lageos satellites: comparison with surface loading data. *Geophysical Journal International* 143(1), 71–83.
- Bouin, M.-N. und C. Vigny (2000). New constraints on Antarctic plate motion and deformation from GPS data. *Journal of Geophysical Research* 105(B12), 28279–28293.
- Brockmann, E. (1997). *Combination of solutions for geodetic and geodynamic applications of the Global Positioning System (GPS)* Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 55. Schweizerische Geodätische Kommission.
- Bruyninx, C. (2004). The EUREF Permanent Network: a multi-disciplinary network serving surveyors as well as scientists. *GeoInformatics* 7, 32–35.
- Cande, S. C., J. M. Stock, R. D. Müller und T. Ishihara (2000). Cenozoic motion between East and West Antarctica. *Nature* 404, 145–150.
- Capra, A., M. Dubbini, A. Galeandro, L. Gusella, A. Zanutta, G. Casula, M. Negusini, L. Vittuari, P. Sarti, F. Mancini, S. Gandolfi, M. Montaguti und G. Bitelli (2008). *VLNDEF project for geodetic infrastructure definition of Northern Victoria Land, Antarctica*, S. 37–72. Springer. Berlin, Heidelberg.
- Captaine, N., D. Gambis, D. D. McCarthy, G. Petit, J. Ray, B. Richter und M. R. and (Hrsg.) (2002). *Proceedings of the IERS Workshop on the Implementation of the New IAU Resolutions*. IERS, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main. IERS Technical Note Nr. 29.
- Chen, J. (2005). Global mass balance and the length-of-day variation. *Journal of Geophysical Research* 110, B08404, doi:10.1029/2004JB003474.
- Chen, J. L. und C. R. Wilson (2008). Low degree gravity changes from GRACE, Earth rotation, geophysical models, and satellite laser ranging. *Journal of Geophysical Research* 113, B06402, doi:10.1029/2007JB005397.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, R. J. Eanes und R. S. Nerem (1999). Geophysical interpretation of observed geocenter variations. *Journal of Geophysical Research* 104(B2), 2683–2690. doi:10.1029/1998JB900019.
- Cheng, M. K. (1999). Geocenter variations from analysis of TOPEX/ POSEIDON SLR data. In *IERS Analysis Campaign to Investigate Motions of the Geocenter*, IERS Technical Note Nr. 25, S. 39–44. Observatoire de Paris, Paris.
- Crétaux, J.-F., L. Soudarin, J. M. Davidson, M.-C. Gennero, M. Bergé-Nguyen und A. Cazenave (2002). Seasonal and interannual geocenter motion from SLR and DORIS measurements: Comparison with surface loading data. *Journal of Geophysical Research* 107(B12), 2374, doi:10.1029/2002JB001820.
- Czopek, F. M. und S. Shollenberger (1993). Description and performance of the GPS Block I and II L-Band

- antenna and link budget. In *Proc ION-GPS93*. S. 37–43. The Institute of Navigation, Salt Lake City.
- Dach, R. und R. Dietrich (2000). Influence of the ocean loading effect on GPS derived precipitable water vapor. *Geophysical Research Letters* 27(18), 2953 – 2958.
- Dach, R. und R. Dietrich (2001). The Ocean Loading Effect in the GPS Analysis: A Case Study in the Antarctic Peninsula Region. *Marine Geodesy* 24(1), 13–25.
- Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez und M. Meindl (Hrsg.) (2007). *Bernese GPS Software Version 5.0*. Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz.
- Dalziel, I. und D. Elliot (1982). West Antarctica: Problem child of Gondwanaland. *Tectonics* 1(1), 3–19.
- 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), 1003–1018.
- 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), 1593–1607.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus und S. Stein (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425–478.
- DeMets, 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), 2191–2194.
- Dietrich, R. (1988). *Untersuchungen zur Nutzung künstlicher Erdsatelliten für die geodätische Koordinatenbestimmung*. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Band 96. Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Potsdam.
- Dietrich, R. (Hrsg.) (1996). *The Geodetic Antarctic Project GAP95, German Contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. Heft 304 in Reihe B, Deutsche Geodätische Kommission. München.
- Dietrich, R. (Hrsg.) (2000). *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 – 1998*. Heft 310 in Reihe B, Deutsche Geodätische Kommission. München.
- Dietrich, R. und A. Rülke (2008). A precise reference frame for Antarctica from SCAR GPS Campaign data and some geophysical implications. In A. Capra und R. Dietrich (Hrsg.): *Geodetic and geophysical observations in Antarctica – An overview in IPY perspective.*, S. 1–10. Springer. Berlin, Heidelberg.
- Dietrich, R., R. Dach, G. Engelhardt, J. Ihde, W. Korth, H.-J. Kutterer, K. Lindner, M. Mayer, F. Menge, H. Miller, C. Müller, W. Niemeier, J. Perl, M. Pohl, H. Salbach, H.-W. Schenke, T. Schöne, G. Seeber, A. Veit, C. Völkse (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), 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), 313–321.
- DiVenere, V. J., D. V. Kent und I. W. D. Dalziel (1994). Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: A test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica. *Journal of Geophysical Research* 99(B8), 15115–15139.
- Dong, D., J. O. Dickey, Y. Chao und M. K. Cheng (1997). Geocenter variations caused by atmosphere, ocean and surface ground water. *Geophysical Research Letters* 24(15), 1867–1870.
- Dong, D., P. Fang, Y. Bock, M. K. Cheng und S. Miyazaki (2002). Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series. *Journal of Geophysical Research* 107(B4), 2075, 10.1029/2001JB000573.
- Dong, D., T. Yunck und M. Hefflin (2003). Origin of the International Terrestrial Reference Frame. *Journal of Geophysical Research* 108(B4), 2200, doi:10.1029/2002JB002035.
- Donnellan, A. und B. Luyendyk (2004). GPS evidence for a coherent Antarctic plate and for postglacial rebound in Marie Byrd Land. *Global and Planetary Change* 42(1-2), 305–311.
- Dow, J. M., R. E. Neilan und G. Gendt (2005). The International GPS Service (IGS): Celebrating the 10th Anniversary and Looking to the Next Decade. *Advances in Space Research* 36(3), 320–326. doi:10.1016/j.asr.2005.05.125.
- Drewes, H. (1982). A geodetic approach for the recovery of global kinematic plate parameters. *Bulletin Géodésique* 56, 70–79.
- Drewes, H. (2000). The Role of VLBI Among the Geodetic Space Techniques Within CSTG. In Vandenberg und Baver (Hrsg.): *International VLBI Service 2000 General Meeting Proceedings*. S. 35–41. NASA/CP-2000-209893.
- Drewes, H. (2007). Science Rationale of the Global Geodetic Observing System (GGOS). In P. Tregoning und C. Rizos (Hrsg.): *IAG Symposia 130 "Dynamic Planet – Monitoring and Understanding a Dynamic Planet with Geodetic and Oceanographic Tools"*. S. 703–710. Springer. Berlin, Heidelberg. doi:10.1007/978-3-540-49350-1\_101.
- Drinkwater, M. R., R. Floberghagen, R. Haagmans, D. Muzi und A. Popescu (2003). GOCE: ESA's first Earth

- Explorer Core mission. In G. B. Beutler, M. R. Drinkwater, R. Rummel und R. von Steiger (Hrsg.): *Earth Gravity Field from Space – from Sensors to Earth Sciences*. Space Sciences Series of ISSI, Band 18, S. 419–432. Kluwer.
- Dziewonski, A. M. und D. L. Anderson (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 25(4), 297–356.
- Eberlein, L., M. Scheinert und A. Rülke (2006). Set-up of GPS stations for campaign-style and permanent observations. Poster, POLENET-Workshop, 3.-6. Oktober, Dresden.
- Farrell, W. E. (1972). Deformation of the Earth by Surface Loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 10(3), 761–797.
- Feissel-Vernier, M., K. Le Bail, P. Berio, D. Coulot, G. Ramillien und J.-J. Valette (2006). Geocentre motion measured with DORIS and SLR, and predicted by geophysical models. *Journal of Geodesy* 80(8-11), 637–648. doi:10.1007/s00190-006-0079-z.
- Fliegel, H. F., T. E. Gallini, E. R. Swift (1992). Iobal positioning system radiation force model for geodetic applications. *Journal of Geophysical Research* 97(B1), 559–568. doi:10.1029/91JB02564.
- Ferland, R. (2006). Proposed Update of the IGS Reference Frame Realization. Poster, IGS-Workshop Darmstadt.
- Fowler, C. M. R. (1990). *The solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- Fratepietro, F., T. F. Baker, S. D. P. Williams und M. Van Camp (2006). Ocean loading deformations caused by storm surges on the northwest European shelf. *Geophysical Research Letters* 33, L06317, doi:10.1029/2005GL025475.
- Fretzdorff, S., T. J. Worthington, K. M. Haase, R. Hékinian, L. Franz, R. A. Keller und P. Stoffers (2004). Magmatism in the Bransfield Basin: Rifting of the South Shetland Arc? *Journal of Geophysical Research* 109, B12208, doi:10.1029/2004JB003046.
- Frevert, V., A. Nuckelt und D. Stöcker (2003). Beschleunigte Feldkalibrierung von GPS-Antennen. In *DGON-Symposium POSNAV 2003, Dresden, 18./19.03.2003* Schriftenreihe des Geodätischen Instituts. Band 3. S. 353–359. TU Dresden.
- Fricker, H. A. und L. Padman (2002). Tides on Filchner-Ronne Ice Shelf from ERS radar altimetry. *Geophysical Research Letters* 29(12), 50–1–50–4.
- Fritsche, 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, L23311, doi:10.1029/2005GL024342.
- Fritsche, M., R. Dietrich, A. Rülke, M. Rothacher und P. Steigenberger (2009). Low-degree earth deformation from reprocessed GPS observations. *GPS Solutions*. doi: 10.1007/s10291-009-0130-7.
- Fritsche, M., R. Dietrich, M. Horwath und A. Rülke (2008). Impact of no-net-rotation condition on residual load-induced crustal deformation. *Geophysical Research Letters*. Manuskript in Vorbereitung.
- Fu, L., E. J. Christensen, Y. C. A, L. M, Y. Ménard, M. Dorrer und P. Escudier (1994). TOPEX/POSEIDON mission overview. *Journal of Geophysical Research* 99(C12), 24369–24381.
- Ge, M., G. Gendt, G. Dick, F. P. Zhang und C. Reigber (2005). Impact of GPS satellite antenna offsets on scale changes in global network solutions. *Geophysical Research Letters* 32, L06310, doi:10.1029/2004GL022224.
- Geiger, A. (1988). *Einfluß und Bestimmung der Variabilität des Phasenzentrums von GPS-Antennen* IGP-ETHZ-Mitteilungen, Band 43. Zürich.
- Gendt, G. (2006). IGS switch to absolute antenna model and ITRF2005. IGSMAIL-5438, IGS Central Bureau, Pasadena.
- Görres, B., J. Campbell, M. Becker und M. Siemes (2006). Absolute calibration of GPS antennas: laboratory results and comparison with field and robot techniques. *GPS Solutions* 10(2), 136–145. doi: 10.1007/s10291-005-0015-3.
- Gray, L., N. Short, R. Bindschadler, I. Joughin, L. Padman, P. Vornberger und A. Khananian (2002). RADARSAT interferometry for Antarctic grounding-zone mapping. *Annals of Glaciology* 34, 269–276.
- Gross, R. S., G. Blewitt, P. J. Clarke und D. Lavalée (2004). Degree-2 harmonics of the Earth's mass load estimated from GPS and Earth rotation data. *Geophysical Research Letters* 31, L07601, doi:10.1029/2004GL019589.
- Gross, R. S., I. Fukumori und D. Menemenlis (2005). Atmospheric and oceanic excitation of decadal-scale Earth orientation variations. *Journal of Geophysical Research* 110, B09405, doi:10.1029/2004JB003565.
- Gross, R. S., I. Fukumori, D. Menemenlis und P. Gegout (2004). Atmospheric and oceanic excitation of length-of-day variations during 1980-2000. *Journal of Geophysical Research* 109, B01406, doi:10.1029/2003JB002432.
- Hartmann, G. und R. Leitinger (1984). Range errors due to ionospheric and tropospheric effects for signal frequencies above 100 MHz. *Bulletin Géodésique* 58, 109–136. doi: 10.1007/BF02520897.

