

Olga Gitlein

**Absolutgravimetrische Bestimmung
der Fennoskandischen Landhebung
mit dem FG5-220**

München 2010

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

ISSN 0065-5325

ISBN 978-3-7696-5055-6

**Diese Arbeit ist gleichzeitig veröffentlicht in:
Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Geodäsie und Geoinformatik der Leibniz Universität Hannover
ISSN 0174-1454, Nr. 281, Hannover 2009**



DGK Deutsche Geodätische Kommission
bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften

Reihe C

Dissertationen

Heft Nr. 643

**Absolutgravimetrische Bestimmung
der Fennoskandischen Landhebung
mit dem FG5-220**

Von der Fakultät für Bauingenieurwesen und Geodäsie
der Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover
zur Erlangung des Grades
Doktor-Ingenieurin (Dr.-Ing.)
genehmigte Dissertation

von

Dipl.-Ing. Olga Gitlein
geboren am 25.05.1977 in Dshambul (Kasachstan)

München 2010

Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften
in Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

ISSN 0065-5325

ISBN 978-3-7696-5055-6

Diese Arbeit ist gleichzeitig veröffentlicht in:
Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Geodäsie und Geoinformatik der Leibniz Universität Hannover
ISSN 0174-1454, Nr. 281, Hannover 2009

Adresse der Deutschen Geodätischen Kommission:



Deutsche Geodätische Kommission

Alfons-Goppel-Straße 11 • D – 80 539 München
Telefon +49 – 89 – 23 031 1113 • Telefax +49 – 89 – 23 031 -1283 / - 1100
e-mail hornik@dgfi.badw.de • <http://www.dgk.badw.de>

Prüfungskommission

Referent: Prof. Dr.-Ing. habil. Jürgen Müller
Korreferenten: Prof. Dr. Jaakko Mäkinen
Prof. Dr.-Ing. Matthias Becker

Tag der mündlichen Prüfung: 13.03.2009

© 2010 Deutsche Geodätische Kommission, München

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

Kurzfassung

Die wesentliche Zielsetzung der vorliegenden Arbeit und des dazugehörigen Messprojektes war, die Fennoskandische Landhebung im Norden Europas mit absolutgravimetrischer Messtechnik großräumig mit hoher Genauigkeit zu bestimmen. Von 2003 bis 2008 wurde das Absolutgravimeter FG5-220 des Instituts für Erdmessung (IfE) eingesetzt, um zeitliche Schwereänderungen aufgrund der isostatischen Ausgleichsbewegung nachzuweisen. Dazu ergab sich als zusätzliche ingenieurgeodätische Fragestellung, ob die Absolutgravimetrie in der Lage ist, über einen kurzen Zeitraum von fünf Jahren dieses tektonische Phänomen signifikant nachzuweisen und somit einen sinnvollen geodätischen Beitrag zur Unterstützung der geophysikalischen Modellierung zu leisten. Die säkularen Schwereänderungen aufgrund der Landhebung werden von anderen zeitlichen Änderungen (Erd- und Ozeangezeiten, atmosphärische Variationen und Polbewegung) überlagert, die deshalb möglichst genau zu modellieren und anschließend von den Absolutschweremessungen zu reduzieren sind. Damit sind sowohl an die instrumentelle Messtechnik als auch an die anzubringenden Reduktionen hohe Anforderungen gestellt.

Die Arbeit befasst sich zunächst detailliert mit der erreichbaren Genauigkeit des Frei-Fall-Gravimeters FG5-220, mit der Schwerereduktion aufgrund von atmosphärischen Änderungen und mit dem Einsatz der Relativgravimetrie als ergänzende Methode zur Absolutgravimetrie. Im zweiten Teil werden aus den gemessenen und reduzierten Absolutschwerewerten zeitliche lineare Schwereänderungen für die Stationen im Fennoskandischen Landhebungsnetz abgeleitet. Diese Trends werden mit Schwereänderungen verglichen, die mit alternativen Methoden bestimmt wurden. Schließlich werden die Ergebnisse aus der terrestrischen Bestimmung der Landhebung den linearen Schwereänderungen gegenübergestellt, die aus den Messungen der Schwerefeldsatellitenmission GRACE gewonnen wurden.

Schlagwörter: *Absolutgravimetrie, FG5, nacheiszeitliche Landhebung in Fennoskandien, Atmosphärenreduktion, Green'sche Funktionen, GRACE*

Summary

The main objective of this thesis and the corresponding measuring project is to determine the Fennoscandian land uplift in northern Europe with absolute gravimetric measurement technology on a large scale with high precision. From 2003 to 2008, the absolute gravimeter FG5-220 of the Institut für Erdmessung (IfE) was used to observe temporal gravity changes related to the glacial isostatic adjustment. An additional geodetic engineering question arised, whether absolute gravimetry is able to detect this tectonic phenomenon significantly within the short period of five years only. Absolute gravimetry should be an useful geodetic technique to support geophysical investigations. The secular gravity changes due to the land uplift are affected by other temporal changes (earth and ocean tides, atmospheric variations and polar motion). These have to be modeled very exactly and be reduced from the absolute gravity measurements. Therefore, high demands are made to the instrument technology as well as to the reductions.

This work first deals with the achievable accuracy of the free-fall-gravimeter FG5-220 in detail, with the gravity reduction due to atmospheric changes and with the application of relative gravimetry as a complementary method to absolute gravimetry. In the second part secular temporal gravity changes are derived from the measured and reduced absolute gravity values for the stations in the Fennoscandian land uplift network. These results are compared to gravity changes determined with alternative methods. Finally, the results from the terrestrial measurements are compared with the results of the gravity field satellite mission GRACE.

Keywords: *absolute gravimetry, FG5, post-glacial rebound in Fennoscandia, atmospheric reduction, Green's functions, GRACE*

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	9
2	Absolutgravimetrische Bestimmung eines Stationsschwerewertes	11
2.1	Schwerebeschleunigung	11
2.2	Schweremessungen mit dem Absolutgravimeter FG5	13
2.2.1	Prinzip der Frei-Fall-Methode	13
2.2.2	Absolutgravimeter FG5	13
2.2.3	Auswertung und Bestimmung des Stationsschwerewertes	16
2.3	Reduktionen zeitlicher Schwereänderungen	18
2.3.1	Gezeiten	18
2.3.2	Atmosphärische Veränderungen	20
2.3.3	Polbewegung	21
3	Zur Genauigkeit des Absolutgravimeters FG5-220	23
3.1	Instrumentelle Fehlerquellen	23
3.2	Genauigkeitsabschätzung aus Wiederholungsmessungen und Präzisionsuntersuchungen	26
3.2.1	Langzeitbeobachtungsserien auf Referenzstationen	26
3.2.2	Unterschiede zwischen verschiedenen Aufstellungsorientierungen des FG5-220	29
3.2.3	Vergleich von Schweredifferenzen aus Absolut- und Relativgravimetrie	30
3.3	Absolute Genauigkeit des FG5-220 aus Vergleichen mit anderen Absolutgravimetern	31
3.4	Langzeitstabilität der Absolutschweremessungen seit 1986 mit JILAg-3 und FG5-220	33
4	Relativgravimetrische Vermessungen	36
4.1	Zur Kalibrierung und Genauigkeit des Scintrex CG-3M Nr. 4492	36
4.2	Untersuchungen zu vertikalen Schweregradienten	40
4.2.1	Bestimmung des höhenabhängigen vertikalen Schweregradienten	41
4.2.2	Ergebnisse der Gradientenmessungen in Fennoskandien	43
4.3	Horizontaler Schweregradient	44
4.4	Bestimmung einer durch Baumaßnahmen verursachten Schwereänderung	44
4.4.1	Theoretische Grundlagen	45
4.4.2	Praktische Realisierung zur Bestimmung des Schwereeffektes	46
5	Atmosphärenreduktion mit globalen Wetterdaten	49
5.1	Grundlagen aus der Meteorologie	49
5.1.1	Zum Aufbau der Erdatmosphäre	49
5.1.2	Abhängigkeiten zwischen Luftdruck, Temperatur, Dichte und Höhe	50
5.1.3	Standardatmosphäre	52
5.2	Meteorologische ECMWF-Daten	52
5.3	Berechnung der Attraktion und Deformation mit Green'schen Funktionen und 2D-Daten	53
5.3.1	Atmosphärische Green'sche Funktionen für den Einfluss auf die Schwere	53
5.3.2	Höhenbezugsniveau der Atmosphärenreduktion	56
5.3.3	Einteilung der atmosphärischen Daten in Berechnungsgebiete	56
5.3.4	Reaktion der Ozeane auf Luftdruckschwankungen	57
5.4	Lokaler Attraktionseffekt mit atmosphärischen 3D-Daten	58
5.5	Verifizierung der Modellbildung mit beobachteten SLG-Daten	59
5.5.1	Beiträge der Attraktions- und Deformationseffekte	60
5.5.2	Saisonale Variation der lokalen Attraktion	63
5.5.3	Änderung des Deformationseffektes bei IB- und NIB-Hypothese	64

5.5.4	Anwendung der globalen Atmosphärenreduktion auf die SLG-Datenreihe von Membach	65
5.6	Unsicherheitsabschätzungen der globalen Atmosphärenreduktion	67
6	Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung	70
6.1	Motivation	70
6.2	Nacheiszeitliche Landhebung Fennoskandiens als geophysikalisches Phänomen	71
6.3	Vorhandene geodätische Ergebnisse zur Fennoskandischen Landhebung	74
6.3.1	Nivellement, Pegelregistrierungen und Relativgravimetrie	74
6.3.2	Das GPS-Projekt BIFROST	75
6.3.3	Das Landhebungsmodell NKG2005LU	76
6.3.4	Die Schwerefeldsatellitenmission GRACE	76
6.4	Absolutgravimetrische Vermessung der Landhebung	79
7	Ergebnisse der absolutgravimetrischen Vermessung in Fennoskandien	83
7.1	Beobachtete Absolutschwerestationen von 2003 bis 2008	83
7.2	Lineare Schwereänderungen aus Stationsbestimmungen mit dem FG5-220	88
7.3	Lineare Schwereänderungen aus Langzeitmessreihen seit 1993	96
7.4	Verhältnis zwischen zeitlicher Schwereänderung und Höhenänderung	96
7.5	Zeitliche Schwereänderungen aus Absolutgravimetrie und GRACE	99
8	Atmosphärenreduktion der Absolutschweremessungen mit dem FG5-220	102
8.1	Atmosphärische Schwereeffekte aus ECWMF-Wetterdaten	102
8.2	Vergleich zwischen der ECMWF-basierenden Atmosphärenreduktion und der klassischen Luftdruckreduktion	103
8.3	Regressionskoeffizienten zwischen Schwere- und Luftdruckänderungen	104
9	Zusammenfassung und Ausblick	108
	Literaturverzeichnis	112
A	Synthetische Gezeitenparameter	119
B	Vertikale Schweregradienten	122
C	Ergebnisse der Absolutschweremessungen mit dem FG5-220	125
D	Ergebnisse der Absolutschweremessungen mit den FG5-Gravimetern des BGK und NOAA	131
E	Beschreibungen der Absolutschwerestationen	134
F	Skizzen und Ergebnisse der Nivellementsmessungen	167
	Danksagung	176
	Lebenslauf	177

Abbildungsverzeichnis

2.1	Geometrie des Schwerfeldes für Punkt P auf der Erdoberfläche und in Satellitenbahnhöhe.	12
2.2	Schematischer Aufbau des Absolutgravimeters FG5, nachgezeichnet nach [Micro-g, 2002].	14
2.3	Prinzipskizze eines modifizierten Mach-Zehnder-In-Line-Interferometers, das im FG5-Absolutgravimeter eingesetzt wird, nachgezeichnet nach [Niebauer <i>et al.</i> , 1995].	15
2.4	Definition der Referenzhöhe h_{ref}^* für den ausgeglichenen Schwerewert g^*	17
2.5	Polbewegung seit 2003 in Bezug auf den IERS-Pol.	21
2.6	Schwereeffekte aufgrund von Polbewegung berechnet für Hannover ab 1900.	21
3.1	Das GRP und die Überlagerung beider Rubidium-Oszillator-Signale (GPS und FG5-220) auf dem Oszilloskop.	24
3.2	Frequenzdifferenzen Δf zwischen den Rubidium-Oszillatoren des GPS und des FG5-220.	24
3.3	Absolutschweremessungen mit FG5-220 und Variation des Grundwassers in Hannover.	28
3.4	Histogramm und statistische Angaben zu den Differenzen zwischen Absolutschwerewerten bei Süd- und Nordorientierung des FG5-220.	29
3.5	Schweremessungen in Clausthal bezogen auf den Mittelwert.	34
3.6	Schweremessungen in Hannover bezogen auf den Mittelwert.	34
4.1	Sensorhöhen bzw. Referenzhöhen der verschiedenen Absolutgravimeter und Relativgravimeter über dem Fußbodenniveau.	40
4.2	Darstellung zur Messung der nicht-linearen Abhängigkeit zwischen Schwere und Höhe.	42
4.3	Situationsdarstellung des Pfeilers der Station in Clausthal sowie die Verteilung der relativgravimetrischen Messpunkte zur Bestimmung des horizontalen Gradientenfeldes.	45
4.4	Ergebnisse der Vermessung des horizontalen Gradientenfeldes über dem Pfeiler in Clausthal.	45
4.5	Situationsdarstellung in Onsala zur Bestimmung der durch Baumaßnahmen verursachten Schwereänderung.	47
4.6	Höhendifferenz zwischen der topographischen Aufnahme vor und nach dem Zaunwallbau.	47
5.1	Aufbau der Erdatmosphäre und Temperaturverteilung in der U. S. Standardatmosphäre 1976.	50
5.2	Modell zur Berechnung der Attraktionswirkung einer Luftsäule, angelehnt an [Sun, 1995].	54
5.3	Unterteilung der atmosphärischen Daten in drei Zonen (lokal, regional, global).	54
5.4	Atmosphärische Green'sche Funktionen für die Schwerewirkung einer Luftsäule für den direkten Attraktionsanteil $GN(\psi)$ und den Deformationsanteil $GE(\psi)$ nach [Merriam, 1992].	55
5.5	Darstellung der Atmosphäre in Volumenelementen $dx dy dz$ im kartesischen Koordinatensystem zur Berechnung des lokalen Attraktionseffektes mit 3D-Daten.	59
5.6	Atmosphärische Schwereeffekte aus der lokalen, regionalen und globalen Zone, die Variation des Stationsluftdrucks sowie Fourier-Amplitudenspektren für Membach (01.2003 – 12.2006).	61
5.7	Atmosphärische Schwereeffekte aus der lokalen, regionalen und globalen Zone sowie die Variation des Stationsluftdrucks in Membach im November 2005.	62
5.8	Verteilung der Dichte innerhalb der Atmosphäre über der Schwerestation Membach (01.2003 – 12.2006).	63
5.9	Differenz zwischen den Attraktionseffekten aus der lokalen Zone, die aus 3D-Daten und aus 2D-Daten für die Station Membach berechnet wurden (3D–2D).	64
5.10	Differenz zwischen den Deformationseffekten aus der globalen Zone bei IB- und NIB-Hypothese für die Station Membach sowie das entsprechende Fourier-Amplitudenspektrum.	65
5.11	Residuale SLG-Daten, die um Schwereänderungen aufgrund von Gezeiten, Polbewegung und hydrologischen Variationen, jedoch nicht wegen Luftdruckschwankungen reduziert wurden.	66
5.12	Differenz zwischen den SLG-Datenreihen, die der klassischer Luftdruckreduktion und der globalen Atmosphärenreduktion unterzogen wurden.	66
5.13	Fourier-Amplitudenspektren der SLG-Datenreihe nach der klassischen Luftdruckreduktion und nach der globalen Atmosphärenreduktion.	67