- Heflin, M., D. Argus, D. Jefferson, F. Webb und J. Zumberge (2002). Comparison of a GPS-defined global reference frame with ITRF2000. *GPS Solutions* 6(1-2), 72–75.
- Hernández-Pajares, M., J. M. Juan, J. Sanz und R. Orús (2007). Second-order ionospheric term in GPS: Implementation and impact on geodetic estimates. *Journal of Geophysical Research* 112. B08417, doi:10.1029/2006JB004707.
- Herring, T. A. (1992). Modelling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. In *Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy*. Netherlands Geodetic Commission Series, Band 36. S. 157–164.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger und J. Collins (2001). *Global Positioning System – Theory and Practice*. Springer. Wien. 5. Auflage.
- Hopfield, H. S. (1969). Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research* 74(18), 4487–4499.
- Horwath, M. (2007). *Zur Ermittlung geophysikalischer Massensignale mit Schwerefeldmissionen: Eine Analyse des gegenwärtigen Standes am Beispiel der Antarktis*. Dissertation, Technische Universität Dresden, Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften. <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:bsz:14-ds-1203684703310-42192>.
- Horwath, M., A. Rülke, M. Fritsche, R. Dietrich, R. Schmidt und P. Döll (2008). Comparison of crustal deformations from a global GPS reprocessing and from GRACE surface mass variation products: progress and challenges. In *GEOTECHNOLOGIEN Science Report, Status Seminar, Munich, 22.–23.11. 2007*. Koordinierungsbüro GEOTECHNOLOGIEN. ISSN 1619-7399.
- Huang, Y. N. und K. Cheng (1991). Ionosphere disturbances at the equatorial anomaly crest region during the march 1989 magnetic storm. *Journal of Geophysical Research* 96, 13953–13953.
- Hugentobler, U., D. Ineichen und G. Beutler (2003). GPS satellites: radiation pressure, attitude and resonance. *Advances in Space Research* 31(8), 1917–1926, doi: 10.1016/S0273-1177(03)00174-1.
- Hugentobler, U., S. Schaer, R. Dach, M. Meindl und C. Urschl (2005a). Routine processing of combined solutions for GPS and GLONASS at CODE. In M. Meindl (Hrsg.): *Celebrating a Decade of the International GPS Service, Workshop and Symposium 2004 [CD-ROM]*. Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz.
- Hugentobler, U., S. Schaer, R. Dach, M. Meindl, C. Urschl und G. Beutler (2005b). Relevance of GNSS geocenter for precise point positioning. Poster, EGU General Assembly, 25.-29. April 2005, Wien.
- Huybrechts, P. und J. De Wolde (1999). The Dynamic Response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to Multiple-Century Climatic Warming. *Journal of Climate* 12(8), 2169–2188.
- Huybrechts, P., I. Janssens, C. Poncin und T. Fichefet (2002). The response of the Greenland ice sheet to climate changes in the 21st century by interactive coupling of an AOGCM with a thermomechanical ice-sheet model. *Annals of Glaciology* 35, 409–415.
- Ivins, E. R., R. K. Dokka und R. G. Blom (2007). Post-glacial sediment load and subsidence in coastal Louisiana. *Geophysical Research Letters* 34. L16303, doi:10.1029/2007GL030003.
- Ivins, E. R. und T. S. James (1999). Simple models for late Holocene and present-day Patagonian glacier fluctuations and predictions of a geodetically detectable isostatic response. *Geophysical Journal International* 138(3), 601–624.
- Ivins, E. R. und T. S. James (2005). Antarctic glacial isostatic adjustment: a new assessment. *Antarctic Science* 14(4), 541–553, doi: 10.1017/S0954102005002968.
- 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), 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 J. X. Mitrovica und B. Vermeersen (Hrsg.): *Ice Sheets Sea Level and the Dynamic Earth*. S. 133–155. AGU Geodynamics Ser. 29, Washington DC.
- James, T. S. und E. R. Ivins (1998). Predictions of Antarctic crustal motions driven by present-day ice sheet evolution and by isostatic memory of the Last Glacial Maximum. *Journal of Geophysical Research* 103(B3), 4993–5017.
- Johansson, J. M., J. L. Davis, H.-G. Scherneck, G. A. Milne, M. Vermeer, J. X. Mitrovica, R. A. Bennett, B. Jonsson, G. Elgered, P. Elósegui, H. Koivula, M. Poutanen, B. O. Rönnäng und I. I. Shapiro (2002). Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia 1. Geodetic results. *Journal of Geophysical Research* 107(B8). 2157, 10.1029/2001JB000400.
- Johnston, G., N. Brown und M. Moore (2008). Current status and future prospects for the Australian Antarctic

- Geodetic network. In A. Capra und R. Dietrich (Hrsg.): *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica – An Overview in the IPY Perspective.*, S. 85–96. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Johnston, P. und K. Lambeck (1999). Postglacial rebound and sea level contributions to changes in the geoid and the Earth's rotations axis. *Geophysical Journal International* 136(3), 537–558.
- Kaufmann, G., P. Wu und E. R. Ivins (2005). Lateral viscosity variations beneath Antarctica and their implications on regional rebound motions and seismotectonics. *Journal of Geodynamics* 39, 165–181, doi:10.1016/j.jog.2004.08.009.
- Kedar, S., G. A. Hajj, B. D. Wilson und M. B. Heflin (2003). The effect of the second order GPS ionospheric correction on receiver positions. *Geophysical Research Letters* 30(16), 1829, doi:10.1029/2003GL017639.
- Khan, S. A., J. Wahr, L. A. Stearns, G. S. Hamilton, T. van Dam, K. M. Larson und O. Francis (2007). Elastic uplift in southeast Greenland due to rapid ice mass loss. *Geophysical Research Letters* 34. L21701, doi:10.1029/2007GL031468.
- King, M., N. T. Penna und P. J. Clarke (2005). Validation of ocean tide models around Antarctica using onshore GPS and gravity data. *Journal of Geophysical Research* 110, B08401, doi:10.1029/2004JB003390.
- Koch, K.-R. (2004). *Parameterschätzung und Hypothesentests in linearen Modellen* (vierte überarbeitete Auflage). Institut für Theoretische Geodäsie der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Bonn.
- Kogan, M. G. und G. M. Steblov (2008). Current global plate kinematics from GPS (1995–2007) with the plate-consistent reference frame. *Journal of Geophysical Research* 113. B04416, doi:10.1029/2007JB005353.
- König, R., C. Reigber und S. Y. Zhu (2005). Dynamic model orbits and Earth system parameters from combined GPS and LEO data. *Advances in Space Research* 36(3), 431–437. doi:10.1016/j.asr.2005.03.064.
- Kovalevski, J., I. I. Mueller und B. Kolaczek (Hrsg.) (1989). *Reference Frames in Astronomy and Geophysics*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht.
- Kreemer, C., W. E. Holt und A. J. Haines (2003). An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International* 154, 8–34.
- Kusche, J. und E. J. O. Schrama (2005). Surface mass redistribution inversion from global GPS deformation and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) gravity data. *Journal of Geophysical Research* 110, B09409, doi:10.1029/2004JB003556.
- Lambeck, K. (1988). *Geophysical Geodesy – The Slow Deformations of the Earth*. Clarendon Press (Oxford University Press), Oxford.
- Lambeck, K., C. Smither und P. Johnston (1998). Sea-level change, postglacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International* 134, 102–144.
- Lanari, R., P. Lundgren, M. Manzo und R. Casu (2004). Satellite radar interferometry time series analysis of surface deformation for Los Angeles, California. *Geophysical Research Letters* 31, L23613, doi:10.1029/2004GL021294.
- Larsen, C. F., R. J. Motyka, J. T. Freymueller, K. A. Echelmeyer und E. R. Ivins (2004). Rapid uplift of southern Alaska caused by recent ice loss. *Geophysical Journal International* 158(3), 1118–1133, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02356.x.
- Lavallée, D. und G. Blewitt (2002). Degree-1 Earth deformation from very long baseline interferometry measurements. *Geophysical Research Letters* 29(20), 1967, doi:10.1029/2002GL015883.
- Lavallée, D. A., T. van Dam, G. Blewitt und P. J. Clarke (2006). Geocenter motions from GPS: A unified observation model. *Journal of Geophysical Research* 111. B05405, doi:10.1029/2005JB003784.
- Lawver, L. A., B. J. Sloan, D. H. N. Barker, M. Ghidella, R. P. Von Herzen, R. A. Keller, G. P. Klinkhammer und C. S. Chin (1996). Distributed, Active Extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from Multibeam Bathymetry. *GSA Today* 6(11), 1–6.
- Lefèvre, F., F. H. Lyard, C. Le Provost und E. J. O. Schrama (2002). FES99: a global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19(9), 1345–1356.
- Leick, A. (2004). *GPS satellite surveying*. Wiley, Hoboken. 3. Auflage.
- Lidberg, M., J. M. Johansson, H.-G. Scherneck und J. L. Davis (2007). An improved and extended GPS-derived 3D velocity field of the glacial isostatic adjustment (GIA) in Fennoscandia. *Journal of Geodesy* 81(3), 213–230. doi: 10.1007/s00190-006-0102-4.
- Lyard, F., F. Lefevre, T. Letellier und O. Francis (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics* 56, 394–415. doi 10.1007/s10236-006-0086-x.
- MacMillan, D. S. (1995). Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations. *Geophysical Research Letters* 22(9), 1041–1044.
- Mader, G. L. (1999). GPS Antenna Calibration at the National Geodetic Survey. *GPS Solutions* 3(1), 50–58. doi:

- 10.1007/PL00012780.
- Mao, A., C. G. A. Harrison und T. H. Dixon (1999). Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research* 104(B2), 2797–2816, doi:10.1029/1998JB900033.
- Marini, J. W. (1972). Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. *Radio Science* 7(2), 223–231.
- Márquez-Azúa, B. und C. DeMets (2003). Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico. *Journal of Geophysical Research* 108(B9), 2450, doi:10.1029/2002JB002241.
- Maurice, S. D. R., D. A. Wiens, P. J. Shore, E. Vera und L. M. Dorman (2003). Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research* 108(B10), 2461, doi:10.1029/2003JB002416.
- McCarthy, D. D. und G. Petit (Hrsg.) (2004). *IERS Conventions (2003)*. IERS Technical Note Nr. 32. Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main.
- Melbourne, W. G. (1985). The case for ranging in GPS based geodetic systems. In *Proceedings of the First International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System*. S. 373–386. U.S. Department of Commerce, Rockville, Maryland.
- Melchior, P. (1983). *The Tides of the planet Earth*. Pergamon Press, Oxford, New York, Toronto, Sydney, Paris, Frankfurt.
- Ménard, Y., L. L. Fu, P. Escudier und et al. (2003). The Jason-1 Mission. *Marine Geodesy* 26(3-4), 131–146.
- Menge, F., G. Seeber, C. Völksen, G. Wübbena und M. Schmitz (1998). Results of Absolute Field Calibration of GPS Antenna PCV. In *Proceedings of ION GPS-98*. S. 31–38. Nashville, Tennessee.
- Mervart, L. (1995). *Ambiguity resolution techniques in geodetic and geodynamic applications of the Global Positioning System* Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 53. Schweizerische Geodätische Kommission.
- Milne, G. A., J. L. Davis, J. X. Mitrovica, H.-G. Scherneck, J. M. Johansson, M. Vermeer und H. Koivula (2001). Space-Geodetic Constraints on Glacial Isostatic Adjustment in Fennoscandia. *Science* 291, 2381–2385.
- Minster, J. B. und T. H. Jordan (1978). Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research* 83(B11), 5331–5354.
- Minster, J. B., T. H. Jordan, P. Molnar und E. Haines (1974). Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 36, 541–576.
- Mitrovica, J. X., J. L. Davis und I. I. Shapiro (1994). A spectral formalism for computing three-dimensional deformations due to surface loads 1. Theory. *Journal of Geophysical Research* 99(B4), 7057–7073.
- Mitrovica, J. X., G. A. Milne und J. L. Davis (2001). Glacial isostatic adjustment on a rotating earth. *Geophysical Journal International* 147(3), 562–578.
- Moore, P. und J. Wang (2003). Geocentre variation from laser tracking of LAGEOS1/2 and loading data. *Advances in Space Research* 31(8), 1927–1933, doi: 10.1016/S0273-1177(03)00170-4.
- Morel, L. und P. Willis (2005). Terrestrial reference frame effects on global sea level rise determination from TOPEX/Poseidon altimetric data. *Advances in Space Research* 36, 358–368, doi:10.1016/j.asr.2005.05.113.
- Munekane, H. und S. Matsuzaka (2004). Nontidal ocean mass loading detected by GPS observations in the tropical Pacific region. *Geophysical Research Letters* 31, L08602, doi:10.1029/2004GL019773.
- Nakada, M. und J. Okuno (2003). Perturbations of the Earth's rotation and their implications for the present-day mass balance of both polar ice caps. *Geophysical Journal International* 152, 124–138.
- Niell, A. E. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research* 101(B2), 3227–3246.
- Niell, A. E. (2000). Improved atmospheric mapping functions for VLBI and GPS. *Earth Planets Space* 52, 699–702.
- Padman, L., H. A. Fricker, R. Coleman, S. Howard und L. Erofeeva (2002). A new tide model for the Antarctic ice shelves and seas. *Annals of Glaciology* 34, 247–254.
- Park, K.-D., R. S. Nerem, M. S. Schenewerk und J. L. Davis (2004). Site-specific multipath characteristics of global IGS and CORS GPS sites. *Journal of Geodesy* 77, 799–803, doi:10.1007/s00190-003-0359-9.
- Pavlis, E. C. (1999). Fortnightly resolution geocenter series: A combined analysis of LAGEOS 1 and 2 SLR data (1993-1996). In *IERS Analysis Campaign to Investigate Motions of the Geocenter*, IERS Technical Note Nr. 25, S. 75–84. Observatoire de Paris, Paris.
- Pearlman, M. R., J. J. Degnan und J. M. Bosworth (2002). The International Laser Ranging Service. *Advances in Space Research* 30(2), 135–143.
- Peltier, W. R. (1974). The impulse of a Maxwell Earth. *Review of Geophysics* 12, 119–134.
- Peltier, W. R. (1998). Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-