6.1	Synergie-Effekt aus boden- und satellitengestützten Daten.	71
6.2	Entstehung der nacheiszeitlichen Landhebung nach [Watts, 2001].	72
6.3	Schematische Darstellung der höchsten sichtbaren Küstenlinie der Welt mit 286 m über dem Meer auf dem Skuleberget in „Höga Kusten“ (Hohe Küste) in Schweden.	72
6.4	Geologische Karte des Baltischen Schildes, nachgezeichnet nach [Bahlburg und Christoph, 1998], und das Alter der geologischen Provinzen.	73
6.5	Landhebungsraten aus Messungen seit 1892, die aus Pegelregistrierungen und Nivellement abgeleitet wurden, mit Genehmigung von [Ekman, 1996].	75
6.6	Landhebungsraten aus Messungen seit 1993, die im Rahmen des BIFROST-Projektes aus kontinuierlichen GPS-Registrierungen berechnet wurden, mit Genehmigung von [Lidberg, 2007].	75
6.7	Landhebungsraten des Modells NKG2005LU, die von [Ågren und Svensson, 2006] zur Verfügung gestellt wurden.	77
6.8	Lineare Schwereänderungen, die aus monatlichen GRACE-Schwerefeldmodellen (08.2002 – 09.2008) des GFZ-Analysezentriums berechnet wurden.	78
7.1	Stationen, auf denen 2003 und 2004 der Absolutschwerewert bestimmt wurde.	84
7.2	Stationen, auf denen 2005 und 2006 der Absolutschwerewert bestimmt wurde.	85
7.3	Stationen, auf denen 2007 und 2008 der Absolutschwerewert bestimmt wurde.	86
7.4	Absolutschwerestationen im Fennoskandischen Landhebungsgebiet, auf denen das IfE in dem Zeitraum 2003 bis 2008 den Schwerewert mindestens einmal bestimmte.	88
7.5	Zeitliche lineare Schwereänderungen für Absolutschwerestationen in Fennoskandien, die aus Messungen mit dem FG5-220 berechnet wurden.	90
7.6	Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Stationen Arjeplog und Kopenhagen-Vestvolden.	92
7.7	Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Stationen Kiruna, Kramfors und Märtsbo.	93
7.8	Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Stationen Metsähovi, Onsala und Östersund.	94
7.9	Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Stationen Skellefteå, Sodankylä und Vaasa AB.	95
7.10	Verhältnissfaktor \dot{g}/\dot{h} zwischen absoluter Schwereänderung und absoluter Höhenänderung.	98
7.11	Darstellung zur Reduktion der Schwereergebnisse aufgrund der Höhenänderung auf einer Station im Landhebungsgebiet.	99
7.12	Lineare Schwereänderungen für Fennoskandien abgeleitet aus GRACE-Schwerefeldmodellen (08.2002 – 09.2008) und aus der terrestrischen Vermessung (Absolutgravimetrie und GPS).	101
8.1	Summe der atmosphärischen Schwereeffekte aus der lokalen, aus der regionalen und aus der globalen Zone, die zum Zeitpunkt der absolutgravimetrischen Stationsbestimmungen in Fennoskandien (2003 – 2007) aus ECMWF-Daten berechnet wurden.	103
8.2	Differenzen zwischen den Attraktionseffekten aus der lokalen Zone, die aus 3D-Daten und aus 2D-Daten zum Zeitpunkt der absolutgravimetrischen Stationsbestimmungen des IfE in Fennoskandien (2003 – 2007) berechnet wurden.	104
8.3	Differenzen zwischen den ECMWF-basierenden Atmosphäreneffekten und den Effekten, die nach der klassischen Methode für die absolutgravimetrische Stationsbestimmungen des IfE in Fennoskandien (2003 – 2007) berechnet wurden.	105

Tabellenverzeichnis

3.1	Instrumentelle Fehlerquellen und Unsicherheiten für FG5-Gravimeter, [Niebauer <i>et al.</i> , 1995].	25
3.2	Absolutschweremessungen auf den Referenzstationen in Bad Homburg, Clausthal und Hannover. Differenzen zwischen den einzelnen FG5-220-Stationsbestimmungen und dem Mittelwert.	27
3.3	Schweredifferenzen zwischen zwei Messpunkten BA und AA in Bad Homburg, AB und AC in Metsähovi sowie AS und AN in Onsala aus Absolut- und aus Relativschweremessungen.	30
3.4	Ergebnisse simultaner Vergleichsmessungen des FG5-220 mit anderen FG5-Instrumenten auf den Stationen in Bad Homburg, Metsähovi, Onsala und Vaasa.	32
4.1	Ergebnisse aus den Kalibrierungen des Relativgravimeters Scintrex CG-3M Nr. 4492.	37
4.2	Ausgleichungsergebnisse der lokalen und regionalen Messungen mit Scintrex CG-3M Nr. 4492.	39
4.3	Genauigkeitsanforderungen an vertikale Schweregradienten γ für Reduktionsanwendungen.	41
4.4	Ergebnisse für den linearen γ_1 und quadratischen Anteil γ_2 der vertikalen Schwereänderung für Stationen in Fennoskandien.	43
4.5	Schweredifferenzen Δg bezogen auf das Exzentrum 101, die vor der Erdmassenbewegung (t_1) und nach der Erdmassenbewegung (t_2) bestimmt wurden.	48
4.6	Summe von $u_z(P)$ für die Messpfeiler 222, 333, 444 sowie den Absolutschwerepunkt AS.	48
4.7	Ergebnisse der Dichtebestimmung aus $\sum u_z(P)$ und der Schwereänderung $\delta g(P)$	48
5.1	Beiträge der atmosphärischen Schwereeffekte für die Station Membach aus der lokalen, regionalen und globalen Zone.	60
5.2	Statistische Angaben zu den Differenzen zwischen den Deformationseffekten bei IB- und NIB-Hypothese für die Ozeane.	65
5.3	Vergleich von lokal gemessenem (Barometer) mit modelliertem Stationsluftdruck (aus 2D- und aus 3D-Wetteraten) für die SLG-Station Membach und für die FG5-Absolutgravimetriestationen.	69
7.1	Statistik der jährlichen Stationsbestimmungen (2003 – 2008) in Fennoskandien durch verschiedene Institutionen mit deren FG5-Absolutgravimetern.	87
7.2	Lokale lineare Schwereänderungen für 11 Absolutschwerestationen in Fennoskandien.	89
7.3	Diskrepanzen zwischen den zeitlichen linearen Schwereänderungen aus der Absolutgravimetrie und den vorhandenen Studien für 11 Absolutschwerestationen im Landhebungsgebiet.	91
7.4	Schwereänderungen aus Langzeitmessreihen mit Messungen des BKG, NOAA und IfE.	97
7.5	Verhältnissfaktor zwischen Schwere- und Höhenänderung für Stationen in Fennoskandien.	98
7.6	Lokale lineare Schwereänderungen aus terrestrischen Messungen und aus monatlichen GRACE-Schwerefeldmodellen.	101
8.1	Beiträge der atmosphärischen Schwereeffekte aus der lokalen, aus der regionalen und aus der globalen Zone berechnet für etwa 90 Stationsbestimmungen in Fennoskandien.	103
8.2	Gemittelte Regressionskoeffizienten α zwischen Schwere- und Stationsluftdruckänderung basierend auf globaler Modellierung von atmosphärischen Schwereeffekten.	107
D.1	Ergebnisse der Absolutschweremessungen, die mit den Gravimetern FG5-101 und FG5-301 des BKG im Fennoskandischen Landhebungsnetz bestimmt wurden.	132
D.2	Ergebnisse der Absolutschweremessungen, die mit den Gravimetern FG5-102 und FG5-111 des NOAA im Fennoskandischen Landhebungsnetz bestimmt wurden.	133

1 Einleitung

Transportable Absolutgravimeter werden seit einigen Jahrzehnten zur Festlegung von Niveau und Maßstab nationaler und internationaler Grundlagennetze und zur Anlage von Kontrollnetzen, die der Überwachung zeitlicher Schwereänderungen dienen, eingesetzt. Mit der Absolutschweremesstechnik bleiben zeitlich und räumlich auseinander liegende Messungen vergleichbar. Damit können geodynamische Vorgänge (globale und regionale Tektonik, isostatische Kompensation, Sedimentation) und Veränderungen durch menschliche Einwirkungen aufgezeigt werden. Um zwischen Vertikalbewegungen der Erdoberfläche und unterirdischen Massenverlagerungen unterscheiden zu können, werden gravimetrische und geometrische Techniken integriert. Die Kombination dieser beiden Methoden trägt u. a. zur geophysikalischen Modellierung in geotektonisch aktiven Gebieten bei.

Ein interessantes Gebiet solcher Modellierungen stellt Nordeuropa dar, das sich seit der letzten Eiszeit in isostatischer Ausgleichsbewegung befindet. Das Phänomen der nacheiszeitlichen Landhebung in Fennoskandien wird u. a. mit der terrestrischen absolutgravimetrischen Messmethode beobachtet. Je nach Zielsetzung der gravimetrischen Vermessung werden entsprechend hohe Messgenauigkeiten gefordert. Mit einer Höhenänderung der Erdoberfläche in Fennoskandien sind Schwereänderungen von etwa -1.7 nm/s^2 pro mm verbunden, s. [Mäkinen *et al.*, 2005]. Für das Zentrum des Landhebungsgebietes wird von [Ekman, 1996] eine Höhenänderung von etwa 1 cm pro Jahr angegeben. Um aus zwei Messepochen im Abstand von zwei Jahren die zugehörige Schwereänderung aufzudecken, muss eine einzelne Schwerebestimmung etwa 10 nm/s^2 genau sein. Damit sind hohe Anforderungen gestellt nicht nur an die Instrumententechnik, sondern auch an die Reduktionen der zeitlichen Schwerevariationen z. B. aufgrund von atmosphärischen Veränderungen.

Zielsetzung dieser Arbeit ist, die Fennoskandische Landhebung mit terrestrischen Methoden zu bestimmen. Diese Ergebnisse sollen auch zur Validierung bzw. Verifizierung der Resultate der Schwerefeldsatellitenmission GRACE durch einen Vergleich mit den erzielten „ground truth“-Ergebnissen dienen. Ende 2002 erhielt das Institut für Erdmessung (IfE) das Absolutgravimeter FG5-220. Von 2003 bis 2008 führte das IfE jährlich Absolutschweremessungen im Fennoskandischen Landhebungsnetz durch und bestimmte 90 Absolutschwerewerte auf 34 verschiedenen Stationen. Basierend auf den IfE-Vermessungen werden in dieser Arbeit u. a. lokale zeitliche Änderungen der Schwere für 11 Stationen in Fennoskandien abgeleitet.

Die Arbeit ist in neun Kapitel gegliedert. Nach der Einleitung wird in Kapitel 2 zunächst die absolutgravimetrische Bestimmung eines Stationsschwerewertes beschrieben. Die instrumentelle Messung der Schwere mit dem Freifall-Instrument FG5, die Auswertung und Bestimmung der Schwere sowie die anzubringenden Reduktionen der zeitlichen Schwereänderungen aufgrund von Erd- und Ozeangezeiten, von atmosphärischen Veränderungen und von Polbewegung werden vorgestellt. Es wird angestrebt, die Reduktionen jeweils mit einer Genauigkeit von 3 nm/s^2 oder besser zu modellieren.

Das Kapitel 3 befasst sich mit Genauigkeitsuntersuchungen des Absolutgravimeters FG5-220. Für das IfE-Instrument wird eine Messgenauigkeit abgeschätzt, die sich aus Wiederholungsmessungen und Präzisionsuntersuchungen sowie aus Vergleichen mit anderen Gravimetern ergibt.

Die Relativgravimetrie ist eine wichtige ergänzende Messtechnik zur Absolutgravimetrie und wird in Kapitel 4 behandelt. Eine Aufgabe der Relativgravimetrie stellt u. a. die Messung von vertikalen Schweregradienten dar. Ausführlich wird die Bestimmung der linearen und quadratischen Gradientenkoeffizienten zur Beschreibung der höhenabhängigen Schwereänderung dargestellt. Ausgehend von den Messungen mit dem Scintrex CG-3M des IfE werden Untersuchungen zur Genauigkeit und Kalibrierung vorgenommen. Des Weiteren eignet sich die Relativgravimetrie, kleinräumige zeitliche Schwereänderungen an einer Absolutschwerestation zu kontrollieren, die

sich wegen z. B. baulichen Maßnahmen ereignen und mit großen Massenbewegungen nahe einer Station verbunden sind. In Onsala wird exemplarisch die Vorgehensweise zur relativgravimetrischen Bestimmung einer lokalen anthropogenen Schwereänderung vorgestellt. Weiterhin werden beispielhaft die Ergebnisse der relativgravimetrischen Vermessung des horizontalen Gradientenfeldes über einem Absolutschweremesspfiler diskutiert.

Üblicherweise werden die Absolutschwerebestimmungen von den atmosphärischen Schwereeffekten nach der vereinfachten Reduktionsmethode befreit, die auf Stationsluftdruckmessungen und einem global durchschnittlichen Regressionskoeffizienten von -3 nm/s^2 pro hPa basiert. Diese vereinfachte Reduktionsmethode berücksichtigt jedoch nicht die tatsächlichen globalen Veränderungen in der Atmosphäre. Nach der Reduktion der Schwerewerte mit dieser Methode können noch unmodellerte Schwereeffekte von einigen 10 nm/s^2 in den Ergebnissen enthalten sein. Deshalb wird in dieser Arbeit (Kapitel 5) eine Reduktionsmethode entwickelt, die sich auf global verteilte atmosphärische ECMWF¹-Wetterdaten stützt. Theoretische Grundlagen zur Modellierung der atmosphärischen Schwerevariationen mit Green'schen Funktionen und ECMWF-Oberflächendaten (2D) sowie zur direkten Bestimmung der Schwerewirkung mit Hilfe von vertikal verteilten ECMWF-Daten (3D) aus einer lokalen Zone bis etwa 50 km Umkreis um die Station werden eingeführt. Die komplexe Modellbildung wird mit einer beobachteten Messzeitreihe des supraleitenden Gravimeters in Membach (Belgien) verifiziert.

Das Kapitel 6 befasst sich mit der Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung. Zunächst wird die nacheiszeitliche Hebung als geophysikalisches Phänomen beschrieben. Vorhandene geodätische Ergebnisse zur Landhebung bzw. Landhebungsmodelle werden vorgestellt, auf die im darauf folgenden Kapitel zurückgegriffen wird. Weiterhin wird die methodische Vorgehensweise der absolutgravimetrischen Bestimmung der Landhebung beschrieben.

Aus den absolutgravimetrischen Messzeitreihen werden in Kapitel 7 lineare Schwereänderungen von 11 Stationen im Fennoskandischen Landhebungsnetz berechnet, die mit dem FG5-220 bestimmt wurden. Diese Trendergebnisse werden den Raten gegenübergestellt, die mit alternativen Methoden bestimmt wurden. Der Verhältnisfaktor zwischen zeitlicher Schwere- und Höhenänderung wird aus den absolutgravimetrischen Schwereänderungen und den vertikalen Höhenänderungen abgeleitet. Zusätzlich werden die IfE-Messzeitreihen um Schweredaten erweitert, die bereits seit Anfang der 90er Jahre vom BKG² und NOAA³ gesammelt wurden. Daraus werden ebenfalls Trends berechnet, um zu untersuchen, ob die Absolutgravimetrie das Potential besitzt, bereits innerhalb einer relativ kurzen Messperiode von etwa vier bis fünf Jahren tektonische Prozesse nachzuweisen. Die Resultate aus der terrestrischen Vermessung werden mit den Schwereänderungen verglichen, die aus den monatlichen Schwerfeldmodellen der Satellitenmission GRACE⁴ abgeleitet werden.

Die Reduktion von Schwereänderungen aufgrund von atmosphärischen Variationen, wie sie in Kapitel 5 hergeleitet wurde, wird an die Absolutschweremessungen mit dem FG5-220 in Fennoskandien angebracht. Die Ergebnisse der atmosphärischen Schwereeffekte sowie die Reduktionsverbesserungen bzgl. einer vereinfachten Methode werden in Kapitel 8 diskutiert. Verbesserte Regressionskoeffizienten zwischen den lokalen Luftdruckvariationen auf einer Messstation und den damit verbundenen Schwerewirkungen werden für die Absolutschwerestationen aus globalen ECMWF-Wetterdaten (2003 – 2006) abgeleitet. Diese Koeffizienten sollen als Kompromiss den vereinfachten Wert -3 nm/s^2 pro hPa ersetzen, wenn die aufwendige globale Atmosphärenmodellierung nicht vorgenommen wird.

Im abschließenden Kapitel 9 werden die erzielten Ergebnisse zusammengefasst und ein Ausblick auf künftige Entwicklungen und verbleibende Aufgaben gegeben.

¹European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

²Bundesamt für Kartographie und Geodäsie

³National Oceanic and Atmospheric Administration

⁴Gravity Recovery and Climate Experiment

2 Absolutgravimetrische Bestimmung eines Stationsschwerewertes

Die Definition der Schwerebeschleunigung, die instrumentelle Messung der Schwere mit einem Frei-Fall-Absolutgravimeter, die Bestimmung eines Schwerewertes sowie die Standardreduktionen von zeitlichen Schwereänderungen werden in den folgenden Abschnitten behandelt.