- earth physics. *Reviews of Geophysics* 36(4), 603–689.
- Peltier, W. R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences* 32, 111–149. doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Penna, N. T. und M. P. Stewart (2003). Aliased tidal signatures in continuous GPS height time series. *Geophysical Research Letters* 30(23), 2184, doi:10.1029/2003GL018828.
- Petrov, L. und J.-P. Boy (2004). Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations. *Journal of Geophysical Research* 109, B03405, doi:10.1029/2003JB002500.
- Pratt, J. H. (1855). On the attraction of the Himalayan mountains and of the elevated regions beyond upon the plumb line in India. *Philos. Trans. R. Soc. London* 145, 53–67.
- Prawirodirdjo, L. und Y. Bock (2004). Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations. *Journal of Geophysical Research* 109, B08405, doi:10.1029/2003JB002944.
- Ray, J. (Hrsg.) (1999a). *IERS Analysis Campaigns to Investigate Motions of the Geocenter*. IERS Technical Note Nr. 25. Observatoire de Paris, Paris.
- Ray, J., Z. Altamimi, X. Collilieux und T. van Dam (2008). Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates. *GPS Solutions* 12(1), 55–64. doi: 10.1007/s10291-007-0067-7.
- Ray, J., D. Crum und M. Chin (2007). New global positioning system reference station in Brazil. *GPS Solutions* 11, 1–10.
- Ray, J., D. Dong und Z. Altamimi (2004). IGS reference frames: status and future improvements. *GPS Solutions* 8(4), 251–266, doi: 10.1007/s10291-004-0110-x.
- Ray, R. (1999b). A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2. Technical report. NASA Tech. Memo. 209478.
- Reigber, C., H. Luehr und P. Schwintzer (2002). CHAMP Mission Status. *Advances in Space Research* 30(2), 129–134.
- Rothacher, M. (2001). Comparison of Absolute and Relative Antenna Phase Center Variations. *GPS Solutions* 4(4), 55–60.
- Rothacher, M. und G. Beutler (1998). The Role of GPS in the Study of Global Change. *Physics and Chemistry of the Earth* 23(9-10), 1029–1040.
- Rothacher, M., G. Beutler, T. A. Herring und R. Weber (1999). Estimation of nutation using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research* 104(B3), 4835–4860.
- Rothacher, M., S. Schaer, L. Mervart und G. Beutler (1995). *Determination of antenna phase center variations using GPS data*. Astronomisches Institut, Universität Bern, Bern.
- Rothacher, M., T. Springer, S. Schaer und G. Beutler (1997). Processing Strategies for Regional GPS Networks. In *IAG General Assembly, Rio de Janeiro*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Rothacher, M., T. Springer, S. Schaer und G. Beutler (1998). Processing Strategies for Regional GPS Networks. In F. Brunner (Hrsg.): *Advances in Positioning and Reference Frames, IAG Symposia*, Band 118. S. 93–101. Astronomisches Institut, Universität Bern, Schweiz.
- Rülke, A. und R. Dietrich (2006). A decade of the SCAR GPS database in Dresden: Experiences in data handling and archiving. Poster, POLENET-Workshop, 3.-6. Oktober, Dresden.
- Rülke, A., R. Dietrich, M. Fritsche, M. Rothacher und P. Steigenberger (2008). Realization of the Terrestrial Reference System by a reprocessed global GPS network. *Journal of Geophysical Research* 113, B08403, doi: 10.1029/2007JB005231.
- Saastamoinen, I. I. (1973). Contribution to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique* 107(1), 13–34. doi: 10.1007/BF02522083.
- Sardón, E., A. Rius und N. Zarraoa (1994). Estimation of the transmitter and receiver differential biases and the ionospheric total electron content from Global Positioning System observations. *Radio Science* 29(3), 577–586.
- Sauber, J., P. G., B. F. Molnia und M. A. Bryant (2000). Crustal deformation associated with glacial fluctuations in the eastern Chugach Mountains, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 105, 8055–8078. doi:10.1029/1999JB900433.
- Scheinert, M., R. Dietrich und W. Schneider (1998). One Year of Gravimetric Earth Tide Observations in Kangerlussuaq / West Greenland. In B. Ducarme und P. Paquet (Hrsg.): *Proc. 13th International Symposium on Earth Tides, Brüssel, 22.-25. Juli, 1997*. S. 201–208. Obs. Royal de Belgique, Brüssel, Belgien.
- Scheinert, M., E. Ivins, R. Dietrich und A. Rülke (2006). Vertical Crustal Deformations in Dronning Maud Land, Antarctica: Observations versus Model Predictions. In D. Fütterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller und F. Tessensohn (Hrsg.): *Antarctica – Contributions to Global Earth Sciences (Proc. of ISAES IX, Potsdam,*

- September 8-12, 2003). S. 357–360. Springer. Berlin, Heidelberg, New York.
- Scheinert, M., J. Müller, R. Dietrich, D. Damaske und V. Damm (2008). Regional Geoid Determination in Antarctica Utilizing Airborne Gravity and Topography Data. *Journal of Geodesy* 82(7). doi: 10.1007/s00190-007-0189-2.
- Scheinert, M., A. F. Zakrajsek, S. A. Marensi, R. Dietrich und L. Eberlein (2008). Tidal gravimetry in polar regions: An observation tool complementary to continuous GPS for the validation of ocean tide models. In A. Capra und R. Dietrich (Hrsg.): *Geodetic and geophysical observations in Antarctica: An overview in IPY perspective*. Springer. Berlin, Heidelberg.
- Scherneck, H.-G. und R. Haas (1999). Effect of horizontal displacements due to ocean tide loading on the determination of polar motion and UT1. *Geophysical Research Letters* 26(4), 501–504.
- Schlueter, W., E. Himwich, A. Nothnagel, N. Vandenberg und A. Whitney (2002). IVS and Its Important Role in the Maintenance of the Global Reference Systems. *Advances in Space Research* 30(2), 145–150. doi:10.1016/S0273-1177(02)00278-8.
- Schmid, R., M. Rothacher, D. Thaller und P. Steigenberger (2005). Absolute phase center corrections of satellite and receiver antennas. *GPS Solutions* 9. 283–293, doi 10.1007/s10291-005-0134-x.
- Schmid, R., P. Steigenberger, G. Gendt, M. Ge und M. Rothacher (2007). Generation of a consistent absolute phase center correction model for GPS receiver and satellite antennas. *Journal of Geodesy* 81(12), 781–798. doi: 10.1007/s00190-007-0148-y.
- Schüler, T. (2001). *On Ground-Based GPS Tropospheric Delay Estimation*. Dissertation, Universität der Bundeswehr München, Studiengang Geodäsie und Geoinformation.
- Schupler, B. R., R. L. Allshouse und T. A. Clark (1994). Signal Characteristics of GPS User Antennas. *Navigation* 41(3), 277–295.
- Schupler, B. R. und T. A. Clark (2001). Characterizing the Behavior of Geodetic GPS Antennas. *GPS World* 12(2), 48–54.
- Schutz, B. E., H. J. Zwally, C. A. Shuman, D. Hanock und J. P. DiMarzio (2005). Overview of the ICESat Mission. *Geophysical Research Letters* 32, L21S01, doi:10.1029/2005GL024009.
- Seeber, G. (2003). *Satellite Geodesy*. Walter de Gruyter, Berlin – New York. 2. Auflage.
- Sella, G. F., T. H. Dixon und A. Mao (2002). REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research* 107(B4). 2081, 10.1029/2000JB000033.
- Sella, G. F., S. Stein, T. H. Dixon, M. Craymer, T. S. James, S. Mazzotti und R. K. Dokka (2007). Observation of glacial isostatic adjustment in “stable” North America with GPS. *Geophysical Research Letters* 34. L02306, doi:10.1029/2006GL027081.
- Shepherd, A., D. J. Wingham, T. Payne und P. Skvarca (2003). Larsen Ice Shelf Has Progressively Thinned. *Science* 302, 856–859, doi: 10.1126/science.1089768.
- Sillard, P. und C. Boucher (2001). A review of algebraic constraints in terrestrial reference frame datum definition. *Journal of Geodesy* 75(2-3), 63–73. 10.1007/s001900100166.
- Skone, S., K. Knudsen und M. de Jong (2001). Limitations in GPS Receiver Tracking Performance Under Ionospheric Scintillation Conditions. *Physics and Chemistry of the Earth* 26(6–8), 613–621.
- Smalley Jr., R., I. W. D. Dalziel, M. G. Bevis, E. Kendrick, D. S. Stamps, E. C. King, F. W. Taylor, E. Lauría, A. Zakrajsek und H. Parra (2007). Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophysical Research Letters* 34. doi: L21308, doi:10.1029/2007GL031699.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 Myr: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3), 211–215. doi:10.1016/S0895-9811(98)00012-1.
- Spilker, J. (1996). *Global Positioning System: Theory and Applications* Progress in Astronautics and Aeronautics, Band 164, Kapitel Tropospheric Effects on GPS, S. 517–546. American Institute of Aeronautics and Astronautics.
- Springer, T. A. (2000). *Modeling and Validating Orbits and Clocks Using the Global Positioning System*. Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 60. Schweizerische Geodätische Kommission.
- Steigenberger, P., I. Romero und P. Fang (2006a). Reprocessing Issues, Standardization, New models. In T. Springer, G. Gendt und J. M. Dow (Hrsg.): *The International GNSS Service (IGS): “Perspectives and visions for 2010 and beyond”*. Proceedings IGS Workshop 8.-12. Mai 2006, Darmstadt.
- Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke und S. Vey (2006b). Reprocessing of a global GPS network. *Journal of Geophysical Research* 111. B05402, doi:10.1029/2005JB003747.
- Steigenberger, P., V. Tesmer, M. Krügel, D. Thaller, R. Schmid, S. Vey und M. Rothacher (2007). Comparisons of homogeneously reprocessed GPS and VLBI long time-series of troposphere zenith delays and gradients.