2.1 Schwerebeschleunigung

Ein frei fallender Körper an der Erdoberfläche erfährt eine Beschleunigung, die als Schwerebeschleunigung bezeichnet wird, wenn der Körper außer der Schwerkraft keinen anderen Kräften ausgesetzt ist. Im 16. Jahrhundert beschrieb Galileo Galilei den freien Fall eines Körpers im Vakuum als gleichförmig beschleunigte Bewegung, die unabhängig von der Masse oder sonstigen Beschaffenheit des Körpers ist.

Im Folgenden werden mathematische Grundlagen zur Beschreibung des Schwerefeldes vorgestellt. Dabei dient [Torge, 2003] vorwiegend als Referenz. Die Schwerebeschleunigung \mathbf{g} setzt sich für alle mit der Erde (Erdkörper, Ozeane und Atmosphäre) mit gleicher Winkelgeschwindigkeit¹ ω rotierenden Punkte aus der Gravitationsbeschleunigung \mathbf{b} und der Zentrifugalbeschleunigung \mathbf{z} zusammen. Die resultierende Schwerebeschleunigung \mathbf{g} ist sowohl orts- als auch zeitabhängig und ergibt sich nach Abb. 2.1 aus der Summe der beiden wirkenden Kräfte

$$\mathbf{g} = \mathbf{b} + \mathbf{z}. \quad (2.1)$$

Unter Gravitation versteht man die Kraft, die aufgrund der gegenseitigen Anziehung von Körpern durch ihre Massen entsteht. Isaac Newton formulierte sie 1687 mathematisch. Im Aufpunkt P wird die Gravitationsbeschleunigung \mathbf{b} größtenteils durch die Erdanziehung verursacht. Die Masse der Erde lässt sich als Summe vieler Massenelemente dm darstellen. Die kleine Beschleunigung $d\mathbf{b}$ ist umgekehrt proportional zum Quadrat des Abstandes l zwischen Aufpunkt und Massenelement dm . Die Gravitationsbeschleunigung \mathbf{b} lässt sich mit Hilfe von *Newtons Gravitationsgesetz* berechnen

$$\mathbf{b} = -G \iiint_{\text{Erde}} \frac{dm}{l^2} \frac{\mathbf{l}}{l}, \quad (2.2)$$

mit dem Abstandvektor \mathbf{l} zwischen Berechnungspunkt P und Massenelement von dm . Die Gravitationskonstante ist nach CODATA² definiert als $G = 6.67428(67) \cdot 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$, s. [Mohr *et al.*, 2008].

Die Zentrifugalbeschleunigung \mathbf{z} tritt wegen der Rotation der Erde um ihre Achse auf und zeigt senkrecht von der Drehachse nach außen. Wenn \mathbf{p} der Abstand des Aufpunktes P von der Rotationsachse ist (Abb. 2.1), dann ergibt sich in P die Zentrifugalbeschleunigung

$$\mathbf{z} = \omega^2 \mathbf{p}, \quad (2.3)$$

mit $\omega = 7.292115 \cdot 10^{-5} \text{ rad/s}$. Am Äquator beträgt die Zentrifugalbeschleunigung \mathbf{z} etwa 0.3% der Gravitationsbeschleunigung \mathbf{b} und verschwindet an den Polen.

Geometrisch lässt sich das Schwerepotentialfeld durch Niveauflächen und darauf senkrecht stehenden Lotlinien darstellen. Die Schwerefeldeigenschaften werden durch diese Äquipotentialflächen beschrieben. Das natürliche

¹im Inertialen Koordinatensystem ICRS (International Celestial Reference System)

²Committee on Data for Science and Technology

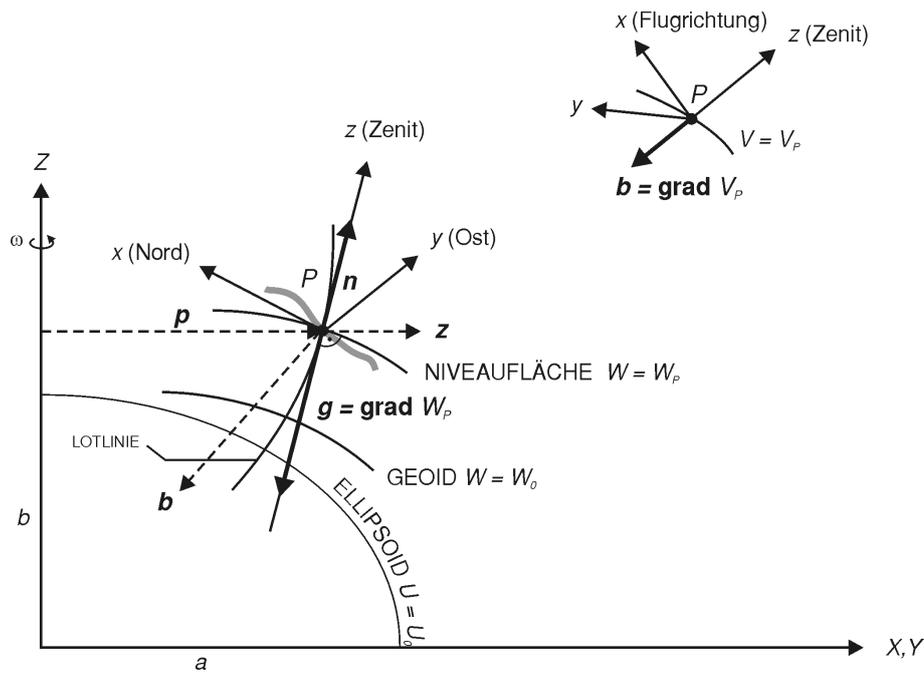


Abbildung 2.1: Geometrie des Schwerfeldes für Punkt P auf der Erdoberfläche und in Satellitenbahnhöhe.

lokale kartesische Koordinatensystem im Punkt P ist wie folgt definiert (Abb. 2.1): Die z -Achse zeigt zum Zenit und liegt in der Lotrichtung, die x -Achse zeigt nach Nord und die y -Achse nach Ost. Die Horizontalebene, die von den Achsen x und y aufgespannt wird, bildet eine Tangentialebene an die Niveaufläche $W = W_P$. Der Schwerevektor \mathbf{g} steht senkrecht auf der Äquipotentialfläche W_P . Die Lotlinie schneidet die Niveauflächen senkrecht. Die Krümmungen der Niveauflächen und Lotlinien sind von der 2. Ableitung des Schwerepotentials W abhängig. Der Schwerevektor \mathbf{g} ergibt sich durch Anwenden des Gradientenoperators auf das Schwerepotential

$$\mathbf{g} = \text{grad } W_P = -g\mathbf{n} = \begin{pmatrix} W_x \\ W_y \\ W_z \end{pmatrix}, \quad (2.4)$$

mit g als Schwereintensität und \mathbf{n} als Flächennormale. Diese Definitionen gelten, wenn sich der Punkt P auf der Erdoberfläche befindet und an der Erdrotation teilnimmt. Befindet sich P im Außenraum (in Satellitenhöhe), wie es bei der Satellitenmission GRACE der Fall ist (vgl. Abb. 2.1 und s. Abs. 6.3.4), dann wirkt auf ihn nur die Gravitationsbeschleunigung \mathbf{b} , vgl. Gl. (2.2).

Die Bestimmung des Betrages des Schwerebeschleunigungsvektors $g = |\mathbf{g}|$, der Schwere, ist Gegenstand der Gravimetrie. An der Erdoberfläche beträgt die Schwere $9.78 \leq g \leq 9.83 \text{ m/s}^2$ und wird mit Gravimetern gemessen. Gravimeter sind Sensoren mit einer Testmasse, deren Verhalten aufgrund des Schwerkrafteinflusses beobachtet wird (s. Abs. 2.2.2 und Kapitel 3). Die Schwere g ist von der Massenverteilung innerhalb und außerhalb des Erdkörpers, von den Positionen der Himmelskörper sowie dem Ort des Beobachtungspunktes auf der Erde und der Zeit t abhängig. Die täglichen und mehrtägigen zeitlichen Schwereänderungen sind mit bis zu $3 \mu\text{m/s}^2$ verhältnismäßig klein, überschreiten jedoch die Messgenauigkeit der Gravimeter (s. Kapitel 3 und 4) und die geforderten Genauigkeiten für viele Anwendungen. Demzufolge wird die beobachtete Schwere von zeitlichen Schwereänderungen wegen Gezeiten, Polbewegung und atmosphärischen Massenverlagerungen reduziert (s. Abs. 2.3) und in eine möglichst rein ortsabhängige Schwere transformiert

$$g_{\text{Station}} = \underbrace{g(t)}_{\text{beobachtet}} + \underbrace{\Delta g(t)}_{\text{Reduktionen aufgrund von Gezeiten, Polbewegung, atmosphärischen Variationen}}. \quad (2.5)$$

Zusätzliche wesentliche Schwereänderungen treten auf, die durch hydrologische und tektonische Änderungen sowie anthropogene Massenänderungen und -verschiebungen (s. Abs. 4.4) an der Erdoberfläche entstehen.

2.2 Schweremessungen mit dem Absolutgravimeter FG5

2.2.1 Prinzip der Frei-Fall-Methode

Die Messung der absoluten Schwerebeschleunigung durch die Frei-Fall-Methode beruht auf dem zweiten Newton'schen Axiom. Es besagt, dass die Beschleunigung einer Masse m proportional zur wirkenden Kraft \mathbf{F} ist. Befindet sich diese Masse im Erdschwerefeld, so erfährt sie die Beschleunigung \mathbf{g} des freien Falls

$$\mathbf{F} = \mathbf{g} m . \quad (2.6)$$

Unter der vereinfachten Annahme einer längs des Fallweges konstanten Schwerebeschleunigung wird die Bewegungsgleichung durch zweimaliges Integrieren hergeleitet:

$$\ddot{z} = g , \quad (2.7)$$

$$\dot{z} = gt + c_0 , \quad \text{mit } c_0 = v_0 , \quad (2.8)$$

$$z = \frac{1}{2}gt^2 + c_0t + c_1 , \quad \text{mit } c_1 = z_0 , \quad (2.9)$$

somit

$$z = \frac{1}{2}gt^2 + v_0t + z_0 . \quad (2.10)$$

Die Integrationskonstanten sind die Initialgrößen z_0 und v_0 , die die Position und die Geschwindigkeit des Fallkörpers zum Zeitpunkt $t = 0$ festlegen. Die Gl. (2.10) bildet die mathematische Grundlage zur Ermittlung der Schwerebeschleunigung aus Frei-Fall-Experimenten. Sie beschreibt den freien Fall als Funktion der Zeit durch eine Parabel. Die Bewegung der fallenden Testmasse wird in mehreren Messpositionen durch gleichzeitige Weg- und Zeitmessungen z und t erfasst. Grundsätzlich werden mehr als drei simultane Weg- und Zeitmessungen vorgenommen. Dann können die Unbekannten z_0 , v_0 und die Schwere g in Gl. (2.10) in einem Ausgleichungsverfahren bestimmt werden. Die erforderliche Genauigkeit der Weg- und Zeitmessung wird abgeschätzt mit

$$\frac{dg}{g} = \frac{dz}{z} - 2\frac{dt}{t} . \quad (2.11)$$

Mit einer Genauigkeitsanforderung von $dg = 10 \text{ nm/s}^2$ für $g \cong 10 \text{ m/s}^2$, der Falldistanz $z = 0.2 \text{ m}$ und der Fallzeit $t = 0.2 \text{ s}$ ist eine Weg- und Zeitmessgenauigkeit von $dz = 0.2 \text{ nm}$ und $dt = 0.1 \text{ ns}$ notwendig. Diese hohen Genauigkeiten werden durch interferometrische Lasermessung und damit verbundener gleichzeitiger Zeitmessung mit Atomuhren erreicht.

2.2.2 Absolutgravimeter FG5

Die ersten transportablen Frei-Fall-Gravimeter, die in größerem Umfang operationell weltweit eingesetzt wurden, entwickelte J. E. Faller am Joint Institute for Laboratory Astrophysics (JILA), University of Colorado, USA, s. [Faller *et al.*, 1983]. Das Institut für Erdmessung (IfE) erwarb 1986 eines von sechs Frei-Fall-Gravimetern der JILA-Serie und setzte das JILAg-3 erfolgreich ein. Seit 2002 verfügt das IfE über ein Nachfolgeinstrument: das Absolutgravimeter FG5-220. Das FG5 wird von der Firma „Micro-g LaCoste“, USA, gebaut und vertrieben.

Durch das FG5 wurde eine große Genauigkeitssteigerung erzielt, indem das Michelson-Interferometer, das beim JILAg verwendet wurde, durch ein modifiziertes Mach-Zehnder-Interferometer ersetzt wurde. Das FG5-System

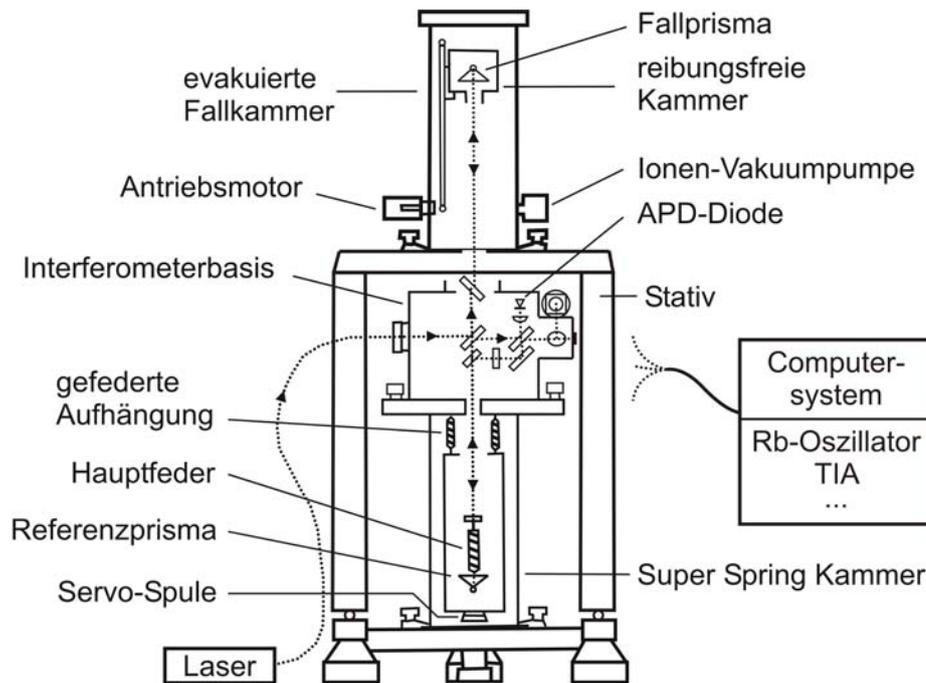


Abbildung 2.2: Schematischer Aufbau des Absolutgravimeters FG5, nachgezeichnet nach [Micro-g, 2002].

ist ein vertikales In-Line-Interferometer, das unempfindlich gegen Neigungen und andere Bewegungen der Interferometerbasis während der Frei-Fall-Experimente ist. In Abb. 2.2 ist der schematische Aufbau des Absolutgravimeters FG5 wiedergegeben sowie in Abb. 2.3 das Prinzip des Mach-Zehnder-In-Line-Interferometers.

Die wesentliche Funktionsweise eines solchen Frei-Fall-Instrumentes kann wie folgt beschrieben werden: In einer Vakuumkammer befindet sich ein Fallprisma, das als Testkörper dient. Während des freien Falls des Prismas werden gleichzeitige Weg- und Zeitmessungen durchgeführt, die zur Bestimmung der Schwerebeschleunigung g nach Gl. (2.10) benötigt werden. Ein Laser sendet Licht mit konstanter Wellenlänge ($\lambda \cong 633 \text{ nm}$) aus. Dieses trifft in der Interferometerbasis auf einen halbdurchlässigen Spiegel und wird in zwei Strahlen geteilt, s. a. Abb. 2.3. Der eine Strahl wird direkt durchgelassen (Referenzstrahl) und der zweite Strahl zum Fallprisma geleitet (Teststrahl). Der Teststrahl wird vom Fallprisma zum Referenzprisma gespiegelt. Dieses Laserlicht wird vom Referenzprisma parallel versetzt reflektiert und in die Interferometerbasis geleitet. Dort kommt es zur Überlagerung von Teststrahl und Referenzstrahl und somit zur Interferenzbildung. Während des freien Falls erfährt das vom Fallprisma reflektierte Licht eine Dopplerverschiebung. Durch die Überlagerung mit dem Referenzstrahl entsteht ein Interferenzsignal, das periodische Änderungen mit einer Periode von $\lambda/2$ aufweist. Dieses analoges Lichtsignal wird über einen Fotodetektor (Avalanche-Photo-Diode, APD) der weiteren elektronischen Auswertung zugeführt.