- Journal of Geodesy*. doi 10.1007/s00190-006-0124-y.
- Steigenberger, P., M. Rothacher, M. Fritsche, A. Rülke und R. Dietrich (2008). Quality of Reprocessed GPS Satellite Orbits. *Journal of Geodesy*. doi:10.1007/s00190-008-0228-7. angenommen.
- Stone, J. O., G. A. Balco, D. E. Sugden, M. W. Caffee, L. C. S. III, S. G. Cowdery und C. Siddoway (2003). Holocene deglaciation of Marie Byrd Land, West Antarctica. *Science* 299, 99–102.
- Tapley, B. D., S. Bettadpur, M. Watkins und C. Reigber (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.* 31. L09607, doi: 10.1029/2004GL019920.
- Tarasov, L. und W. R. Peltier (2002). Greenland glacial history and local geodynamic consequences. *Geophysical Journal International* 150(1), 198–229. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01702.x.
- Tavernier, G., H. Fagard, M. Feissel-Vernier, K. Le Bail, F. Lemoine, C. Noll, R. Noomen, J. C. Ries, L. Soudarin, J. J. Valette und P. Willis (2006). The International DORIS Service: genesis and early achievements. *Journal of Geodesy* 80(8-11), 403–417. doi:10.1007/s00190-006-0082-4.
- Teunissen, P. J. G. und A. Kleusberg (1998). *GPS for Geodesy*. Springer. Berlin, Heidelberg. 2.Auflage.
- Thomas, I. D., M. A. King und P. J. Clarke (2007). A comparison of GPS, VLBI and model estimates of ocean tide loading displacements. *Journal of Geodesy* 81, 359-368. doi 10.1007/s00190-006-0118-9.
- Torge, W. (2001). *Geodesy*. Walter de Gruyter, Berlin, New York. 3. Auflage.
- Trupin, A. S., M. F. Meier und J. M. Wahr (1992). Effect of melting glaciers on the Earth's rotation and gravitational field; 1965-1984. *Geophysical Journal International* 108(1), 1–15. doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00835.x.
- Turcotte, D. L. und G. Schubert (2002). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Urschl, C., W. Gurtner, U. Hugentobler, S. Schaer und G. Beutler (2005). Validation of GNSS orbits using SLR observations. *Advances in Space Research* 36, 412–417, doi:10.1016/j.asr.2005.03.021.
- van Dam, T., H.-P. Plag, O. Francis und P. Gegout (2002). GGFC Special Bureau for Loading: Current Status and Plans. In B. Richter, W. Schwegmann und W. R. Dick (Hrsg.): *Proceedings of the IERS Workshop on Combination Research and Global Geophysical Fluids*. S. 180–198. International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS). IERS Technical Note Nr. 30.
- van Dam, T., J. Wahr, P. C. D. Milly, A. B. Shmakin, G. Blewitt, D. Lavallée und K. M. Larson (2001). Crustal displacements due to continental water loading. *Geophysical Research Letters* 28(4), 651–654.
- van Dam, T. M., J. Wahr, Y. Chao und E. Leuliette (1997). Predictions of crustal deformation and of geoid and sea-level variability caused by oceanic and atmospheric loading. *Geophysical Journal International* 129(3), 507–517. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb04490.x.
- Vaniček, P. und E. J. Krakiwsky (1986). *Geodesy: The Concepts*. North-Holland, Amsterdam – New York – Oxford – Tokyo. (Second Edition).
- Velicogna, I., J. Wahr, E. Hanna und P. Huybrechts (2005). Short term mass variability in Greenland from GRACE. *Geophysical Research Letters* 32, L05501, doi: 10.1029/2004GL021948.
- Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, M. Rothacher und P. Steigenberger (2006). Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF. *Geophysical Research Letters* 33. L01814, doi:10.1029/2005GL024361.
- Vey, S., R. Dietrich, A. Rülke, M. Fritsche, P. Steigenberger und M. Rothacher (2008). Validation of precipitable water in NCEP using global GPS observations from one decade. *Journal of Climate*. in Begutachtung.
- Vigue, Y., S. M. Lichten, G. Blewitt, M. B. Heflin und R. P. Malla (1992). Precise determination of Earth's center of mass using measurements from the global positioning system. *Geophysical Research Letters* 19(14), 1487–1490.
- Volland, H. (1997). *Tidal Phenomena*, Kapitel Atmospheric Tides, S. 221–246. Springer.
- Wahr, J., T. van Dam, K. Larson und O. Francis (2001). Geodetic measurements in Greenland and their implications. *Journal of Geophysical Research* 106(B8), 16567–16581.
- Wahr, J. M. (1981). Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 64(3), 677–703.
- Wanninger, L., V. Frevert und S. Wildt (2000). Der Einfluß der Signalbeugung auf die präzise Positionierung mit GPS. *Zeitschrift für Vermessungswesen* 125, 8–16.
- Wegener, A. (1912). Die Entstehung der Kontinente. *Petermanns Mitteilungen* 58(4, 5, 6), 185–195, 253–256, 305–309.
- Wegener, A. (1929). *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane* (4. Aufl.). Vieweg, Braunschweig.
- Wild, U. (1994). *Ionosphere and Geodetic Satellite Systems: Permanent GPS Tracking Data for Modelling and Monitoring* Geodätisch-geophysikalische Arbeiten in der Schweiz, Band 48. Schweizerische Geodätische Kommission.
- Wildt, S. (2006). *Mehrwegeausbreitung bei GNSS-gestützter Positionsbestimmung*. Dissertation, Technische Univer-

- sität Dresden, Fakultät Forst-, Geo- und Hydrowissenschaften.
- Williams, S. D. P. (2003). The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy* 76, 483–494, doi: 10.1007/s00190-002-0283-4.
- Williams, S. D. P., Y. Bock, P. Fang, P. Jamason, R. M. Nikolaidis, L. Prawirodirdjo, M. Miller und D. J. Johnson (2004). Error analysis of continuous GPS position time series. *Journal of Geophysical Research* 109, B03412, doi:10.1029/2003JB002741.
- Willis, M. J. (2007). Analysis of continuous GPS measurements from southern Victoria Land, Antarctica. In A. K. Cooper und C. R. Raymond (Hrsg.): *Antarctica: A Keystone in a Changing World - Online Proceedings of the 10th ISAES*. USGS Open File Report 2007-1047, Short Research Paper 064, 5p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp064.
- Willis, M. J. (2008). Technologies to operate year-round remote Global Navigation Satellite System (GNSS) stations in extreme environments. In A. Capra und R. Dietrich (Hrsg.): *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica – An Overview in the IPY Perspective.*, S. 11–35. Springer. Berlin, Heidelberg.
- Willis, P., B. Haines, Y. Bar-Sever, W. Bertiger, R. Muellerschoen, D. Kuang und S. Desai (2003). TOPEX/JASON combined GPS/DORIS orbit determination in the tandem phase. *Advances in Space Research* 31(8), 1941–1946, doi:10.1016/S0273-1177(03)00156-X.
- Winberry, J. P. und S. Anandkrishnan (2003). Seismicity and neotectonics of West Antarctica. *Geophysical Research Letters* 30(18), 1931, doi:10.1029/2003GL018001.
- Wingham, D., C. Francis, S. Baker, C. Bouzinac, D. Brockley, R. Cullen, P. de Chateau-Thierry, S. Laxon, U. Mallow, C. Mavrocordatos, L. Phalippou, G. Ratier, L. Rey, F. Rostan, P. Viau und D. Wallis (2006). CryoSat: A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields. *Advanced in Space Research* 37, 841–871, doi:10.1016/j.asr.2005.07.027.
- Wu, X., D. F. Argus, M. B. Heflin, E. R. Ivins und F. H. Webb (2002). Site distribution and aliasing effects in the inversion for load coefficients and geocenter motion from GPS data. *Geophysical Research Letters* 29(24), 2210, doi:10.1029/2002GL016324.
- Wu, X., M. B. Heflin, E. R. Ivins, D. F. Argus und F. H. Webb (2003). Large-scale global surface mass variations inferred from GPS measurements of load-induced deformation. *Geophysical Research Letters* 30(14), 1742, doi:10.1029/2003GL017546.
- Wübbena, G. (1985). Software developments for geodetic positioning with GPS using TI-4100 code and carrier measurements. In C. Goad (Hrsg.): *Proceedings of the First International Symposium on Precise Positioning with the Global Positioning System*. S. 403–412. U.S. Department of Commerce, Rockville, Md., USA.
- Wübbena, G., F. Menge, M. Schmitz, G. Seeber und C. Völksen (1997). A New Approach for Field Calibration of Absolute Antenna Phase Center Variations. *Journal Navigation* 44(2), 247–255.
- Wünsch, J. (2000). Oceanic influence on the annual polar motion. *Journal of Geodynamics* 30, 389–399.
- Xu, G. (2003). *GPS. Theory, Algorithms and Applications*. Springer. Berlin, Heidelberg.
- Zhang, J., Y. Bock, H. Johnson, P. Fang, S. Williams, J. Genrich, S. Wdowinski und J. Behr (1997). Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Error analysis of daily position estimates and site velocities. *Journal of Geophysical Research* 102(B8), 18035–18055.
- Zhu, S., C. Reigber und R. König (2004). Integrated adjustment of CHAMP, GRACE, and GPS data. *Journal of Geodesy* 78(1-2), 103–108. doi:10.1007/s00190-004-0379-0.



# A Wichtige mathematische Aspekte

Detaillierte und weiterführende Informationen zu den folgenden Ausführungen lassen sich u.a. in Koch (2004) und Brockmann (1997) finden.

## A.1 Gauß-Markoff-Modell

Das in dieser Arbeit für alle Schätzungen unbekannter Parameter zugrunde liegende mathematische Modell ist das Gauß-Markoff-Modell (GMM). Aus den linearen Beobachtungsgleichungen (Koch 2004)

$$\mathbf{y} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{e} \quad \text{mit} \quad E(\mathbf{e}) = 0 \quad \text{und} \quad D^2(\mathbf{y}) = \mathbf{C}_{yy} = \mathbf{C}_{ee} = \sigma^2 \mathbf{P}^{-1} \quad (\text{A.1})$$

und mit

<b>A</b>	Funktionalmatrix bzw. Designmatrix,
<b>y</b>	Beobachtungsvektor,
<b>e</b>	Vektor der Residuen bzw. Vektor der Verbesserungen,
<b>x</b>	Parametervektor bzw. Vektor der Unbekannten,
<b>P</b>	Gewichtsmatrix der Beobachtungen,
$\sigma^2$	Varianz der Gewichtseinheit,
$\mathbf{C}_{yy}$	Varianz-Kovarianzmatrix der Beobachtungen

lassen sich nach der Methode der kleinsten Quadrate (MkQ) die Normalgleichungen

$$\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} \mathbf{x} = \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y} \quad \text{bzw.} \quad \mathbf{N} \mathbf{x} = \mathbf{b} \quad (\text{A.2})$$

zur Schätzung der unbekannt Parameter  $\mathbf{x}$  ableiten (Koch 2004). Implementiert man zusätzliche a priori Informationen im Sinne linearer Nebenbedingungen  $\mathbf{H}\mathbf{x} = \mathbf{w}$  der unbekannt Parameter  $\mathbf{x}$ , erweitert sich das Normalgleichungssystem wie folgt (Koch 2004):

$$\begin{bmatrix} \mathbf{N} & \mathbf{H}^T \\ \mathbf{H} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{x} \\ \mathbf{k} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{b} \\ \mathbf{w} \end{bmatrix} \quad (\text{A.3})$$

Häufig werden die Nebenbedingungen über Parameter der Form

$$\mathbf{w} = \mathbf{H}\mathbf{x} + \mathbf{e}_w \quad \text{mit} \quad \mathbf{D}(\mathbf{w}) = \sigma^2 \mathbf{P}_w^{-1} \quad (\text{A.4})$$

in das Ausgleichungsmodell eingeführt. Diese Bedingungen nach Gleichung A.4 können als zusätzliche Pseudobeobachtungen interpretiert werden. Das GMM aus Gleichung A.2 erwei-

tert sich dann mit (Brockmann 1997)

$$\begin{bmatrix} \mathbf{y} \\ \mathbf{w} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A} \\ \mathbf{H} \end{bmatrix} \tilde{\mathbf{x}} + \begin{bmatrix} \mathbf{e} \\ \mathbf{e}_w \end{bmatrix} \quad \text{mit} \quad \mathbf{D}\left(\begin{bmatrix} \mathbf{y} \\ \mathbf{w} \end{bmatrix}\right) = \sigma^2 \begin{bmatrix} \mathbf{P}^{-1} & 0 \\ 0 & \mathbf{P}_w^{-1} \end{bmatrix} \quad (\text{A.5})$$

und das resultierende Normalgleichungssystem ergibt sich zu

$$(\mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} + \mathbf{H}^T \mathbf{P}_w \mathbf{H}) \tilde{\mathbf{x}} = \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{y} + \mathbf{H}^T \mathbf{P}_w \mathbf{y}_w \quad (\text{A.6})$$

Im Vergleich zu Gleichung A.5 ist in Gleichung A.2 die Gewichtsmatrix implizit mit  $\mathbf{P}_w \rightarrow \infty$  bzw.  $\mathbf{P}_w^{-1} \rightarrow 0$  enthalten (Brockmann 1997).

Die Einführung solcher linearer Nebenbedingungen ist eine Möglichkeit, Singularitäten der Normalgleichungen zu beheben. Als Anwendungsbeispiel möge die Verfügung über die Datumparameter der Netzorientierung bei geodätischen Raumverfahren (vgl. Abschnitt 5.3.1) dienen, oder die Einführung externer Informationen, etwa in der Art, dass die zu schätzenden Geschwindigkeiten zweier unmittelbar benachbarter Stationen einen gemeinsamen Wert annehmen sollen.

## A.2 Präelimination von Parametern

In der Analyse von GPS-Daten werden auf Tagesniveau eine Vielzahl unbekannter Parameter aufgesetzt. In der späteren Kombination der Normalgleichungen müssen diese Parameter reduziert werden, um die Dimension des Normalgleichungssystems beherrschbar zu halten. Der Parametervektor  $\mathbf{x}$  sei unterteilt in einen Vektor  $\mathbf{x}_1$  und einen Vektor  $\mathbf{x}_2$ :

$$\begin{bmatrix} \mathbf{N}_{11} & \mathbf{N}_{12} \\ \mathbf{N}_{21} & \mathbf{N}_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{x}_1 \\ \mathbf{x}_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{b}_1 \\ \mathbf{b}_2 \end{bmatrix} \quad (\text{A.7})$$

Um das Normalgleichungssystem um den Vektor  $\mathbf{x}_2$  zu reduzieren, wird die zweite Gleichung von (A.7) mit  $-\mathbf{N}_{12}\mathbf{N}_{22}^{-1}$  linksseitig multipliziert und zur ersten Gleichung von (A.7) addiert:

$$\left[ \mathbf{N}_{11} - \mathbf{N}_{12}\mathbf{N}_{22}^{-1}\mathbf{N}_{21} \right] \mathbf{x}_1 = \mathbf{b}_1 - \mathbf{N}_{12}\mathbf{N}_{22}^{-1}\mathbf{b}_2 \quad (\text{A.8})$$

Das erhaltene reduzierte Normalgleichungssystem besitzt die Dimension des Unbekanntenvektors  $\mathbf{x}_1$ . Die Information der Unbekannten  $\mathbf{x}_2$  ist über die Normalgleichungselemente  $\mathbf{N}_{12}\mathbf{N}_{22}^{-1}\mathbf{N}_{21}$  und  $\mathbf{N}_{12}\mathbf{N}_{22}^{-1}$  implizit weiterhin vollständig erhalten. Die Lösung für  $\mathbf{x}_2$  kann durch Einsetzen der Lösung für  $\mathbf{x}_1$  in eine der beiden Gleichungen A.7 bestimmt werden:

$$\mathbf{x}_2 = \mathbf{N}_{22}^{-1} [\mathbf{b}_2 - \mathbf{N}_{21}\mathbf{x}_1] \quad (\text{A.9})$$

Als Beispiele für die Anwendung der Reduktion von Normalgleichungen sei die Eliminierung von zeitlich hochaufgelösten Troposphärenparametern und Erdrotationsparametern bei der Kombination von Tageslösungen genannt.

### A.3 Parametertransformation

Unter der Annahme einer linearen Beziehung zwischen den ursprünglichen unbekanntem Parametern  $\mathbf{x}$  der Normalgleichungen A.2 und neuen unbekanntem Parametern  $\tilde{\mathbf{x}}$ :

$$\hat{\mathbf{x}} = \mathbf{B}\tilde{\mathbf{x}} + \mathbf{d}\mathbf{x} \quad (\text{A.10})$$

mit

$\mathbf{B}$  Transformationsmatrix ( $u \times n$ ),  
 $\mathbf{d}\mathbf{x}$  Konstantenvektor

lässt sich durch Substitution von Gleichung A.10 in Gleichung A.1 bezüglich der neuen Unbekannten schreiben:

$$\mathbf{y} + \mathbf{v} - \mathbf{A}\mathbf{d}\mathbf{x} = \mathbf{A}\mathbf{B}\tilde{\mathbf{x}} \quad (\text{A.11})$$

Das transformierte Normalgleichungssystem ergibt sich schließlich zu:

$$\mathbf{B}^T \mathbf{A}^T \mathbf{P} \mathbf{A} \mathbf{B} \tilde{\mathbf{x}} = \mathbf{B}^T \mathbf{A}^T \mathbf{P} [\mathbf{y} - \mathbf{A}\mathbf{d}\mathbf{x}] \quad \text{bzw.} \\ \tilde{\mathbf{N}}\tilde{\mathbf{x}} = \tilde{\mathbf{b}} \quad \text{mit} \quad \tilde{\mathbf{N}} = \mathbf{B}^T \mathbf{N} \mathbf{B} \quad \text{und} \quad \tilde{\mathbf{b}} = \mathbf{B}^T [\mathbf{b} - \mathbf{N}\mathbf{d}\mathbf{x}] \quad (\text{A.12})$$

Die Parametertransformation auf Normalgleichungsebene nach Gleichung A.12 findet in der Analyse geodätischer Raumverfahren vielseitige Anwendung (Brockmann 1997):

#### (1) Superposition von Normalgleichungen

Es seien  $n$  sequentielle Normalgleichungen

$$\mathbf{N}_i \hat{\mathbf{x}}_i = \mathbf{b}_i \quad \text{mit} \quad i = 1, \dots, n \quad (\text{A.13})$$

bezüglich eines Satzes gemeinsamer Parameter  $\tilde{\mathbf{x}}_c$  gegeben. Es lässt sich zeigen, dass unter Verwendung von Gleichung A.12 folgt:

$$\left[ \sum_{i=1}^n \mathbf{N}_i \right] \tilde{\mathbf{x}}_c = \sum_{i=1}^n \mathbf{b}_i \quad (\text{A.14})$$

#### (2) Transformation der a priori Werte

Für die Addition einzelner Teilnormalgleichungssysteme nach Gleichung A.14 müssen diese über identische a priori Werte verfügen, d.h. die a priori Informationen müssen transformiert werden. Ergeben sich die neuen a priori Werte  $\mathbf{x}_0^N$  aus den alten a priori Werten  $\mathbf{x}_0^A$  mit

$$\mathbf{x}_0^N = \mathbf{x}_0^A + \mathbf{d}\mathbf{x} \quad (\text{A.15})$$

dann folgt für die zu schätzenden Unbekannten

$$\hat{\mathbf{x}}^A = \hat{\mathbf{x}}^N + \mathbf{d}\mathbf{x}. \quad (\text{A.16})$$

Mit der Transformationsmatrix  $\mathbf{B} = \mathbf{I}$  folgt dann aus Gleichung A.12 für die Normalgleichungsmatrix  $\tilde{\mathbf{N}}$  und die rechten Seiten  $\tilde{\mathbf{b}}$  bezüglich der neuen a priori Werte  $\mathbf{x}_0^N$ :

$$\tilde{\mathbf{N}} = \mathbf{N} \quad \text{und} \quad \tilde{\mathbf{b}} = \mathbf{b} - \mathbf{N}\mathbf{d}\mathbf{x} \quad (\text{A.17})$$

(3) Einführung neuer Parametertypen

Es sei

$$\mathbf{x}_i = f(\boldsymbol{\delta}_1) + g(\boldsymbol{\delta}_2) = \mathbf{F}_i\boldsymbol{\delta}_1 + \mathbf{G}_i\boldsymbol{\delta}_2 + \mathbf{c}_i \quad (\text{A.18})$$

eine lineare Relation zwischen den Parametern  $\mathbf{x}$  und den neuen Parametern  $\boldsymbol{\delta}_1$  und  $\boldsymbol{\delta}_2$ . Mit

$$\mathbf{B} = [\mathbf{F}_i, \mathbf{G}_i] \quad \text{und} \quad \mathbf{d}\mathbf{x} = \mathbf{c}_i \quad (\text{A.19})$$

folgt für das Normalgleichungssystem bezüglich der transformierten Parameter

$$\tilde{\mathbf{N}} = \begin{bmatrix} \mathbf{F}_i^T \mathbf{N}_i \mathbf{F}_i & \mathbf{F}_i^T \mathbf{N}_i \mathbf{G}_i \\ \mathbf{G}_i^T \mathbf{N}_i \mathbf{F}_i & \mathbf{G}_i^T \mathbf{N}_i \mathbf{G}_i \end{bmatrix} \quad \text{und} \quad \tilde{\mathbf{b}} = \begin{bmatrix} \mathbf{F}_i^T (\mathbf{b}_i - \mathbf{N}_i \mathbf{c}_i) \\ \mathbf{G}_i^T (\mathbf{b}_i - \mathbf{N}_i \mathbf{c}_i) \end{bmatrix} \quad (\text{A.20})$$

Anwendungsbeispiele für diese Art der Parametertransformation sind die Bestimmung linearer Geschwindigkeiten oder die Bestimmung niederer harmonischer Deformationskoeffizienten aus Stationspositionen.

(4) Änderung des Gültigkeitsintervalls für Parameter innerhalb einer Normalgleichung

Für Parameter, die mit stückweise linearen Funktionen parametrisiert wurden, entspricht eine Änderung des Gültigkeitsintervalls einer Parametertransformation nach Gleichung A.12. Es seien  $x(t_i)$  und  $x(t_{i+1})$  zwei Parameter des ursprünglichen Intervalls  $[t_i, t_{i+1}]$ . Diese Parameter sollen in neue Parameter  $\tilde{x}_1$  und  $\tilde{x}_2$  des neuen Gültigkeitsintervalls  $[t_1, t_2]$  überführt werden, wobei  $t_1 \leq t_i$  und  $t_2 \geq t_{i+1}$ . Es ergibt sich für Gleichung A.12 (Dach u.a. 2007):

$$\mathbf{B} = \begin{bmatrix} \frac{t_2 - t_i}{t_2 - t_1} & \frac{t_i - t_1}{t_2 - t_1} \\ \frac{t_2 - t_{i+1}}{t_2 - t_1} & \frac{t_{i+1} - t_1}{t_2 - t_1} \end{bmatrix} \quad \text{und} \quad \mathbf{d}\mathbf{x} = 0 \quad (\text{A.21})$$

Eine weitere Anwendung der Parametertransformation ist die Normalisierung von Normalgleichungen, um deren numerische Stabilität zu verbessern. In diesem Fall reduziert sich die Parametertransformation zu einer Skalierung (Brockmann 1997).

## B Ausführliche Darstellung der „sea-level equation“

In Abschnitt 2.2.2 wird die „sea-level equation“ vorgestellt. In ihrer einfachen Form lautet sie (Peltier 1998):

$$\delta S(\varphi, \lambda, t) = C(\varphi, \lambda, t) \{ \delta G(\varphi, \lambda, t) - \delta R(\varphi, \lambda, t) \} \quad (\text{B.1})$$

mit

$\varphi, \lambda$	Position des Aufpunktes,
$t$	Zeitpunkt der Auswertung,
$\delta S$	Änderung des relativen Meeresspiegels,
$C$	Ozeanfunktion (liefert $C = 1$ für den Ozean und $C = 0$ für Land),
$\delta G$	Geoidänderung
$\delta R$	Änderung der vertikalen Deformation der festen Erde.

Die ausführliche Form der Gleichung B.1 ergibt sich zu (Peltier 1998):

$$\delta S(\varphi, \lambda, t) = C(\varphi, \lambda, t) \left\{ \int_{-\infty}^t \left[ \iint_{\sigma} \left( \frac{1}{g} \Phi(\Psi, t - t') - \Gamma(\Psi, t - t') \right) L(\varphi, \lambda', t') d\sigma \right] dt' + \frac{1}{g} \Delta \Phi(t) \right\}. \quad (\text{B.2})$$

Dabei bezeichnen

$\int_{-\infty}^t dt$	Integration über den Zeitbereich der gesamten Glazialgeschichte,
$\iint_{\sigma} d\sigma$	Integration über die gesamte Erdoberfläche,
$\Phi$ und $\Gamma$	viskoelastischen Greenfunktionen mit dem Winkelabstand $\Psi$ zwischen Quell- und Aufpunkt,
$L$	Oberflächenauflast aufgrund der Umverteilung der Eis- bzw. Wassermassen,
$\Delta \Phi$	Term zur Massenerhaltung.