Die wichtigsten Komponenten des FG5-Gravimeters sind:

- **Fallkammer (Dropping-Chamber):**

In der Fallkammer wird durch eine Ionen-Vakuumpumpe permanent ein Hochvakuum von ca. $10^{-4} \text{ Pa} \cong 10^{-9} \text{ atm}$ erzeugt ($\text{atm} \equiv \text{Atmosphäre}$). Das Prisma befindet sich zusätzlich in einer reibungsfreien Kammer, die während des freien Falls mitbeschleunigt wird, um die Reibung des Prismas mit den Restmolekülen in der Fallkammer zu verhindern. Zusätzlich minimiert sie den Einfluss von magnetischen und elektrostatischen Kräften. Die reibungsfreie Kammer wird während des Falls elektronisch überwacht und wird auch zur Start- und Auffangphase eines Frei-Fall-Versuchs (Drop) eingesetzt. Die gesamte Apparatur ist mit einem Transportband verbunden, das das Prisma samt reibungsfreier Kammer mittels Antriebsmotor in die Ausgangsposition bringt. Die Fallstrecke des Fallprismas beträgt 22 cm, was einer Fallzeit von etwa 0.2 s entspricht.

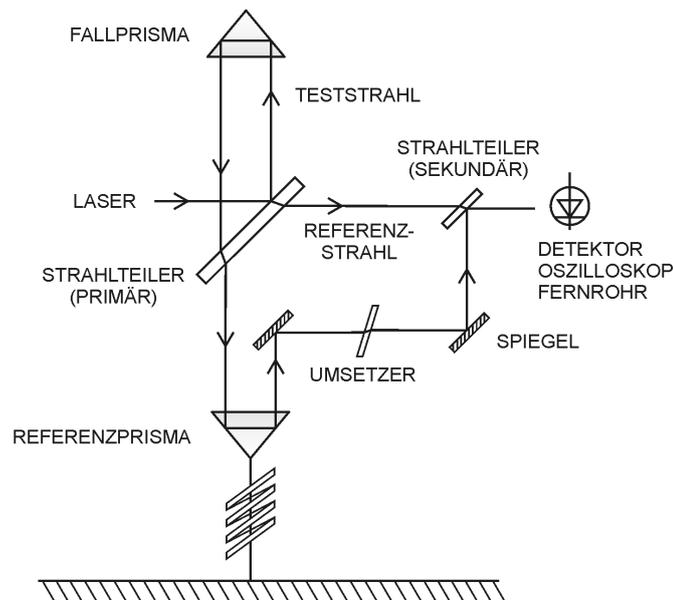


Abbildung 2.3: Prinzipskizze eines modifizierten Mach-Zehnder-In-Line-Interferometers, das im FG5-Absolutgravimeter eingesetzt wird, nachgezeichnet nach [Niebauer *et al.*, 1995].

- **Laser und Interferometerbasis:**

Als Längennormal für die Bestimmung des Schwerewertes dient ein jod-stabilisierter Helium-Neon-Laser (He-Ne) mit einer konstanten Wellenlänge von $\lambda \approx 633 \text{ nm}$. Der für das FG5-220 verwendete WEO-Laser Modell 100 besitzt eine Frequenzstabilität von $2.5 \cdot 10^{-11}$, die für das FG5 einer absoluten Genauigkeit von $2 \cdot 10^{-10} \text{ m/s}^2$ entspricht [Niebauer *et al.*, 1995].

Für das FG5 wird ein modifiziertes Mach-Zehnder-In-Line-Interferometer eingesetzt, vgl. Abb. 2.3. Dabei befinden sich das Fallprisma und das Referenzprisma vertikal übereinander in einer Linie, wodurch eine minimale Neigungsempfindlichkeit erreicht wird. Das in der Interferometerbasis erzeugte analoge quasi-periodische Interferenzsignal wird von einer APD-Diode erfasst, die das Lichtsignal in ein elektronisches Signal umwandelt und dann der weiteren Auswertung zuführt (Umwandlung in ein Transistor-Transistor-Logic-Rechtecksignal (TTL), Korrelation mit dem Uhrensinal). Zusätzlich kann das Interferenzsignal durch ein Fernrohr und einen analogen Ausgang mit einem Osilloskop beobachtet werden. Der Abstand zwischen zwei Maxima des Interferenzsignals beträgt $\lambda/2$. Die Interferenzwellenlänge von $\lambda/2$ ergibt sich aufgrund der Tatsache, dass das fallende Prisma sowohl den ankommenden als auch den reflektierten Teststrahl verkürzt.

- **Zeitmesssystem:**

Das Interferenzsignal wird in rechteckige TTL-Impulse umgewandelt. Während eines Frei-Fall-Experimentes werden 700 000 Interferenzen generiert. Für den Time-Interval-Analyser (TIA) wird der in der Steuerungssoftware festgelegte Faktor 1000 vorgegeben, so dass für die Zeituordnung nur jeder 1000ste TTL-Impuls verwendet wird. Somit stehen 700 Weg-Zeit-Paare (z_n und t_n) zur Auswertung der Schwerebeschleunigung zur Verfügung. Aus diesen Beobachtungen,

$$z_n = n \cdot \frac{\lambda}{2} \text{ und } t_n, \quad (2.12)$$

wird in einem Ausgleichungsverfahren der Schwerewert g mit $n = 1$ bis 700 gemäß Gl. (2.10) bestimmt.

Der TIA erhält das Signal von einem Rubidium-Oszillator, das als Zeitnormal dient. Das Rubidium-Frequenznormal liefert ein stabiles Sinussignal von 10 MHz, das laut Hersteller eine Stabilität von besser als $4 \cdot 10^{-11}$ pro Monat Drift besitzt. Die Auflösung des Zeitsignals liegt bei ca. $100 \text{ ps} = 100 \cdot 10^{-12} \text{ s}$.

- **Super-Spring-Kammer:** Das FG5-Gravimeter ist mit einem langperiodischen Federsystem (Super-Spring) ausgestattet, das das Referenzprisma effektiv gegen den Einfluss von Mikroseismik abschirmt und somit ein Pseudo-Intertialsystem darstellt. Elektronisch wird eine Verlängerung der Eigenschwingungsperiode der Super-Spring von 1 s auf bis zu 60 s erreicht (Länge der Super-Spring Hauptfeder: 30 cm). Dabei wird der Aufhängepunkt der Feder entsprechend dem Schwingungsverhalten des Prismas am Federende mitbewegt (elektronisches Rückkopplungssystem). Eine Periodendauer von 60 s würde einer 1 km langen Feder entsprechen. Mit diesem Servosystem wird somit erreicht, dass die Super-Spring-Feder wie das Ende einer 1 km langen Feder reagiert. Dadurch wird weitgehend verhindert, dass Vertikalbewegungen des Bodens die Position des Referenzprismas beeinflussen. Die im Wesentlichen durch Verkehr und Maschinen verursachte Bodenbewegungen liegen im hochfrequenten Bereich von 2 – 30 Hz. Niederfrequente Störungen werden durch Aktivitäten der Ozeane und Meere (Wellenbewegung, Dünung, Brandung, Strömungen am Ozeanboden) generiert und dominieren im Frequenzbereich von 0.1 – 0.3 Hz. Ein typischer Arbeitsbereich der Super-Spring liegt bei 30 s bis 60 s.

2.2.3 Auswertung und Bestimmung des Stationsschwerewertes

Die mathematische Grundlage zur Bestimmung der Schwere nach der Frei-Fall-Methode bildet die Gl. (2.10). Jedoch ist die Schwere zusätzlich abhängig von der Höhe, die sich über den Fallweg ändert; dies muss berücksichtigt werden. Somit wird Gl. (2.7) um die annähernd lineare Abnahme der Schwere mit der Höhe, dem vertikalen Schweregradienten γ , erweitert zu

$$\ddot{z} = g = g_0 + \frac{dg}{dz}z = g_0 + \gamma z, \quad (2.13)$$

dabei ist g_0 die Schwere in der Position $z = 0$ des Fallprismas in Ruhelage (TOD = Top Of the Drop, s. Abb. 2.4). Die Integration dieser Differentialgleichung zweiter Ordnung liefert z in Abhängigkeit von t . Damit ändert sich Gl. (2.10) zur Bewegungsgleichung bis zu Gliedern der Ordnung t^4

$$z = \frac{1}{2}g_0 \left(t^2 + \frac{1}{12}\gamma t^4 \right) + v_0 \left(t + \frac{1}{6}\gamma t^3 \right) + z_0 \left(1 + \frac{1}{2}\gamma t^2 + \frac{1}{24}\gamma^2 t^4 \right). \quad (2.14)$$

Zur Herleitung von Gl. (2.14) wird auf [Timmen, 1994] verwiesen. Durch zweimalige Ableitung von Gl. (2.14) ergibt sich für die Beschleunigung, die die Änderung der Schwere mit der Höhe berücksichtigt,

$$\ddot{z} = g = g_0 + \gamma v_0 t + \frac{1}{2}\gamma g_0 t^2 + z_0 \left(\gamma + \frac{1}{2}\gamma^2 t^2 \right). \quad (2.15)$$

Ist der vertikale Schweregradient unbekannt, so dass auf Gl. (2.10) zurückgegriffen werden muss, kann für den ausgeglichenen Schwerewert trotzdem eine gültige Referenzhöhe h_{ref}^* nach [Zumberge, 1981; Niebauer, 1989] und [Timmen, 2003] berechnet werden, die dann allerdings nicht mehr der TOD-Position ($z = 0$) entspricht, vgl. Abb. 2.4. Für diesen ausgeglichenen Schwerewert, im Folgenden als g^* bezeichnet, kann eine Höhe zugeordnet werden, in der der Schweregradient so gut wie keinen Einfluss auf g^* besitzt. Diese Höhe kann auch als Sensorhöhe für das FG5-Gravimeter bezeichnet werden. Diese Referenzhöhe befindet sich in etwa bei 1/3 des gesamten Fallweges unterhalb von TOD. Die effektive Höhe h_{eff} ist der Abstand zwischen der Position des Fallkörpers in Ruhelage (TOD) und in Referenzhöhe h_{ref}^* . Referenzhöhe und effektive Höhe h_{eff} bilden zusammen die Instrumentenhöhe h_{inst} . Diese ist die nach der Gravimetraufstellung vorliegende Höhe des TOD über der Bodenmarke (ca. 128 cm bei FG5-220). Die Instrumentenhöhe ergibt sich aus den festen Höhen der einzelnen Systemkomponenten (116.4 cm bei FG5-220), die durch den Hersteller vorgegebenen werden, und aus den variablen Höhen, die durch den Gravimetraufbau realisiert und vom Operateur gemessen werden. Die Referenzhöhe h_{ref}^* für den Schwerewert g^* befindet sich beim FG5-220 bei ca. 121 cm. Ihre genaue Berechnung ist vom Beginn und der Anzahl der Auswerteebenen abhängig, da die Ebenen während der gestörten Start- und Auffangphasen des Fallprismas bei

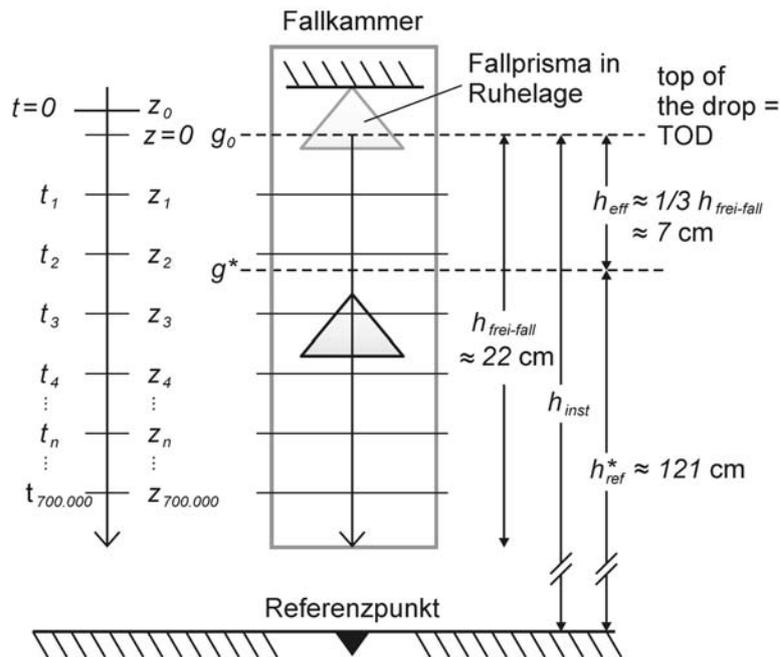


Abbildung 2.4: Definition der Referenzhöhe h_{ref}^* für den ausgeglichenen Schwerewert g^* , die auch als Sensorhöhe bezeichnet werden kann. Sie gilt bei nicht berücksichtigtem vertikalem Schweregradienten, nach [Timmen, 1994].

der Auswertung entfernt werden. Üblicherweise werden beim FG5-220 von den gesamten 700 Weg-Zeit-Paaren die ersten 30 Paare vernachlässigt und insgesamt 600 Paare zur Ausgleichung von Gl. (2.14) herangezogen.

Alle Absolutschwerewerte in dieser Arbeit beziehen sich auf eine einheitliche Höhe von 120 cm, die weniger als 1 cm von der Referenzhöhe für g^* abweicht. Damit wird bei der Reduktion des Schwerewertes der Einfluss eines fehlerbehafteten vertikalen Schweregradienten auf den Absolutschwerewert minimiert. Wird eine maximale Reduktionsunsicherheit von 3 nm/s^2 abgestrebt, muss der vertikale Schweregradient $\gamma = 3000 \text{ nm/s}^2$ pro m mit einer absoluten Genauigkeit von 300 nm/s^2 pro m bestimmt werden (10% von γ). Die Bestimmung des vertikalen Schweregradienten erfolgt durch Messungen von Schweredifferenzen mit Relativgravimetern entlang der Vertikalen über dem Messbezugspunkt (s. Abs. 4.2).

Die Schweremessungen mit dem FG5-220 werden ausgehend von Gl. (2.14) ausgeglichen, die in der mitgelieferten Software „g V4.0“ des Herstellers „Micro-g LaCoste“ implementiert ist. Als Ergebnis eines Frei-Fall-Experimentes (Drop), das sowohl online, als auch im Postprocessing erfolgt, liegt ein Schwerewert g_i vor. Die Software ermöglicht automatisch ablaufende Messungen durchzuführen und reduziert online den ausgeglichenen Schwerewert um den Anteil zeitlicher Schwereänderungen (Erd- und Ozeangezeiten, atmosphärische Veränderungen, Polbewegung nach Abs. 2.3).

Typisch verlaufende Absolutschweremessungen auf einer Station können wie folgt beschrieben werden: Üblicherweise besteht eine Serie (Set) von Messungen aus 50 Drops, die im 10 s-Intervall stattfinden. Alle 30 min wird ein neues Set gestartet. Ein Run fasst eine bestimmte Anzahl von Sets zusammen (15 – 25 Sets), die je nach Stationsbedingungen (stabiler Untergrund und Umgebungsbedingungen) variiert. Vor und nach jedem Run überprüft der Messexperte die Justierungen und Horizontierungen des Gravimeters und baut eventuell das Instrument in einer anderen Aufstellung auf, z. B. um 180° gedreht. Auf einer Station werden gewöhnlich 2000 bis 3000 Frei-Fall-Experimente durchgeführt, die über 2 bis 3 Tage verteilt sind. Der Schweremittelwert einer Station ergibt sich aus der Mittelung der Gesamtanzahl der Frei-Fall-Experimente g_i .

2.3 Reduktionen zeitlicher Schwereänderungen

Das Schwerfeld der Erde unterliegt ständigen Veränderungen und ist somit nicht konstant. Die durch die Erd- und Meeresgezeiten, die Polbewegung und atmosphärische Massenverlagerungen verursachten Veränderungen werden weitgehend durch anzubringende Reduktionen berücksichtigt. Zusätzlich enthalten die Schweremessungen auch Änderungen aufgrund von hydrologischen Variationen und auch tektonisch bedingten Massenverlagerungen. Wegen ihrer schlechten Modellierbarkeit können diese Effekte gewöhnlich nicht reduziert werden. Die gravimetrischen Messungen können jedoch genutzt werden, um diese Veränderungen zu bestimmen.

Entsprechend der Genauigkeit der absoluten Schweremessungen (s. Kapitel 3) wird angestrebt, die Reduktionen der zeitvariablen Anteile aufgrund von Gezeiten, Polbewegung und atmosphärischen Veränderungen mit einer Genauigkeit von 3 nm/s^2 oder besser zu modellieren.

2.3.1 Gezeiten

Die feste Erde reagiert auf Gezeitenkräfte von Sonne, Mond und Planeten wie ein elastischer Körper. Es entstehen so genannte Erdgezeiten oder Gezeiten der festen Erde. Für eine starre Erde lassen sich Gezeitenbeschleunigungen mit Hilfe des Newton'schen Gravitationsgesetzes und der Koordinaten der Himmelskörper (Ephemeriden) berechnen. Die Gezeitenschwingungen der Meere, die so genannten Meeresgezeiten, folgen den Gesetzen der Hydrodynamik und hängen auch von der Meeresbodentopographie und der Land-Wasser-Verteilung ab. Entlang der Küsten und in Schelfgebieten können große Meeresgezeiteneffekte entstehen.

Die Gezeitenbeschleunigung wird in ihre spektralen Anteile zerlegt. Das Gezeitenpotential und die Beschleunigung werden durch eine Summe von zeitabhängigen Kosinus-Funktionen ausgedrückt, die konstante Periodenlängen sowie von Breite φ und Höhe h der Gravimeterstation abhängige Amplituden und Phasen aufweisen (Partialtiden). Die harmonische Entwicklung des Gezeitenpotentials für eine starre Erde nach [Cartwright und Taylor, 1971] und [Cartwright und Edden, 1973] enthält 505 Partialtiden. Der Gezeitenpotential-Katalog von [Tamura, 1987] enthält 1200 Wellen. Die Partialtiden werden in Gruppen langperiodischer (2 Wochen - 20000 Jahre: z. B. Mf, Mm, SSa, Sa), täglicher (Q1, O1, P1, K1), halbtägiger (N2, M2, S2, K2) und dritteltägiger (M3) Wellengruppen zusammengefasst (bei [Tamura, 1987] auch M4), zu denen Amplituden und Phasen definiert sind. Dabei werden diese Gruppen nach der jeweils stärksten Partialtide benannt.

Die Abweichungen zwischen der theoretischen (für die starre Erde) und der tatsächlichen Reaktion der Erde auf Gezeitenkräfte (inkl. Meeresgezeiten) werden u. a. durch beobachtete Gezeitenparameter dargestellt. Sie werden mittels Amplitudenfaktoren δ und Phasenverschiebungen κ für die jeweilige Partialtidengruppen ausgedrückt und stellen die Relation zu den theoretischen Werten für die starre ozean- und atmosphärenlose Erde dar.

Aus physikalischen Modellen für die Erdgezeiten und für die Meeresgezeiten wurden synthetische Gezeitenparameter weltweit in einem $1^\circ \times 1^\circ$ -Gitter berechnet, zwischen denen linear interpoliert werden kann und die anstelle von beobachteten Parametern verwendet werden. Diese Parameter stimmen oftmals gut mit gravimetrischen Erdgezeitenregistrierungen überein. In Küstenregionen, wie z. B. der Atlantikküste Norwegens mit den großen Buchten treten allerdings große Diskrepanzen auf. Die Gezeitenreduktionen in Zentral- und Westeuropa lassen sich jedoch mit einer Genauigkeit von besser als 10 nm/s^2 berechnen [Timmen und Wenzel, 1994b]. Weitere Untersuchungen zu den Genauigkeiten synthetischer Gezeitenparameter finden sich u. a. in [Dittfeld *et al.*, 1997; Baker und Bos, 2003]. Die Berechnungsprozedur der synthetischen Gezeitenparameter, die in dieser Arbeit zur Reduktion der Absolutschweremessungen verwendet werden, erfolgt nach [Timmen und Wenzel, 1994a] in folgenden Schritten:

1. Berechnung des Beitrags der Meeresgezeiten zur Gezeitenschwere (Gravitation und Auflast) mit Hilfe des Schwiderski-Modells ($1^\circ \times 1^\circ$ Auflösung) für die Partialtiden MF, Q1, O1, P1, K1, N2, M2, S2 und K2, [Schwiderski, 1980]. Dazu wurde das Programm LOADF von [Agnew, 1991] benutzt. In der Software sind die Green'schen Funktionen nach [Farrell, 1972] für das Gutenberg-Bullen-Erdmodell implementiert.

2. Berechnung der Amplitudenfaktoren für die Gezeiten der festen Erde mit Hilfe eines Standard-Erdmodells. Entsprechend den Empfehlungen der IAG-Standard-Erdgezeitenkommission, [Rapp, 1983], und der Internationalen Arbeitsgruppe für Theoretische Gezeitenmodelle, [Dehant, 1995], wurden die Parameter aus dem Wahr-Dehant-Modell abgeleitet, [Wahr, 1981; Dehant, 1987], vgl. auch [Wahr *et al.*, 1999]. Dieses bezieht sich auf eine ellipsoidische, rotierende und ozeanlose Erde mit inelastischem Mantel, flüssigem äußeren Kern und elastischem inneren Kern. Der Erdaufbau wird durch das globale seismische PREM³-Erdmodell von [Dziewonski und Anderson, 1981] beschrieben.
3. Berechnung der synthetischen Gezeitenparameter (Amplitudenfaktoren δ und Phasenverschiebungen κ) durch Addition des Gezeitenvektors für die feste Erde und des Ozeangezeitenvektors. Für die starre Erde kann eine Genauigkeit von 0.1 nm/s^2 gewährleistet werden. Da das Meeresgezeitenmodell nach [Schwidorski, 1980] nur die oben genannten 9 Hauptpartialtiden enthält, wurde im synthetischen Datensatz für M3 das Ergebnis der festen Erdgezeiten eingesetzt. Entsprechend den IAG-Standards wurde für den konstanten Anteil MOS0 der Amplitudenfaktor 1.000 und die Phasenverschiebung 0.000° übernommen. Eine entsprechende Gruppenzuordnung für alle n Tiden der Potentialentwicklung kann z. B. nach [Tamura, 1987] vorgenommen werden.

Die Berechnung der Erdgezeitenreduktion für Schweremessungen erfolgt nach [Wenzel, 1996] mittels der Gezeitenpotentialentwicklung, wobei die Gezeitenparameter δ und κ berücksichtigt werden:

$$\Delta g_{(\varphi, \lambda, h, t)} = \sum_{i=1}^n \delta_i A_{i(\text{starr})} \cos(\omega_i t + \Phi_{i(\text{starr})} + \kappa_i) , \quad (2.16)$$

mit den Amplituden für die starre Erde A_i , den Frequenzen ω_i , den Phasen für die starre Erde Φ_i und der Anzahl der Partialtiden n . Die synthetischen Gezeitenparameter für die absolutgravimetrisch vermessenen Stationen im Fennoskandischen Landhebungsgebiet sind im Anhang A zusammengestellt. Die Baltische See (Ostsee) ist in dem Meeresgezeitenmodell nicht enthalten. Gezeitenbedingte Wassermassenverlagerungen in der Ostsee sind mit Meeresspiegeländerungen von nur wenigen Dezimetern verbunden und verursachen relativ kleine Schwereeffekte, die vernachlässigt werden können.

[Baker und Bos, 2003] benutzten Gezeitenbeobachtungen von global verteilten Stationen und verglichen sie mit zehn Ozeangezeitenmodellen. Sie bestätigen, dass das Ozeangezeitenmodell von [Schwidorski, 1980] in vielen Gebieten mit ein paar Ausnahmen bemerkenswert gut mit den gravimetrischen Beobachtungen übereinstimmt. Die Residuen für M2 und O1 der Mehrzahl der europäischen Stationen, die mit supraleitenden Gravimetern ausgestattet sind, liegen unterhalb von 0.5 nm/s^2 . Des Weiteren untersuchten [Bos *et al.*, 2002] acht Ozeangezeitenmodelle in den nördlichen Meeren und verglichen sie mit beobachteten Gezeiten in Ny Ålesund (Spitzbergen). Das Ergebnis zeigte, dass das FES99-Ozeangezeitenmodell [Lefèvre *et al.*, 2002] am besten mit den beobachteten Gezeiten in Ny Ålesund übereinstimmt. Die Differenzen der Ozeangezeiten zwischen den Modellen FES99 und [Schwidorski, 1980] für O1, M2, S2, N2 sind kleiner als 1 nm/s^2 und im Mittel 0.4 nm/s^2 . [Bos und Baker, 2005] untersuchten vier verschiedene Programme zur Berechnung von Ozeangezeiten, unter anderem auch das Programm NLOADF von [Agnew, 1997], worauf die Berechnung der synthetischen Gezeiten nach [Timmen und Wenzel, 1994a] basiert. Die Differenzen sind kleiner als 0.4 nm/s^2 . Drei Ozeangezeitenmodelle, die auf Beobachtungen der TOPEX/POSEIDON-Altimetersatelliten basieren, und das klassische Modell nach [Schwidorski, 1980] wurden von [Zahran *et al.*, 2006] mit Gezeitenpegeln und Gezeitenregistrierungen verglichen. Zwar ist das [Schwidorski, 1980]-Modell mit größeren Abweichungen behaftet, die aber unterhalb der angestrebten Reduktionsgenauigkeit von 3 nm/s^2 für die Absolutgravimetrie liegen. Dieses Modell passt jedoch in seichten Gewässern besser mit Beobachtungen zusammen, als die Modelle aus der Satellitenaltimetrie.

Es kann zusammengefasst werden, dass die Unsicherheiten in der Bestimmung der Meeresgezeiten laut Literatur relativ klein sind und die angestrebte Reduktionsgenauigkeit von 3 nm/s^2 gewöhnlich eingehalten werden. Jedoch

³Preliminary Reference Earth Model

können in Küstennähe (Abstand < 100 km) und Polarregionen größere Abweichungen von bis zu 100 nm/s^2 auftreten [Dittfeld *et al.*, 1997]. Deshalb sind die einzelnen Absolutschweremessungen möglichst gleichmäßig über ein oder besser zwei volle Tage zu verteilen, so dass die Reduktionsunsicherheit der starken halbtägigen Meereszeiten im Stationsmittel durch den Messablauf herausfällt, s. Abs. 6.4. Wird einer absoluten Schweremessung der Beobachtungszeitpunkt mit einer Genauigkeit von etwa 10 s zugeordnet, resultiert daraus für die Reduktion der Gezeiten eine Unsicherheit von weniger als 1 nm/s^2 .

2.3.2 Atmosphärische Veränderungen

Gravimetrische Registrierungen der lokalen Erdschwerebeschleunigung werden durch Änderungen in der Atmosphäre beeinflusst. Luftmassenumverteilungen in der Atmosphäre verursachen zeitliche Variationen der Atmosphärendichte und somit auch der Schwerebeschleunigung. Eine am Erdboden vorgenommene Luftdruckregistrierung zeigt die darüber stattfindenden Dichteänderungen als einen integralen Effekt für diese vertikale Säule. Die global vorhandene Atmosphäre wirkt auf die lokale Schwere als ein Attraktions- und ein Deformationseffekt. Bei der Betrachtung der ablaufenden Prozesse wird zwischen einem direkten und einem indirekten Einfluss unterschieden.

Der direkte Einfluss ist der Attraktionseffekt, der durch die gravitative Wirkung der atmosphärischen Massen entsteht. Dieser Effekt bildet den Hauptanteil der luftmassenbedingten Schwereänderung. Steigt der Luftdruck an der Schwerestation, so nimmt die Anziehungskraft der Luftmassen zu. Diese wirkt entgegengesetzt zur Erdschwerebeschleunigung, wodurch der Schwerewert abnimmt.

Zusätzlich werden die Erdkruste und im schwächeren Maß auch die Ozeankruste durch die Auflastwirkung der Luftmassen elastisch deformiert. Dieser Deformationseffekt bewirkt zum einen eine Verschiebung der Erdoberfläche und zum anderen eine Massenumverteilung innerhalb der Erdkruste. Die Schweremessungen werden also auch indirekt von den atmosphärischen Änderungen beeinflusst. Dieser Anteil ist großräumiger Natur und wirkt im Allgemeinen entgegengesetzt zum Attraktionsanteil.

Die Luftdruckänderungen liegen im Allgemeinen bei maximal 50 bis 60 hPa in Mitteleuropa [Rabbel und Zschau, 1985] und erreichen bis zu 80 hPa in Fennoskandien. Sie können um mehrere 10 er hPa innerhalb von einigen Tagen variieren. Die dadurch verursachte Schwereänderung kann bis zu 250 nm/s^2 betragen. Bei saisonalen Variationen des Luftdrucks treten Schwereänderungen im Bereich von 30 bis 60 nm/s^2 auf. Der Umrechnungsfaktor zwischen einem Luftdruckanstieg am Gravimeterstandort und der hervorgerufenen Schwereabnahme (direkter und indirekter Effekt) bewegt sich üblicherweise zwischen -3 und -4 nm/s^2 pro hPa. Den größten Einfluss auf lokale Schweremessungen besitzt die Attraktionswirkung der Luftmassen oberhalb eines Umkreises von 50 km um die Gravimeterstation, wobei der indirekte Effekt nur etwa 5% des direkten Effektes beträgt und entgegengesetzt wirkt. Mit steigender Entfernung zur Station gewinnt der Anteil der Deformation an Bedeutung, vgl. auch [Merriam, 1992; Sun, 1995; Kroner, 1997].

Nach der IAG-Resolution Nr. 9 von 1983 wird die Luftdruckreduktion für Schweremessungen mit dem mittleren Regressionskoeffizienten $\alpha = -3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa durchgeführt, [IGC, 1988; Torge, 1989, 2003]. Als Reduktionsniveau dient dabei eine Referenzatmosphäre, die den Normalluftdruck p_N für einen Standort liefert. Der Unterschied zwischen dem lokal gemessenen Luftdruck p und dem Normalluftdruck p_N , gültig für die Stationshöhe, wird mit dem Koeffizienten α gewichtet. Der Schwereeffekt ergibt sich zu

$$\Delta g_{[\text{nm/s}^2]} = \alpha (p - p_N)_{[\text{hPa}]} \cdot \quad (2.17)$$

Der Normalluftdruck p_N in hPa, der sich auf die Standardatmosphäre (Abs. 5.1.3) nach DIN 5450 bezieht und von der Stationshöhe H abhängt, wird berechnet nach

$$p_N = 1013.25 \left(1 - \frac{0.0065 H_{[\text{m}]}}{288.15} \right)^{5.2559} \cdot \quad (2.18)$$

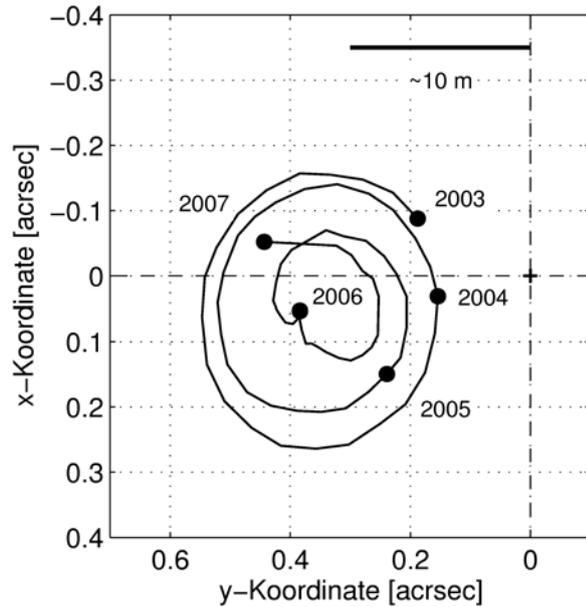


Abbildung 2.5: Polbewegung seit 2003 in Bezug auf den IERS-Pol.

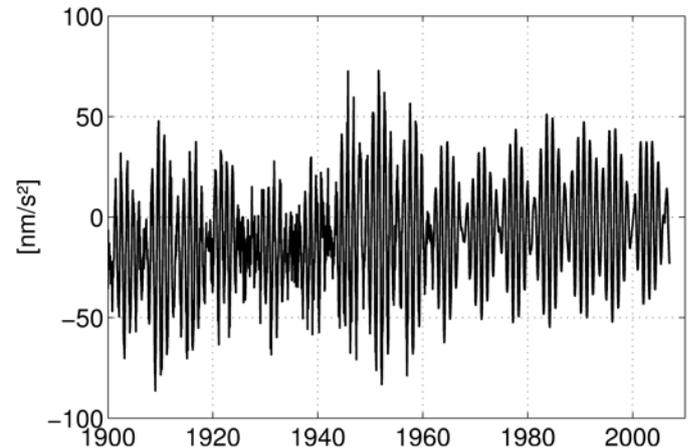


Abbildung 2.6: Schwereeffekte aufgrund von Polbewegung berechnet für Hannover ab 1900.