---

## C Zeitreihen des regionalen Referenzrahmens PDR07ANT

Bei der Nutzung der geschätzten Stationsgeschwindigkeiten der Stationen des Antarktischesnetzes sollte in jedem Falle die Anzahl der dieser Schätzung zu Grunde liegenden Beobachtungsepochen sowie der mit Beobachtungen überdeckte Zeitraum beachtet werden. Aus diesem Grunde wurden in diesem Abschnitt die Stationskoordinatenzeitreihen der Lösung PDR07ANT zusammengestellt.

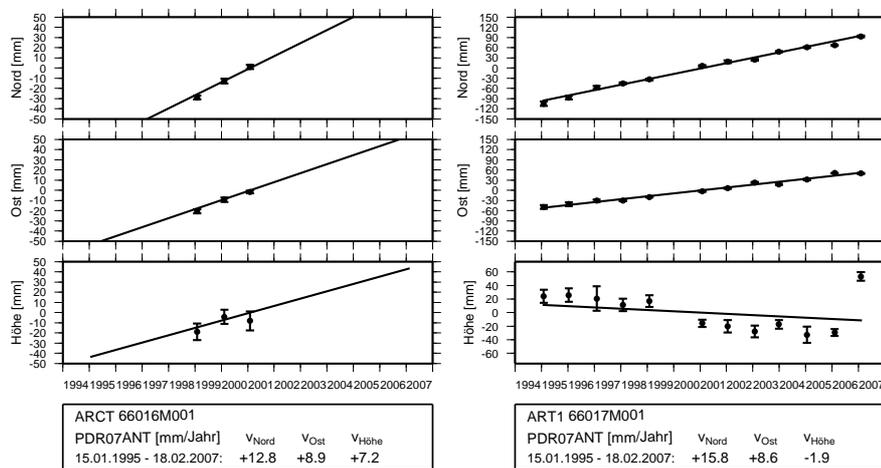


Abbildung C.1: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen A)

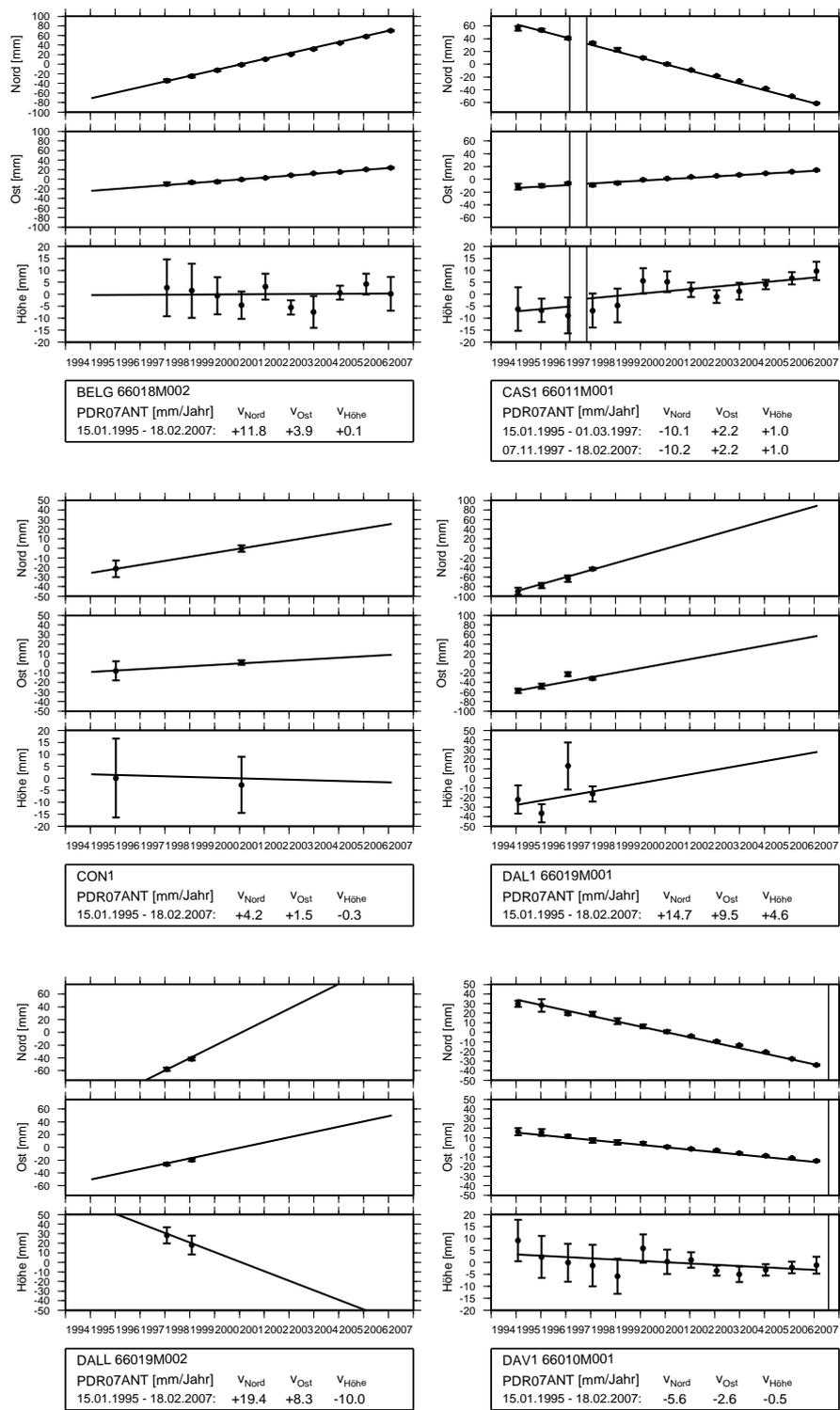


Abbildung C.2: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen B-D)

### C Zeitreihen des regionalen Referenzrahmens PDR07ANT

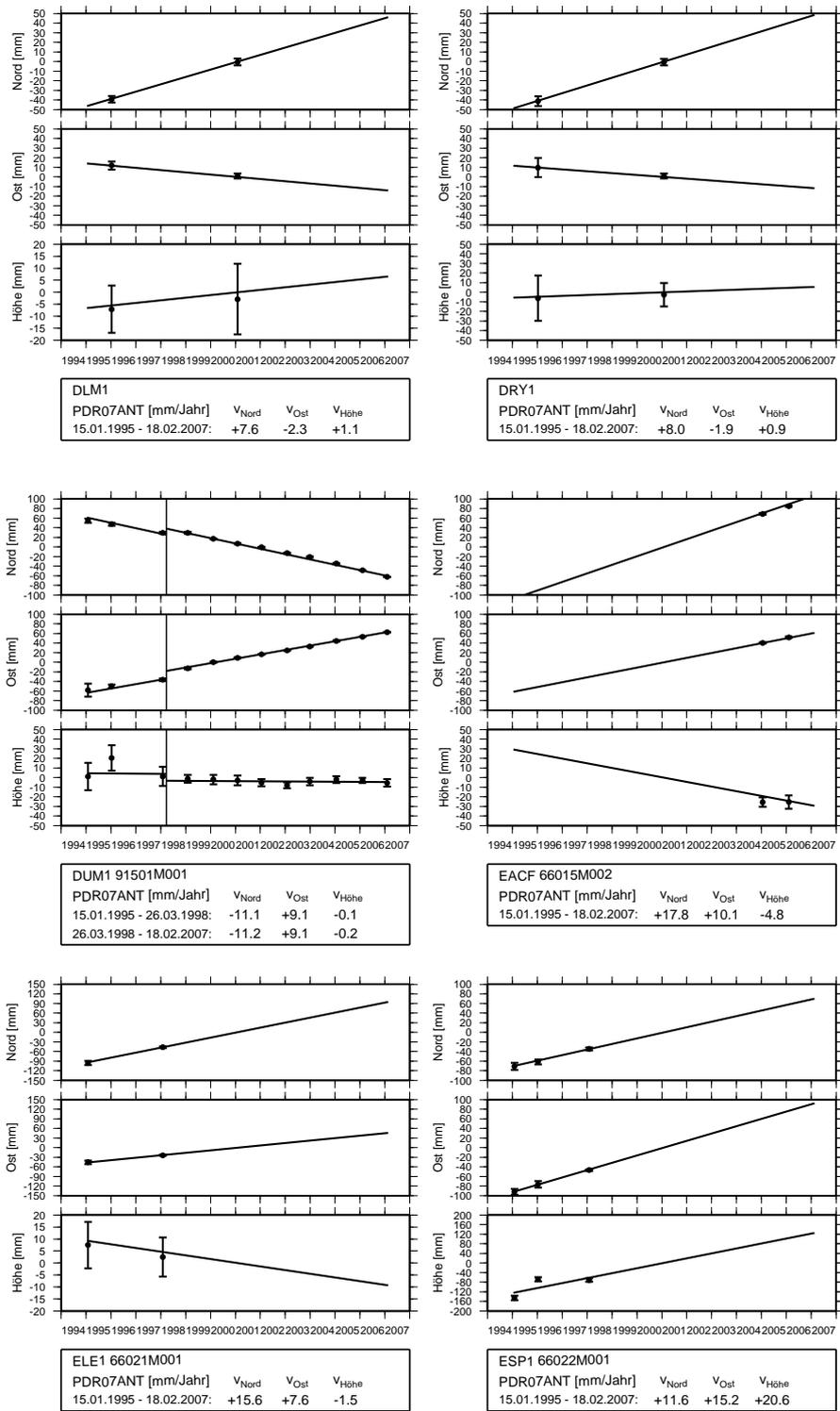


Abbildung C.3: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen D-E)

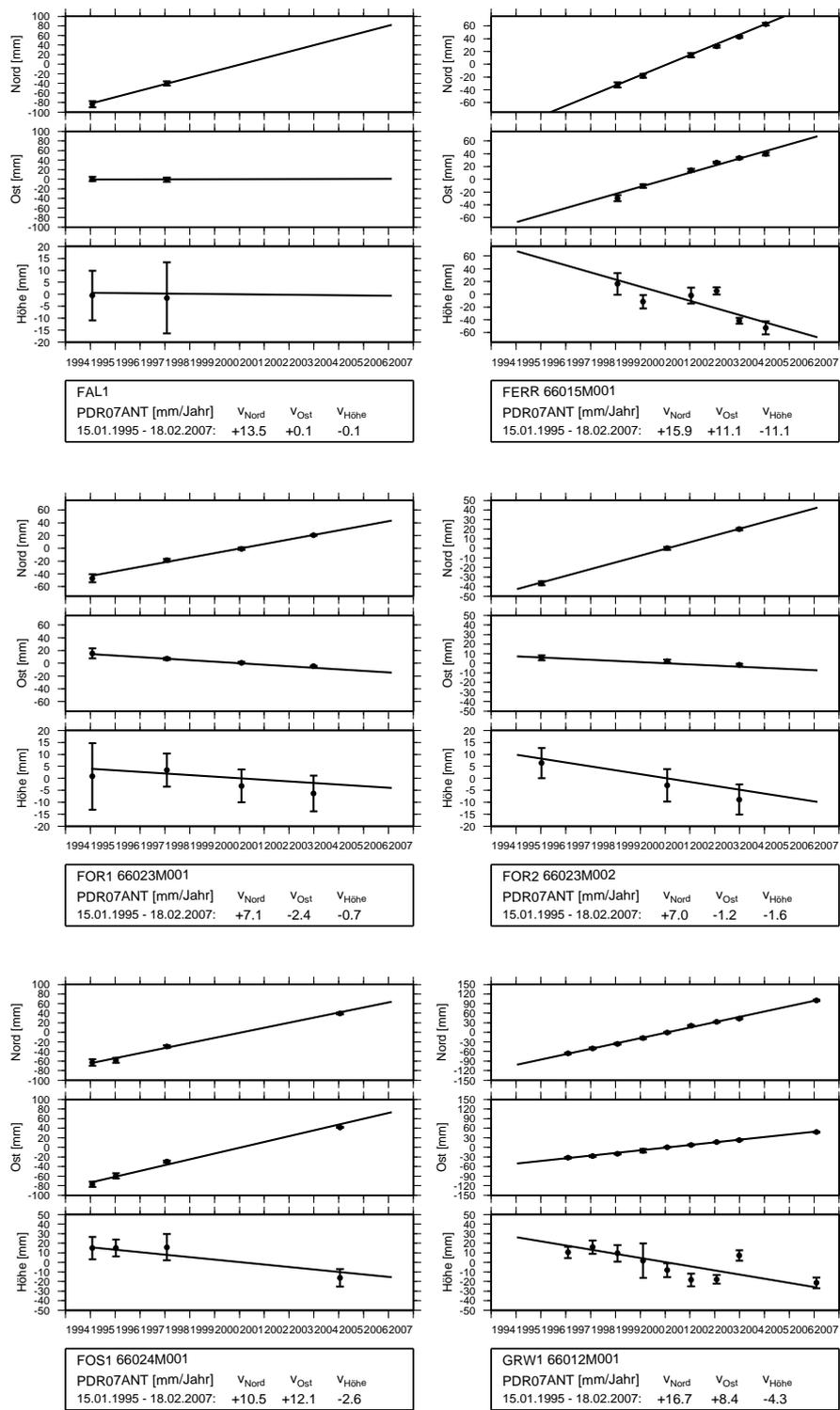


Abbildung C.4: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen F-G)