In der Absolutgravimetrie wird üblicherweise die klassische Reduktionsmethode mittels eines einheitlichen (konstanten) Regressionskoeffizienten nach Gl. (2.17) angewendet. In Kapitel 5 wird ein aufwendigeres Atmosphärenreduktionsmodell vorgestellt, das die globale Verteilung der Luftmassen mit Hilfe weltweit vorliegender Wetterdaten berücksichtigt. Die Reduktionen mit der dort durchgeführten Methode werden der herkömmlichen Methode gegenübergestellt und bezüglich der verbesserten Reduktionsgenauigkeit diskutiert.

2.3.3 Polbewegung

Als Polbewegung oder Polschwankung wird eine langsame Verlagerung der Erdachse innerhalb des Erdkörpers bezeichnet. Die Polbewegung entsteht, da die Erde elastisch ist, um 0.3% abgeplattet, an ihrer Oberfläche jahreszeitliche Effekte, kleine Deformationen und Massenverlagerungen auftreten und im Erdinnern langsame Massenbewegungen stattfinden. Die inneren und äußeren Formveränderungen der Erde bedeuten, dass sich mit der Massenumverteilung auch die Achse des größten Trägheitsmoments ändert und die Erdachse mit einem geringfügigen Taumeln reagiert. Die sichtbare Chandler-Periode mit einer Länge von etwa 435 Tagen besitzt eine variierende Amplitude von ca. 0.1'' bis 0.2'' und beschreibt bei Sicht auf den Nordpol eine gegen den Uhrzeigersinn ablaufende Polbewegung (Abb. 2.5).

Sowohl die Verlagerung der Erdrotationsachse als auch eine Variation der Winkelgeschwindigkeit ω führen zur Änderung der Zentrifugalbeschleunigung z in jedem Punkt auf der Erde (vgl. Abb. 2.1 und Gl. (2.3)). Dadurch ändert sich auch die Schwerebeschleunigung g , vgl. Gl. (2.1). Der polbewegungsbedingte Schwereeffekt Δg wird für eine Station mit den Koordinaten φ, λ nach [Wahr, 1985] berechnet, s. a. [Torge, 1989],

$$\Delta g_{[\text{nm/s}^2]} = \delta \cdot 10^9 \omega^2 2a \sin \varphi \cos \varphi (x \cos \lambda - y \sin \lambda), \quad (2.19)$$

wobei $a = 6378137$ m die große Halbachse des Erdellipsoids ist und $\omega = 7.292115 \cdot 10^{-5}$ rad/s. Der Amplituden- oder Gravimeterfaktor $\delta = 1.164$ beschreibt die elastische Reaktion der Erde. Die täglichen Polkoordinaten x, y [rad], die die Lage der Rotationsachse in Bezug auf ein erdfestes System mit dem Koordinatenursprung im IERS⁴-Bezugspol, dem vereinbarten Nordpol, beschreiben, werden vom IERS zur Verfügung gestellt. Der Bezugspol stimmt mit dem CIO (Conventional International Origin) innerhalb von 0.03'' überein, der durch die

⁴IERS = International Earth Rotation and Reference System Service

mittlere Lage des Nordpols zwischen 1900 und 1906 definiert ist. Die x -Achse des rechtwinkligen Koordinatensystems verläuft in Richtung des mittleren Meridians von Greenwich, die y -Achse zeigt in Richtung des Meridians 270° . Der Pol vollzog in den letzten 100 Jahren eine Drift von ca. 10 m in Richtung Kanada (Polwanderung, vgl. Abb. 2.5). Dies wird vor allem auf das Abschmelzen der Polkappen und großräumige tektonische Vorgänge (nacheiszeitliche Landhebung in Kanada und in Fennoskandien) zurückgeführt.

Schwereeffekte, die aufgrund der Polbewegung entstanden und nach Gl. (2.19) für Hannover ab 1900 berechnet wurden, sind in Abb. 2.6 dargestellt. Sie nehmen Werte zwischen -86 und $+73$ nm/s^2 an und variieren im Mittel mit 28 nm/s^2 . Gehen Stationskoordinaten mit einer Genauigkeit von wenigen Bogensekunden, der Amplitudenfaktor δ mit ≤ 0.01 und die Polkoordinaten mit einer Genauigkeit von wenigen $0.001''$ ein, dann können Absolutschweremessungen mit einem Fehler deutlich unter 1 nm/s^2 reduziert werden, [Timmen, 1994; Niebauer *et al.*, 1995].

3 Zur Genauigkeit des Absolutgravimeters FG5-220

Bei einer absolutgravimetrischen Messung wird die Schwere aus simultanen Weg- und Zeitmessungen abgeleitet. Dies gelingt mit Hilfe der im Gravimetersystem mitgelieferten Längen- und Zeitstandards (Helium-Neon-Laser und Rubidiumuhr). Beide Komponenten müssen mit einer entsprechenden Genauigkeit, wie man sie für die angestrebte Schweregenauigkeit benötigt, stabil funktionieren und kalibriert sein. Zum instrumentellen Fehlerhaushalt einer absoluten Schweremessung tragen noch andere physikalische Effekte bei, die die instrumentelle Genauigkeit auch bei optimalen Voraussetzungen (bestmöglicher Instrumentenstandard, bestmögliche Bedienung durch Messexperten) begrenzt. Eine ausführliche instrumentelle Analyse zum FG5-Fehlerhaushalt wird in [Niebauer *et al.*, 1995] durchgeführt und in Abs. 3.1 wiedergegeben.

Zusätzlich zu den rein instrumentell bedingten Unsicherheiten tragen Fehler durch unvollständige oder nicht vorgenommene Modellierung und Reduktion von tatsächlichen zeitlichen Schwereänderungen durch Gezeiten, Veränderungen in der Atmosphäre und Hydrosphäre zur gesamten Unsicherheit einer Stationsbestimmung bei. Deshalb wird in Abs. 3.2 und 3.3 eine Fehlerabschätzung aufgrund der Erfahrungen mit dem Hannover'schen FG5-220 vorgenommen, die sich auf Wiederholungsmessungen und Vergleichen mit anderen Gravimetern stützt. Diese vergleichenden Betrachtungen beinhalten ebenfalls die Unsicherheiten aufgrund von nicht optimalen Messvoraussetzungen, wie z. B. eine durch den Beobachter nicht erkannte Dejustierung innerhalb des Instrumentes.

Eine durchgreifende Überprüfung der absoluten Genauigkeit bzgl. des „wahren“ Schwerewertes zum Zeitpunkt einer absoluten Schweremessung ist allerdings nicht möglich, da der „wahre“ Wert nie mit einer höheren Genauigkeit bekannt ist. Es existiert kein „Standard-Vergleichsgravimeter“, das wesentlich genauer ist als alle anderen existierenden Gravimeter und das den „wahren“ Wert zu verschiedenen Zeitpunkten liefern kann.

3.1 Instrumentelle Fehlerquellen

Das instrumentelle Fehlerbudget für Absolutgravimeter ist komplex und abhängig von ihrer Konstruktion. Die einzelnen Fehlerbeiträge sind gewöhnlich sehr klein, weshalb es schwierig ist, sie zuverlässig abzuschätzen oder durch Messungen nachzuweisen. Hinzu kommt die Möglichkeit, dass noch nicht erkannte Effekte vorhanden sind, die somit im Fehlerhaushalt nicht berücksichtigt werden. [Niebauer *et al.*, 1995] führten für das FG5-Gravimeter eine instrumentelle Fehlerbetrachtung durch, die auf Analyse von bekannten physikalischen Effekten beruht, die die Messgenauigkeit des Instrumentes beeinträchtigen. Auf die wichtigsten instrumentellen Fehlerquellen wird im Folgenden eingegangen:

- **Störungen der optischen Weglänge an den Übergängen Vakuum/Luft:** Das Laserlicht durchläuft das Vakuum in der Fallkammer und die Luft in der Interferometerbasis und der Super-Spring-Kammer. In beiden Medien ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit unterschiedlich. Vertikale Änderungen des Abstandes zwischen der Fallkammer und der Interferometerbasis ($1 - 2 \mu\text{m}$), die durch Vibrationen während der Frei-Fall-Versuche entstehen, ändern somit die Laserweglänge. Dieser Effekt ist in jedem Frei-Fall-Experiment ähnlich enthalten. Er ist u. a. von der Aufstellung des Gerätes abhängig und wirkt systematisch auf das Gesamtergebnis. Diese Unsicherheit wird mit 6 nm/s^2 abgeschätzt.
- **Elektronisch bedingte Phasenverschiebungen:** Frequenzabhängige zeitliche Verzögerungen in der elektronischen Verarbeitung des Interferenzsignals können das Schwereergebnis systematisch verfälschen. Das

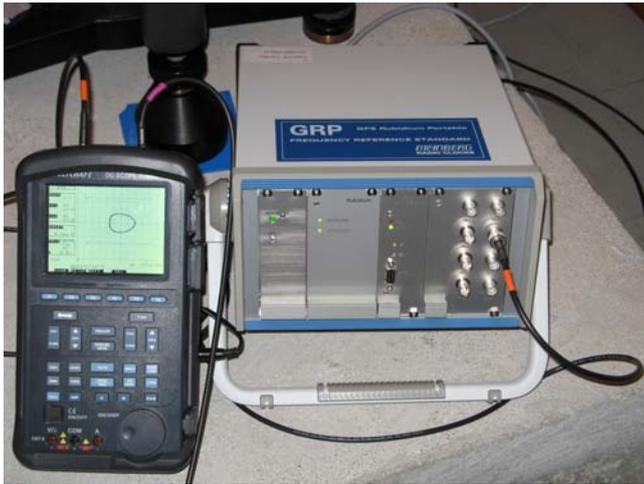


Abbildung 3.1: Das GRP (GPS-Rubidium-Portable) rechts und die Überlagerung (Kreis) beider Rubidium-Oszillator-Signale (GPS und FG5-220) auf dem Oszilloskop links.

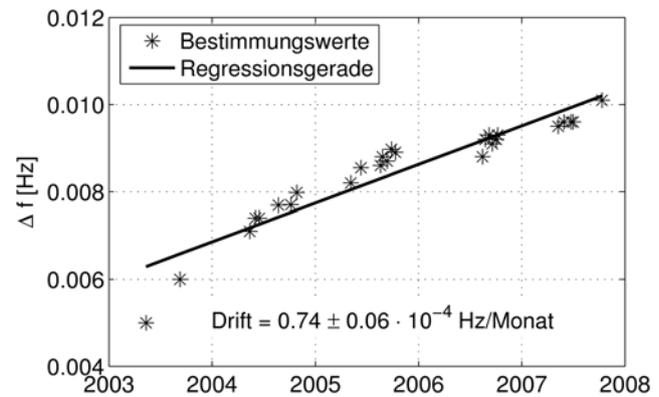


Abbildung 3.2: Frequenzdifferenzen Δf zwischen den Rubidium-Oszillatoren des GPS und des FG5-220 sowie die Driftbestimmung für den Rubidium-Oszillator des FG5-220.

zunächst als Licht vorliegende Messsignal, dessen Frequenz während eines Drops auf etwa 6 MHz anwächst, wird mit Hilfe eines Photodetektors in ein sinusförmiges Signal transformiert und anschließend mit einem Spannungskomparator (Diskriminator) in ein TTL-Rechtecksignal gewandelt. Besonders kritisch ist dabei die Signalverarbeitung durch den Diskriminator, der die Nulldurchgänge des Analysesignals erkennen muss, um diese als rechtwinklige Flanken darzustellen. Der Fehler bleibt unter 6 nm/s^2 , wenn ein Interferenzsignal von mindestens 300 mV erzeugt wird.

- Corioliseffekt:** Das Fallprisma erfährt während des nicht idealen freien Falls auch eine horizontale Geschwindigkeit, die ungefähr senkrecht zur Transportbandachse verläuft. Dieser Effekt erzeugt eine Coriolisbeschleunigung und ist in Ost-West-Richtung am stärksten. In der Geodäsie wird dieser Effekt auch Eötvös-Effekt genannt. Baut man das Instrument so auf, dass das System Fallprisma-Transportband in Nord-Süd-Richtung ausgerichtet ist und somit die Translationsbewegung auch in Nord-Süd-Richtung stattfindet, kann der Einfluss auf weniger als 5 nm/s^2 reduziert werden. Eine gut funktionierende Mechanik zum Transport der reibungsfreien Kammer ist allerdings Voraussetzung. Am Äquator kann der Fehler im ungünstigsten Fall 20 bis 30 nm/s^2 betragen (Ost-West-Ausrichtung).
- Rotation des Fallprismas:** Eine Rotationsbewegung der Testmasse während des freien Falls erzeugt eine Änderung in der optischen Weglänge, was einen Fehler von bis zu 3 nm/s^2 verursachen kann.
- Nicht-Parallelität der planparallelen optischen Platten, Fenster und Strahlbauteile:** Die Justierung des Strahlengangs des Interferometers inkl. der Vertikalisierung des Teststrahls setzt Planparallelität bei den Glaskomponenten voraus. Die einzelnen optischen Bauteile sind spezifiziert mit einer Qualität von $1''$ bezüglich ihrer Ebenheit und Seitenparallelität, so dass der Gesamteffekt mit 3 nm/s^2 abgeschätzt wird.
- Restatmosphäre in der Vakuumkammer:** Durch die „mitfallende“ reibungsfreie Transportkammer ist die Testmasse weitgehend gegen Reibungseffekte mit noch vorhandenen Molekülen in der Vakuumkammer abgeschirmt. Die Transportkammer enthält jedoch mehrere Öffnungen, damit u. a. das Laserlicht auf das Tripelprisma treffen kann und reflektiert wird. Durch diese Öffnungen können Restmoleküle eindringen und den freien Fall stören. Dieser Fehlerbeitrag wird zu 1 nm/s^2 abgeschätzt.
- Temperaturgradienten innerhalb der reibungsfreien Transportkammer:** Kleine Temperaturunterschiede entlang der Testmasse verursachen differentielle Druckunterschiede innerhalb der Transportkam-

Tabelle 3.1: Wichtigste instrumentelle Fehlerquellen und ihre Unsicherheiten, die von [Niebauer *et al.*, 1995] für das FG5-Gravimeter abgeschätzt wurden.

Fehlerquelle	Unsicherheit [nm/s ²]
Störungen der optischen Weglänge an den Übergängen Vakuum/Luft	6
Elektronisch bedingte Phasenverschiebungen	6
Corioliseffekt	5
Rotation des Fallprismas	3
Nicht-Parallelität der planparallelen optischen Platten, Fenster und Strahlbauteile	3
Restatmosphäre in der Vakuumkammer	1
Temperaturgradienten innerhalb der reibungsfreien Transportkammer	1
Magnetfelder und Elektrostatik	1
Laserwellenlängenstandard	2
Rubidiumfrequenz	2
Floor-Recoil	1
Gesamtunsicherheit	11

mer, was zu einer systematischen Beeinflussung des freien Falls führt. Dadurch entsteht eine Unsicherheit von 1 nm/s².

- **Magnetfelder und Elektrostatik** verursachen ablenkende nicht gravitative Kräfte auf den Fallkörper mit einer Restunsicherheit von je 1 nm/s².
- **Laserwellenlängenstandard:** Der jod-stabilisierte He-Ne-Laser erzeugt eine sehr stabile Wellenlänge und benötigt keine nachträgliche Kalibrierung. Eine Restunsicherheit von 2 nm/s² kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.
- **Rubidiumfrequenz:** Am IfE wird der Rubidium-Oszillator des FG5-220-Gravimeters regelmäßig mit einem stabilen Referenzsignal verglichen, das durch die Zeitbasis des GPS-Systems stabilisiert wird. Für den Vergleich wurde das GPS-Rubidium-Portable (GRP) der Firma Unverdross beschafft, das bezüglich der Kurz- und Langzeit-Zeitstabilität mit $5 \cdot 10^{-11}$ spezifiziert ist. Die Frequenzdifferenzen zwischen dem GRP- und dem FG5-220-Rubidium, die seit 2003 vorwiegend während der Messkampagnen in Finnland bestimmt wurden, sind in Abb. 3.2 dargestellt. Die Drift des FG5-220-Rubidiums signals beträgt $0.7 \cdot 10^{-4}$ Hz pro Monat und entspricht einer Drift des 10 MHz-Signals von $0.7 \cdot 10^{-11}$ pro Monat. Vergleiche des Rubidium-Oszillators des FG5-220 mit Referenzfrequenzen auf den VLBI-Stationen in Onsala und Metsähovi liefern ein sehr ähnliches Ergebnis. Eine Abweichung von 0.005 MHz zur tatsächlichen Frequenz erzeugt eine Abweichung von 10 nm/s². Die Unsicherheit einer unzureichenden Kalibrierung beträgt max. 2 nm/s².
- **Mikroseismik und Floor-Recoil:** Während sich das Prisma im freien Fall befindet, wird der Laserlichtweg auf unterschiedliche Weise gestört. Zum einen können Messungen aufgrund von Mikroseismik, die unabhängig vom Messinstrument auftritt, gestört werden. Diese Störsignale wirken auf jedes Experiment unterschiedlich, weil sie in unterschiedlichen Phasenlagen auf das Frei-Fall-Experiment treffen. Da der endgültige Stationschwerewert aus sehr vielen Experimenten bestimmt wird, wirkt die Mikroseismik zufällig und mittelt sich deshalb größtenteils heraus.

Eine andere Störquelle ist instrumenteller Natur und wird als „Floor-Recoil“ bezeichnet. Beim Beginn des freien Falls löst sich die Testmasse von den umgebenden Bauteilen ruckartig. Auf diese plötzliche

Gewichtsveränderung des Instrumentes reagiert der Boden (Fundament, Pfeiler) rückstoßartig, was sich sowohl auf die Fallkammer als auch auf die Super-Spring-Kammer und die Interferometerbasis auswirkt. Es entstehen differenzielle Wegänderungen des Laserlichts im Vakuum und in der Luft, Neigungseffekte im Interferometer zwischen Test- und Referenzstrahl, und evtl. wird das Referenzprisma, das ein Quasi-Inertialsystem darstellen soll, beeinflusst. Der Floor-Recoil wirkt auf das Gesamtergebnis systematisch pro Aufstellungsart des Gravimeters, da jeder Einzeldrop ähnlich gestört ist. Die Stärke der Bodenreaktion auf das Loslösen der Testmasse hängt von der Beschaffenheit des Fundamentes und des umgebenen Untergrundes ab. Deshalb ist die Unsicherheit schwer zu bestimmen und eine allgemeine Angabe schlecht zu treffen.

Das FG5-Gravimeter besitzt aufgrund der oben genannten instrumentellen Fehlerquellen, die in Tabelle 3.1 zusammengestellt sind, laut Hersteller ein Genauigkeitspotential von etwa 10 nm/s^2 . In Abs. 3.2 und 3.3 wird speziell auf die tatsächliche Genauigkeit des FG5-220 eingegangen, die mit Hilfe von Wiederholungs- und Vergleichsmessungen über einen Zeitraum von mehr als 5 Jahren bestimmt wurde.

3.2 Genauigkeitsabschätzung aus Wiederholungsmessungen und Präzisionsuntersuchungen

Schwereänderungen können nur mit einem Instrument sehr genau gemessen werden, das ein entsprechend hohes Genauigkeitsniveau aufweist. Die Aufgabe des Messexperten besteht darin, die instrumentell mögliche Genauigkeit so gut wie möglich zu gewährleisten und für die Projektziele einzusetzen. Besonders eine unzureichende Justierung führt zum Genauigkeitsverlust des Ergebnisses und kann mehrere 10 nm/s^2 erreichen. Ist der Anwender an realen Schwereänderung z. B. in einem tektonisch aktiven Gebiet interessiert, müssen störende zeitlich variierende Effekte, die die Schwere beeinflussen, gut modellierbar sein, um das hohe instrumentelle Genauigkeitsniveau für das Gesamtergebnis nutzen zu können. Dazu zählen vor allem Erd- und Ozeangezeiten, Polbewegung, atmosphärische Massenbewegungen und hydrologische Variationen. Die erst genannten zeitlichen Schwereänderungen können ausreichend genau durch Modelle reduziert werden (s. Abs. 2.3). Unmodellierbare Signale aus der Atmosphäre können wenige 10 nm/s^2 betragen. Deshalb ist die Modellierung der atmosphärischen Variationen ein Schwerpunkt dieser Arbeit (s. Kapitel 5). Ein schwer modellierbarer Effekt ist die Schwerewirkung der Hydrologie, z. B. lokale und regionale Grundwasserstandsänderungen oder windgetriebene Wasserstandsänderungen in Buchten, Fjorden und Seen (im englischen Sprachgebrauch „surge“). Diese Effekte können Größenordnungen von mehreren 10 nm/s^2 annehmen und von Station zu Station sehr unterschiedlich sind. Sie stellen oftmals die größten störenden zeitlich variierenden Effekte für die Schweremessung dar, da sie nicht oder nur sehr ungenau modellierbar sind und deshalb gewöhnlich nicht als Reduktion angebracht werden. In Zukunft wird eine wichtige Forschungsaufgabe sein, mit Schweremessungen unterirdische Wasserreservoirvorkommen zu überwachen oder hydrologische Modelle zu validieren.

Im Folgenden wird eine Genauigkeitsabschätzung für das FG5-220 des Instituts für Erdmessung vorgenommen, die sich auf Wiederholungsmessungen, auf Differenzvergleiche mit der Relativgravimetrie und auf Vergleiche mit anderen Absolutgravimetern stützt. Aus der Streuung der Wiederholungsmessungen über mehrere Jahre wird eine Aussage zur Langzeitstabilität des Instrumentes getroffen. Während einer Stationsbestimmung, die etwa 2 bis 4 Tage dauert, wird standardmäßig das FG5-220 mehrfach mit unterschiedlichen Drehrichtungen über dem Messpunkt aufgestellt. Diese wiederholten Beobachtungen bei den unterschiedlichen Aufstellungen tragen dazu bei, den so genannten „Setup“-Fehler im Gesamtergebnis zu minimieren.

3.2.1 Langzeitbeobachtungsserien auf Referenzstationen

Um die Langzeitstabilität eines Instrumentes zu überprüfen, werden wiederholt Beobachtungen auf Referenzstationen durchgeführt, so dass der Mittelwert über Monate bis Jahrzehnte gut bestimmt ist. Die Streuung zum Mittelwert liefert eine Aussage zur Langzeitgenauigkeit des jeweiligen Messgerätes.

Tabelle 3.2: Absolutschweremessungen auf den Referenzstationen in Bad Homburg, Clausthal und Hannover. Differenzen zwischen den einzelnen FG5-220-Stationsbestimmungen und dem Mittelwert auf einer Station ($dg = g_{\text{einzel}} - g_{\text{mittel}}$) sowie entsprechende RMS-Differenzen. Einheiten in nm/s^2 .

Bad Homburg, Punkt BA		Clausthal		Hannover	
Feb 2003	9	Jan 2003	27	Jan 2003	68
Nov 2003	-8	Mai 2003	8	Mai 2003	38
Apr 2005	12	Jun 2003	-9	Jul 2003	-42
Apr 2006	7	Okt 2003	-26	Nov 2003	-62
Nov 2007	2			Dez 2003	-52
Sep 2008	-21			Feb 2004	8
				Mai 2004	-2
				Okt 2004	4
				Mär 2005	0
				Jun 2005	-9
				Aug 2005	-12
				Mär 2006	30
				Mär 2007	16
				Sep 2007	14
				Mai 2008	61
				Jul 2008	48
RMS	11		20		37

Zur Überprüfung des FG5-220 wurden Referenzmessungen auf den Stationen in Bad Homburg, in Clausthal und in Hannover vorwiegend vor dem Beginn und nach dem Ende der Messkampagnen durchgeführt.

- Für die Station in Bad Homburg ist das Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG) in Frankfurt/Main zuständig und gewährleistet dort für Deutschland die Referenz, s. [Wilmes und Falk, 2006; Wziontek *et al.*, 2008]. Im Keller des Bad Homburger Schlosses befinden sich zwei für Absolutschweremessungen geeignete Pfeiler, so dass sich diese Station für Parallelregistrierungen mit zwei Instrumenten eignet. Zusätzlich ist die Station mit einem kontinuierlich registrierenden supraleitenden Gravimeter (SLG) ausgestattet. Messreihen von Absolutschweremessungen mit JILAg- und FG5-Messgeräten existieren dort seit 1995.
- Die Absolutschwerestation in Hannover ist eine von insgesamt 31 Punkten des Deutschen Schweregrundnetzes von 1994 (DSGN 1994) und befindet sich im Gravimetrielabor des IfE. Hannover liegt auf einer mehrere hundert Meter mächtigen Sedimentschichtung. Natürliche (Wind) und künstliche (Autoverkehr, Maschinen) seismische Störungen sind hier ausgeprägt. Durch das IfE hat diese Station eine lange absolutgravimetrische Messserie erhalten, die seit 1986 mit dem JILAg-3 und ab 2003 mit dem FG5-220 aufgenommen wurde.
- Clausthal befindet sich im Mittelgebirge Harz und ist durch die ruhige und stabile (Felsuntergrund) Stationslage nur wenig seismischen Störungen ausgesetzt. Diese Station gehört zum Institut für Geophysik der TU Clausthal und ist ein zusätzlicher Referenzpunkt für das DSGN 1994. Seit 1986 wurden vor allem mit dem Vorgängerinstrument JILAg-3 des IfE regelmäßig Beobachtungen durchgeführt.

In Tabelle 3.2 sind für die Referenzstationen die Differenzen der einzelnen Absolutschwereergebnisse zum Mittelwert aus allen Stationsbestimmungen mit dem FG5-220 dargestellt. Für Bad Homburg und Clausthal beträgt

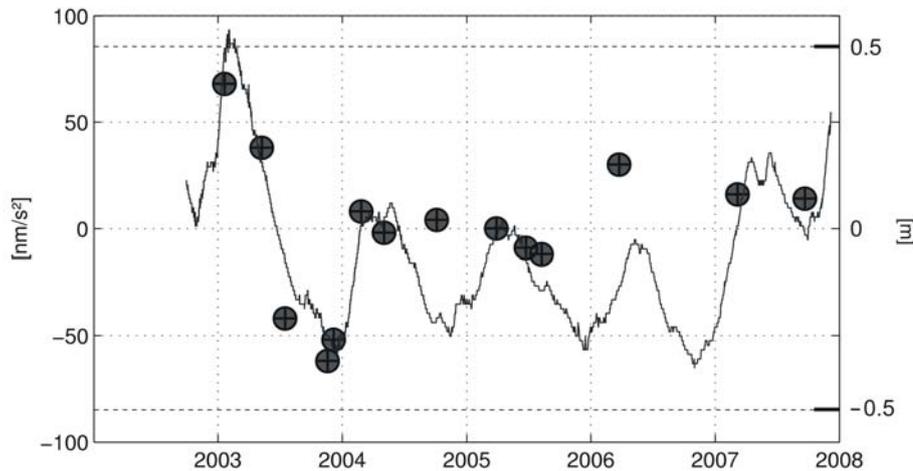


Abbildung 3.3: Absolutschweremessungen mit FG5-220 (Kreise) und Variation des Grundwassers (Linie) in Hannover. Der lineare Regressionskoeffizient dg/dGW zwischen Schwere- und Grundwasserspiegeländerung beträgt 170 nm/s^2 pro m bei einer Korrelation von 80%.

die mittlere RMS-Variation der Differenzen 11 bzw. 20 nm/s^2 . Für Hannover sind die Differenzen mit einem RMS-Mittel von 37 nm/s^2 verhältnismäßig groß und kann auf die vergleichsweise niedrige Stationsqualität zurückgeführt werden. Aus den Zeitreihen dieser drei Stationen lässt sich eine mittlere Streuung der Absolutschwerewerte von 23 nm/s^2 herleiten. Diese Angabe kann als ein Maß für die Präzision und Langzeitstabilität des FG5-220 und für die Genauigkeit einer einzelnen Stationsbestimmung mit dem FG5-220 aufgefasst werden. Alle Stationsbestimmungen enthalten nicht-modellierte Schwereeffekte, die auch hydrologische Verhältnisse im Boden (Grundwasser, Bodenfeuchte) widerspiegeln.

Abb. 3.3 zeigt die Absolutschweremessungen (vgl. Tabelle 3.2) und den Grundwasserstandsverlauf in Hannover seit 2003. Die Streuung der Schweremessungen ist deutlich mit den Grundwasserstandsänderungen korreliert. Der für den Zeitraum 2003 bis 2007 bestimmte lineare Regressionskoeffizient zwischen Schwere- und Grundwasserspiegeländerung beträgt $dg/dGW = 170 \text{ nm/s}^2$ pro m mit einem Korrelationskoeffizienten von $k = 0.8$. In Clausthal und Bad Homburg ist die Auswirkung von Grundwasserstandsschwankungen auf die Schwere nicht so stark ausgeprägt wie in Hannover, was man aus der Streuung der Messungen schließen könnte. Der Einfluss ist vom Bodenuntergrund und dessen Durchlässigkeit abhängig und für Schwerestationen hoch, die auf lockeren Sedimentschichten gegründet sind, wie es für Hannover der Fall ist. Unterhalb der Station Hannover beträgt das Porenvolumen über 30%, während im felsigen Gebirge gewöhnlich das mit Wasser verfüllbare Volumen im Untergrund deutlich weniger als 5% beträgt.

Der Kurvenverlauf des Grundwassers in Abb. 3.3 zeigt, dass der Wasserstand Anfang 2003 im Vergleich zu den anderen Jahren sehr hoch war, s. [Timmen *et al.*, 2006, 2008]. Ein Absinken des Grundwassers von etwa 70 cm vom Januar bis Dezember 2003 verursachte eine Schwereabnahme von 120 nm/s^2 . Eine Abnahme der Schwere im Laufe des Jahres 2003 wird auch aus den Messungen für die Stationen Clausthal und Bad Homburg angedeutet (vgl. Tabelle 3.2). Der Sommer 2003 war in Großteilen Zentral- und Nordeuropas sehr trocken, was mit entsprechend geringen Grundwassermengen verbunden sein dürfte. Relativ gesehen, kann der Einfluss der Grundwasserschwankungen minimiert werden, wenn versucht wird, in etwa zur gleichen Jahreszeit zu messen. Für Hannover kann dieser Effekt für die Jahre 2004, 2005 und 2006 klein gehalten werden. Da die hydrologische Änderung keinen periodischen Verlauf mit annähernd gleichen Amplituden aufweist, wie es für die Jahre 2003 und 2007 zutrifft, führt diese Vorgehensweise oftmals nur begrenzt zu einer günstigen Eliminierung des Grundwasser-Schwere-Effektes.

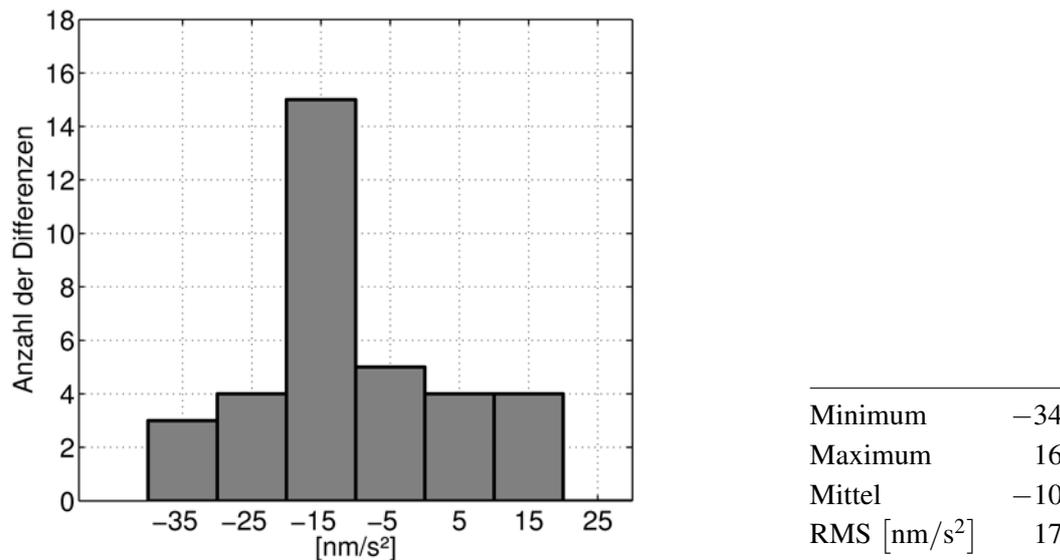


Abbildung 3.4: Histogramm und statistische Angaben zu den Differenzen zwischen Absolutschwerewerten bei Süd- und Nordorientierung des FG5-220 aus 35 Stationsbestimmungen in Fennoskandien ($dg = g_{\text{Sued}} - g_{\text{Nord}}$).