# C Zeitreihen des regionalen Referenzrahmens PDR07ANT

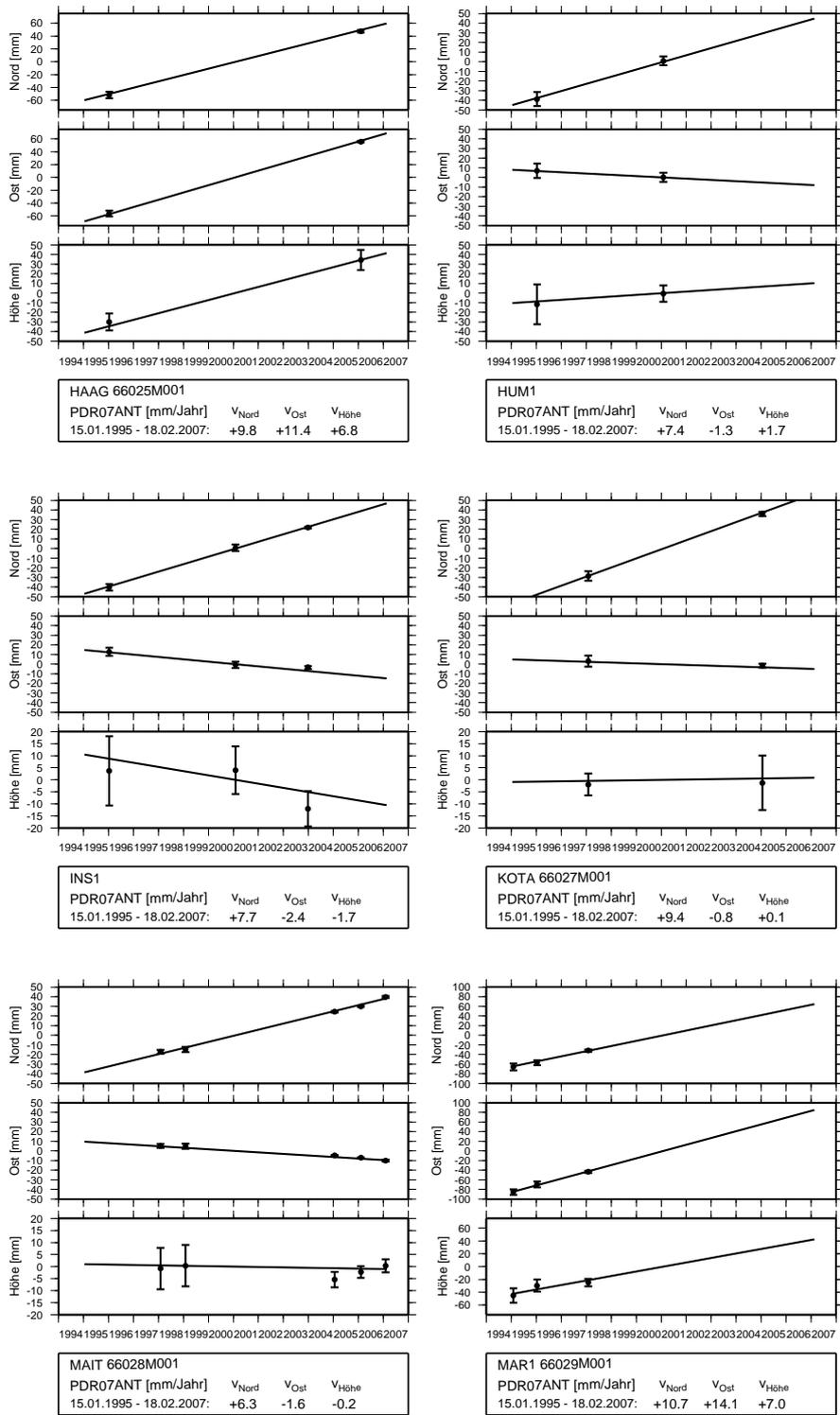


Abbildung C.5: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen H-M)

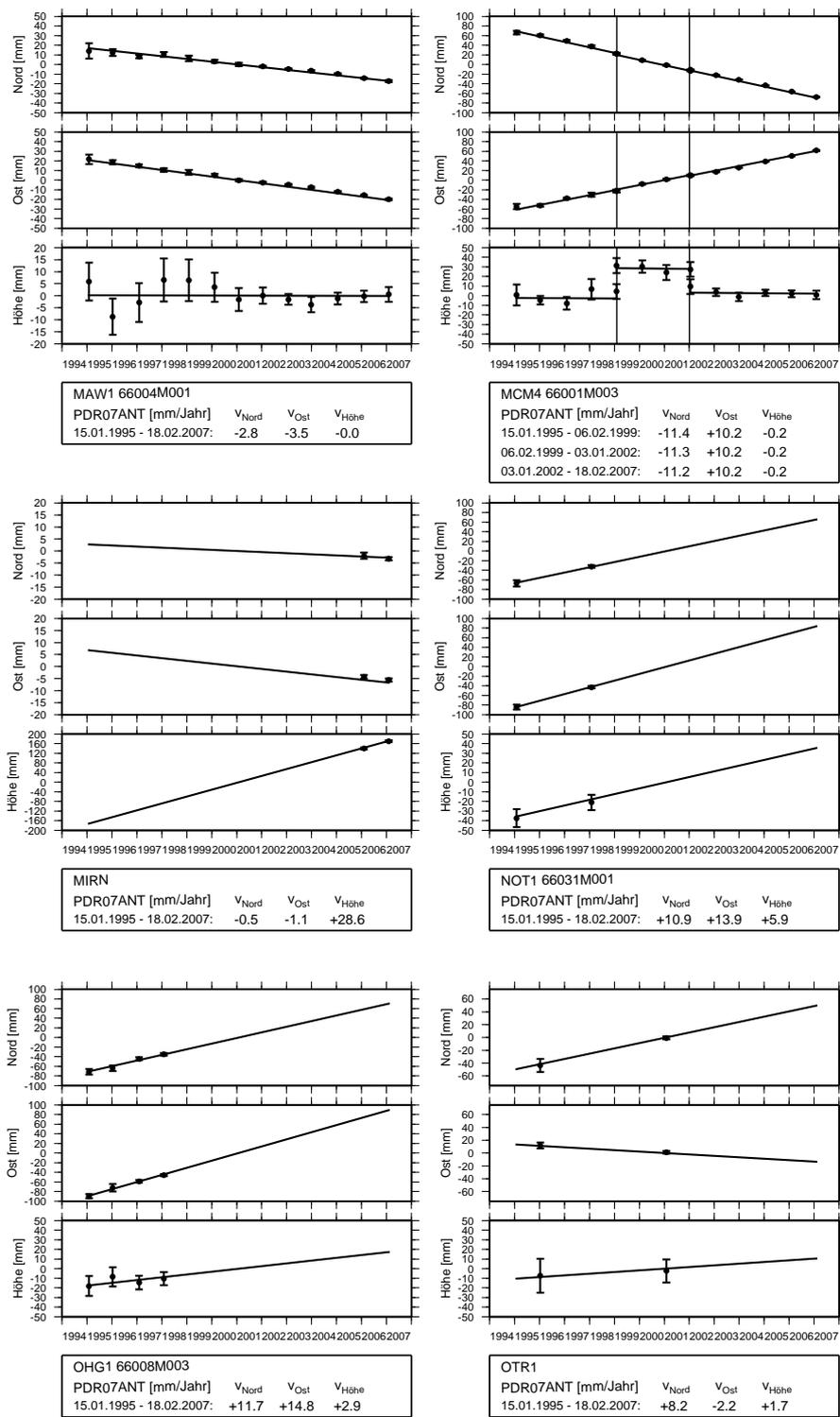


Abbildung C.6: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen M-P)

# C Zeitreihen des regionalen Referenzrahmens PDR07ANT

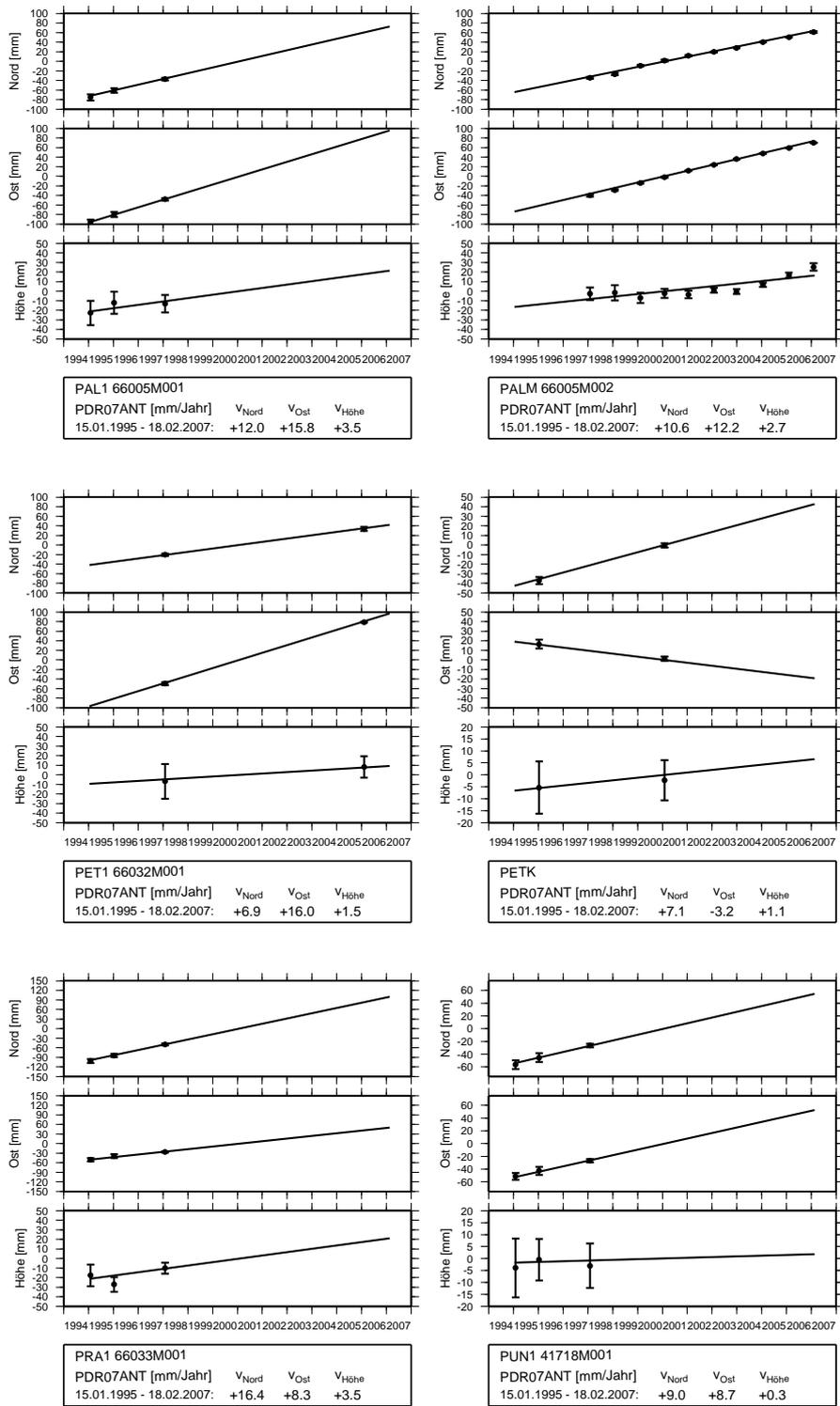


Abbildung C.7: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen P)

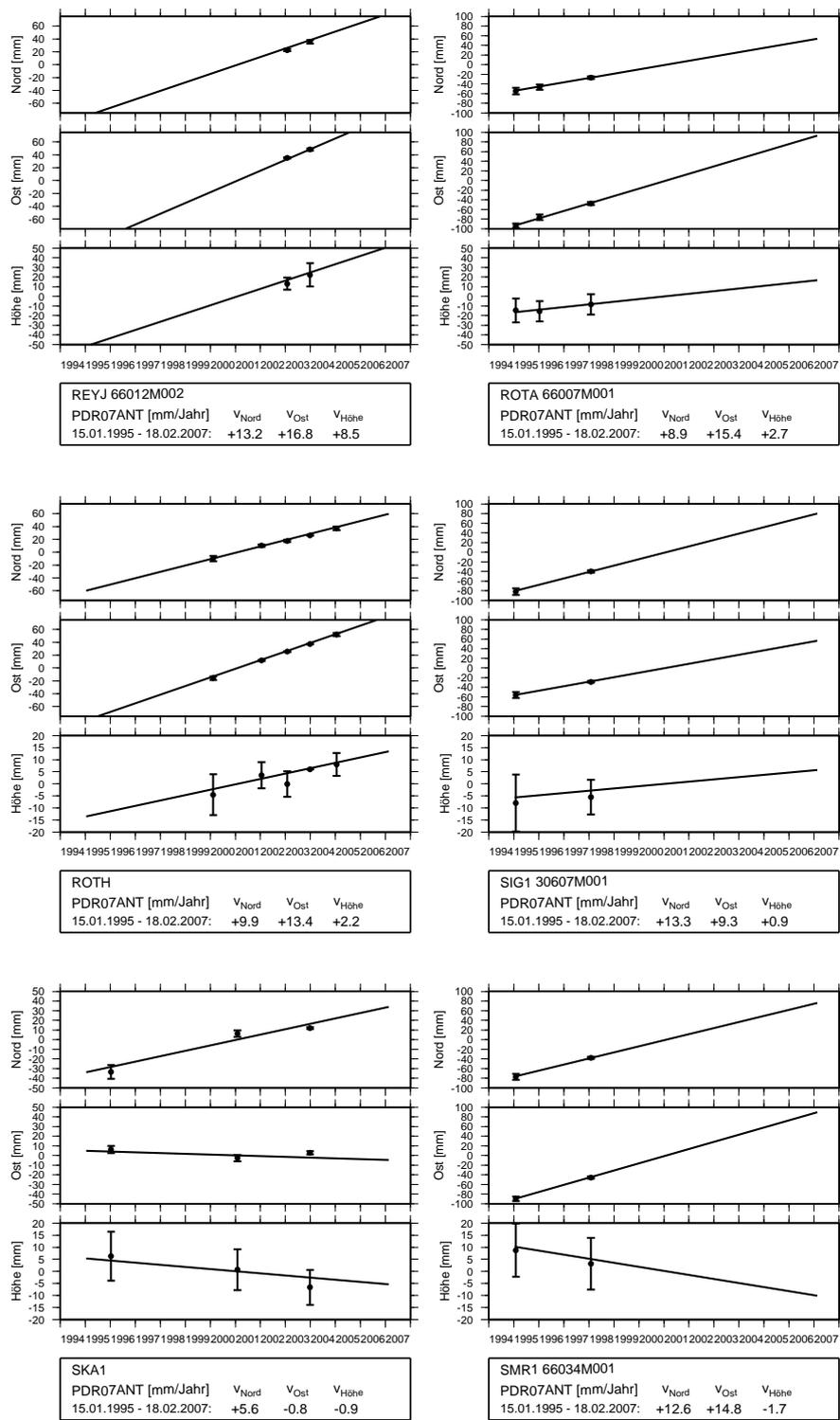


Abbildung C.8: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen R-S)

# C Zeitreihen des regionalen Referenzrahmens PDR07ANT

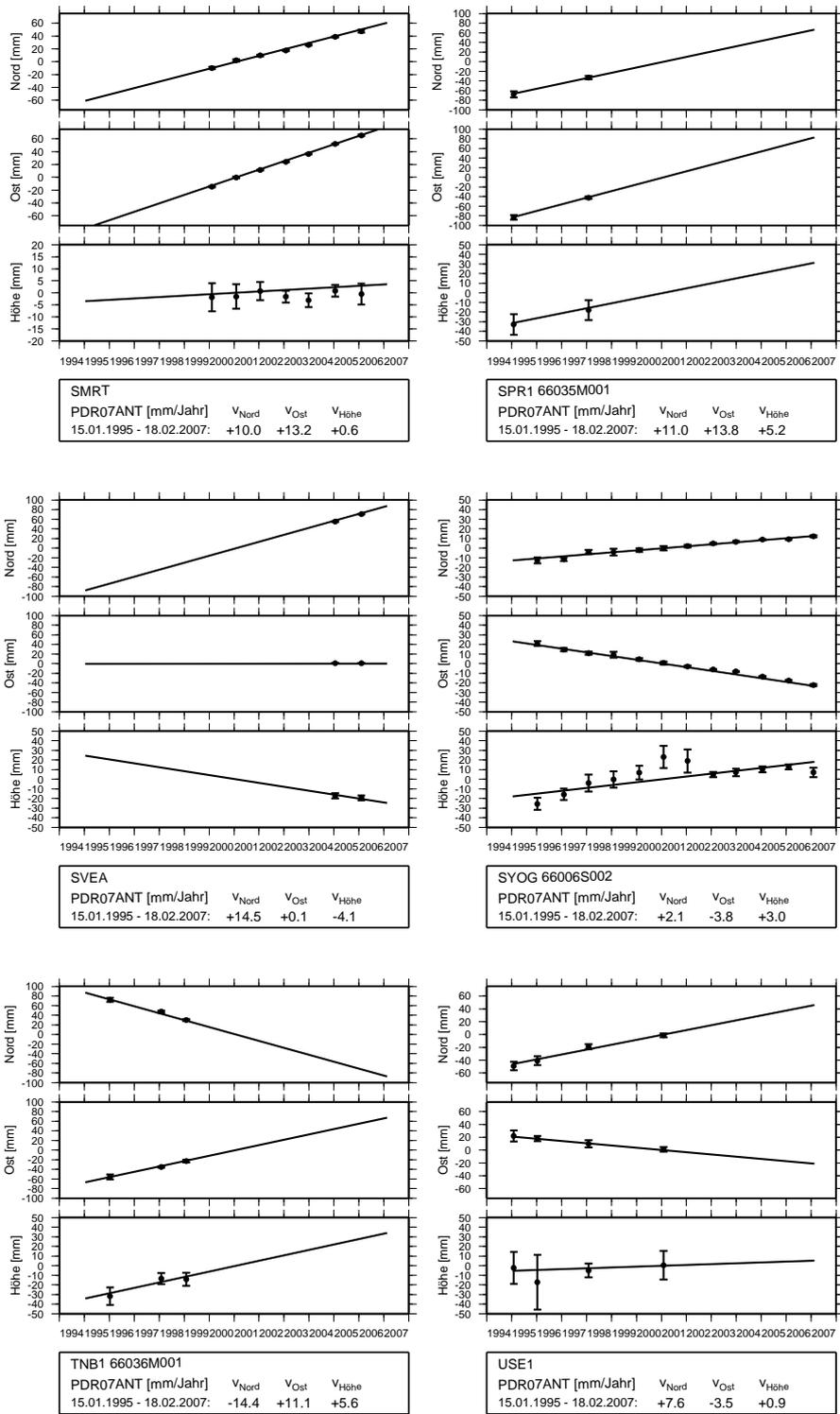


Abbildung C.9: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen S-U)

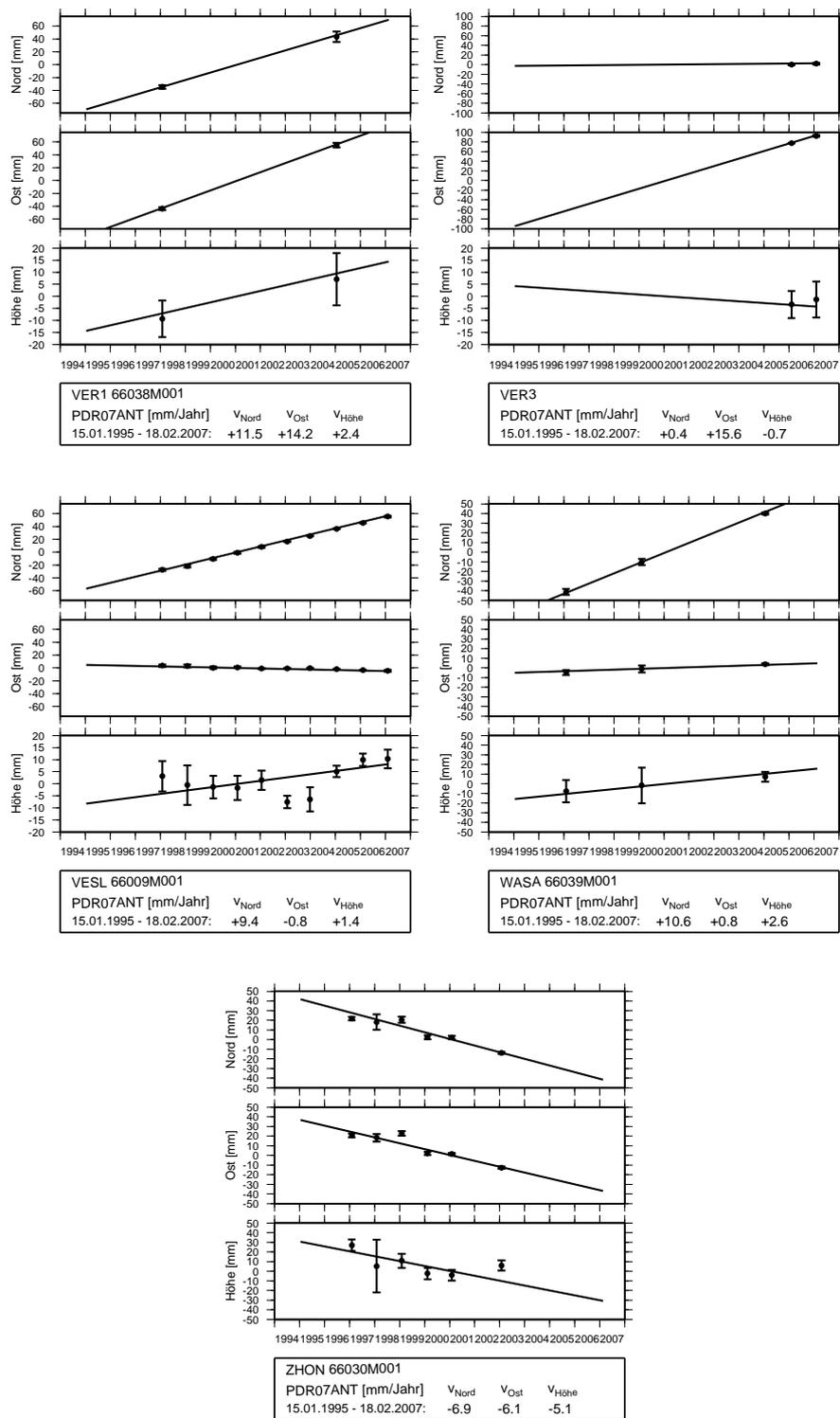


Abbildung C.10: Geschwindigkeitsschätzung PDR07ANT (Stationen V-Z)