Es wird angestrebt, Stationen auf weit ausgedehnten Felsmassen anzulegen, um den hydrologischen Effekt zu minimieren (Clausthal, Fennoskandien). Dort kann sich allerdings auch das Regen- oder Schmelzwasser in Hohlräumen (Klüfte, Risse) anstauen, so dass es nur langsam wieder abfließt. Für die meisten Stationen stehen keine Registrierungen des Grundwassers zur Verfügung, weswegen dieser Effekt nicht reduziert werden kann. Es kommt auch vor, dass die Erfassung des Grundwasserstandes nicht repräsentativ für die tatsächliche Schwereänderungen ist, z. B. wenn es sich um keinen freien Grundwasserleiter, sondern um einen gespannten Aquifer handelt, in den das Bohrloch für den Messpegel des Grundwasserspiegels eindringt.

Die Testserien und die dazu parallel registrierten Grundwasserstandsänderungen in Hannover bestätigen die hohe instrumentelle Genauigkeit des FG5-220. Die gemessenen Schwereänderungen sind größtenteils echte Variationen, die aufgrund von hydrologischen Änderungen hervorgerufen und vom Gravimeter registriert wurden. Zusammengefasst lässt sich aus diesen Betrachtungen zu den Messreihen auf den Referenzstationen eine Genauigkeit für eine Stationsbestimmung von 20 bis 30 nm/s^2 für das FG5-220 ableiten. Diese Unsicherheit kann sich verringern, wenn der Einfluss von hydrologischen Variationen klein ist. Diese Genauigkeitsangabe beschreibt die Präzision und Langzeitstabilität des FG5-220. Eine Beurteilung der absoluten Genauigkeit des FG5-220 erfordert einen Vergleich des Messniveaus dieses Gravimeters mit dem mittleren Niveau des internationalen Schweremessstandards, was in Abs. 3.3 vorgenommen wird.

3.2.2 Unterschiede zwischen verschiedenen Aufstellungsorientierungen des FG5-220

Das Ergebnis einer Stationsbestimmung mit dem FG5-Gravimeter ist von verschiedenen stations- und anwenderbedingten Faktoren beeinflusst. Um diesen Fehlereinfluss zu minimieren, wird angestrebt, den Stationsschwerewert durch Mittelung der Ergebnisse u. a. aus verschiedenen Aufstellungsorientierungen des Instrumentes über dem Messpunkt zu bestimmen. Dadurch werden die Abhängigkeiten von der Beschaffenheit der Aufstellfläche und des zugehörigen Bodens und von der Qualität des Instrumentenaufbaus durch den Beobachter minimiert. Betrachtet man die Differenzen zwischen den Ergebnissen der unterschiedlichen Aufstellungsorientierungen, kann daraus ebenfalls eine Genauigkeit als Präzisionsangabe für den Aufstellfehler („Setup-Error“) beim FG5 abgeleitet werden.

Üblicherweise wird das Instrument in Nord-Süd-Orientierung aufgebaut, weil der Einfluss der Coriolis-Kraft in diesen Positionen am kleinsten ist. Pro Stationsbestimmung werden üblicherweise mindestens diese zwei um

Tabelle 3.3: Schweredifferenzen zwischen zwei Messpunkten BA und AA in Bad Homburg, AB und AC in Metsähovi, AS und AN in Onsala, die aus Absolutschweremessungen Δg_{abs} mit dem FG5-220 und aus Relativschweremessungen Δg_{rel} bestimmt wurden, sowie die daraus erhaltenen Abweichungen $dg = \Delta g_{\text{rel}} - \Delta g_{\text{abs}}$. Einheiten in nm/s^2 .

[nm/s^2]	Bad Homburg BA-AA		Metsähovi AB-AC			Onsala AS-AN			
	Δg_{abs}	dg	Δg_{abs}	dg		Δg_{abs}	dg		
	Feb 03	323	26	Aug 03	42	-23	Okt 04	102	-14
	Nov 03	350	-1	Mai 04	4	15	Okt 05	85	3
	Apr 05	366	-17	Jul 04	48	-29	Okt 06	69	19
	Apr 06	346	3	Mai 05	14	-5	Mai 07	91	-3
	Nov 07	350	-1	Aug 05	13	6	Aug 08	91	-3
				Aug 06	47	-28			
				Jul 07	12	7			
				Mai 08	9	10			
Δg_{abs} Mittel		346			24			88	
Δg_{rel} und RMS		349	14		19	18		88	11

180° versetzten Orientierungen gewählt. Während der Messkampagnen in Fennoskandien wurden Absolutschweremessungen durchgeführt und soweit die Möglichkeit bestand, Experimente mit Süd- und Nord-Orientierung gewählt. Für diese Untersuchung stehen 35 Differenzen zwischen den Ergebnissen aus verschiedenen Aufstellungen zur Verfügung, die auf 14 verschiedenen Stationen gesammelt wurden. Die Ergebnisse der Untersuchungen mit dem FG5-220 sind im Histogramm in Abb. 3.4 und der nebenstehenden Tabelle mit den statistischen Angaben zu finden. Auffallend ist, dass die Abweichungen nicht zufällig um Null streuen. Für 15 von 35 Experimenten wurden Werte im negativen Bereich zwischen -10 und $-20 \text{ nm}/\text{s}^2$ erhalten, woraus ein negativer Mittelwert von $-10 \text{ nm}/\text{s}^2$ resultiert.

Systematisch wirkende Störungen, die von der Gravimeterorientierung abhängig sind, können u. a. durch Floor-Recoil, die instrumentelle Vibrationen (Vauum/Luft-Modulation), die Coriolis-Beschleunigung und das lokale Magnetfeld (Erdmagnetfeld überlagert mit kleinen künstlichen Feldern) bedingt sein (s. Abs. 3.1). Weil die Messungen auf 14 verschiedenen Stationen durchgeführt wurden und sich die beiden erstgenannten Störquellen auf jeder Station unterschiedlich auswirken, müssten sich diese Störungen zufällig auf die Ergebnisse auswirken. Es ist aber denkbar, dass sowohl das Erdmagnetfeld als auch die Erdrotation eine systematische Nord-Süd-Richtungsabhängigkeit beim FG5-Gravimeter verursachen könnten, da diese in Skandinavien sehr ähnlich vorhanden sind. Zu diesem „Nord-Süd-Effekt“, der erst im Frühjahr 2008 zum ersten Mal auffiel, wurden am IfE bisher keine weiteren Untersuchungen vorgenommen.

Mit der Analyse zur Gravimeternaufstellung wird bestätigt, dass der Aufbau und die Aufstellungsorientierung des FG5-220 abweichende Schwereergebnisse erzeugen können, die systematisch wirken. Zwischen zwei um 180° gedrehten Aufstellungsrichtungen (Nord – Süd) traten Differenzen mit durchschnittlich $17 \text{ nm}/\text{s}^2$ auf. Es können aber auch Werte von mehreren $10 \text{ nm}/\text{s}^2$ auftreten. Bei einer Stationsbestimmung mit mehreren Aufstellungen und Orientierungen des FG5 wird dieser Fehlereinfluss verringert.

3.2.3 Vergleich von Schweredifferenzen aus Absolut- und Relativgravimetrie

Relativgravimeter der Serie Scintrex CG3 und CG5, aber auch LaCoste&Romberg mit einem Feedbacksystem, erreichen heutzutage Genauigkeiten von etwa $10 \text{ nm}/\text{s}^2$ für Schweredifferenzen mit kurzen Distanzen und bei sorgfältiger Handhabung (Messpräzision innerhalb eines Messzeitraums von wenigen Stunden, vgl. Abs. 4). Dadurch

bieten sie sich an, das Genauigkeitspotential von Absolutgravimetern bzgl. gemessener Schwereunterschiede zu untersuchen. Für diesen Zweck sind Absolutschwerestationen geeignet, die über mindestens zwei Messpunkte verfügen und möglichst unterschiedliche bzw. qualitativ unabhängige Aufstellflächen bieten. Die Differenzen zwischen den absolut- und relativgravimetrisch bestimmten Ergebnissen sind ein Indiz für den Aufstellungsfehler des FG5-Instrumentes. Im Vergleich zur Untersuchung in Abs. 3.2.2 handelt es sich hier um zwei geometrisch voneinander getrennten Aufstellungen, die mehrere Meter auseinander liegen können und somit aufgrund der unterschiedlichen Beschaffenheit des jeweiligen Fundaments am jeweiligen Aufstellungsplatz physikalisch kaum korreliert sind.

Für diese Untersuchung wurde die Schweredifferenz zwischen zwei Punkten in ungefährender Sensorhöhe des FG5-Absolutgravimeters mit Relativgravimetern bestimmt. Damit haben Ungenauigkeiten aus den Annahmen zum vertikalen Gradienten keinen nennenswerten Einfluss auf den Vergleich der absolut- und relativgravimetrisch bestimmten Schweredifferenzen. Die relativgravimetrischen Messungen werden mit Hilfe von zwei Stativen vorgenommen, mit denen eine Sensorhöhe von etwa 120 cm über der jeweiligen Messmarke realisiert wurde. Die Sensorhöhe bzw. die Instrumentenhöhe muss bei beiden Stativen mit einer Genauigkeit von 1 mm gemessen werden, um eine Genauigkeit der Schweredifferenz von 3 nm/s^2 zu gewährleisten bzw. den Einfluss der Höhenunterschiede gering zu halten. Die kleinen Höhenabweichungen (einige mm) von den Soll-Vergleichshöhen von 120 cm werden mit Hilfe des vorher gemessenen vertikalen Gradienten genau genug berücksichtigt.

Die Tabelle 3.3 gibt die Ergebnisse wieder, die sich aus den Untersuchungen auf den Stationen mit zwei Messpunkten in Bad Homburg, in Metsähovi (Finnland) und in Onsala (Schweden) ergeben. Es sind Schweredifferenzen Δg_{abs} dargestellt, die aus den Messungen mit dem FG5-220-Gravimeter abgeleitet wurden. In der letzten Zeile sind die Schweredifferenzen Δg_{rel} dargestellt, die zwischen den Pfeilern aus mindestens 10 Messungen mit einem Relativgravimeter bestimmt wurden und als Vergleichswerte dienen. Die Streuung dg zu allen Schwereunterschieden aus absolutgravimetrischen Messungen Δg_{abs} liegt im RMS-Mittel bei 14 nm/s^2 mit Extremwerten von 26 und -29 nm/s^2 . Für die einzelnen Stationen variieren die mittleren Abweichungen zwischen 11 und 18 nm/s^2 . Vergleicht man den Mittelwert der absolutgravimetrischen Schweredifferenzen Δg_{abs} mit den relativgravimetrisch bestimmten Δg_{rel} , so passt dieser nach nur fünf Messungen mit dem FG5-220 auf den Stationen in Bad Homburg und in Onsala mit einer max. Abweichung von 3 nm/s^2 zusammen. Die Abweichung von 9 nm/s^2 in Metsähovi ist etwas höher, befindet sich aber immer noch innerhalb des Genauigkeitspotentials der Absolut- und Relativgravimeter.

Die Genauigkeitsuntersuchung zur Aufstellungsunsicherheit des FG5-220 liefert eine gute Übereinstimmung mit dem Ergebnis aus Abs. 3.2.2. Zusammenfassend wird der so genannte „Setup-Fehler“ des FG5-220 im Folgenden im Mittel mit 15 nm/s^2 angenommen.

3.3 Absolute Genauigkeit des FG5-220 aus Vergleichen mit anderen Absolutgravimetern

Um den Genauigkeitsanforderungen für Langzeituntersuchungen über mehrere Dekaden gerecht zu werden und um vergleichbar mit anderen Absolutgravimetern zu sein, muss auch das Messniveau des FG5-220 mit dem internationalen Schweredatum übereinstimmen bzw. ein möglicher systematischer Unterschied („Offset“) genau genug bekannt sein. Der Beschreibung von [Torge *et al.*, 1999] folgend wird hier angenommen, dass das internationale Schweredatum durch die Definition des physikalischen Standards (Rubidiumuhr und Laser) und zusätzlich im Rahmen von internationalen Vergleichsmessungen durch die Gesamtheit der daran beteiligten und weltweit im Einsatz befindlichen Absolutgravimeter festgelegt wird.

Die Möglichkeit, simultane Messungen (Parallelregistrierungen) mit mehreren Gravimetern durchzuführen, wurde seit der Verfügbarkeit von transportablen Absolutgravimetern wahrgenommen. Um konstruktionsbedingte Offsets im Messniveau einer Gravimeterserie aufzudecken, sind Instrumente unterschiedlicher Funktionsweise und von anderer Bauart notwendig. Gegenwärtig dominiert weltweit die Serie der FG5-Absolutgravimeter, die als

Tabelle 3.4: Ergebnisse simultaner Vergleichsmessungen des FG5-220 mit anderen FG5-Instrumenten auf den Stationen in Bad Homburg, Metsähovi, Onsala und Vaasa. Das FG5-220 (IfE) registrierte parallel in Bad Homburg mit dem FG5-101 (im Feb 2003 mit FG5-301) des BKG, in Metsähovi, Vaasa und Onsala (Okt 2004) mit dem FG5-221 des FGI und in Onsala mit dem FG5-226 des UMB. Differenzen gebildet nach $dg = g_{\text{FG5-220}} - g_{\text{FG5-xxx}}$. Einheiten in nm/s^2 .

Bad Homburg		Metsähovi		Onsala		Vaasa	
Feb 2003	12	Aug 03	-10	Okt 2004	-5	Aug 2003, AA	-29
Nov 2003	37	Mai 04	19	Okt 2004	9	Aug 2003, AB	-30
Apr 2005	-26	Mai 05	18	Okt 2005	34	Mai 2004, AB	2
Apr 2006	13	Aug 05	42	Okt 2006	29		
Nov 2007	7	Aug 06	-14				
		Jul 07	22				
Mittel	9		13		17		-19
RMS	22		23		23		24

die beste verfügbare instrumentelle Realisierung zur absoluten Messung der Schwere gilt. Durch die nur noch sehr kleine Anzahl von anderen Gravimeterkonstruktionen, die zum Teil erheblich niedrigere Messpräzision aufweisen, lassen sich die FG5-Gravimeter kaum ausreichend unabhängig kontrollieren. Mit dem Aufkommen der FG5-Absolutgravimeter seit 1993 wurden auch Präzisionsuntersuchungen durchgeführt, um die Qualität dieser Messgeräte zu beschreiben. [Carter *et al.*, 1994] führten Testreihen von verschiedenen FG5- und einem JILA-Gravimeter in einem Zeitraum von mehreren Monaten durch. Die Wiederholbarkeit aller Instrumente lag auf dem Niveau von $12 \text{ nm}/\text{s}^2$. [Sasagawa *et al.*, 1995] verglichen sechs FG5- und ein JILA-Gravimeter innerhalb eines Jahres. Die Streuung zum Mittelwert ergab $18 \text{ nm}/\text{s}^2$.

Zur einheitlichen Festlegung des Messniveaus im internationalen Schwerestandard (internationales Schweredatum) werden regelmäßig internationale Gravimetervergleichskampagnen durchgeführt. Bei diesen Gravimetervergleichen sind etwa 10 bis 20 Messinstrumente beteiligt. Im Idealfall soll das Mittel aus allen Gravimetern den „wahren“ Schwerestandard entsprechen bzw. der so definierte internationale Schwerestandard soll nur um ein zeitlich konstantes Offset vom „wahren“ Wert abweichen. Organisiert werden die internationalen Vergleiche vom BIPM (Bureau International des Poids et Mesures) in Sèvres (Frankreich) seit 1981 und vom ECGS (European Center of Geodynamics and Seismology) in Walferdange (Luxemburg) seit 2003 jeweils im Intervall von etwa vier Jahren. Durch simultane Messungen und somit gleiche Einflüsse der unmodellierten Umwelteffekte auf alle Instrumente sowie homogene Auswertung können Differenzen zwischen den Messniveaus der Instrumente aufgedeckt werden.

Das FG5-220 des IfE nahm an internationalen Vergleichsmessungen des ECGS in den Jahren 2003 und 2007 teil, [Francis *et al.*, 2005; Francis und van Dam, 2006; Francis *et al.*, 2008]. Im Jahr 2003 waren insgesamt 13 Instrumente beteiligt, wobei FG5-Gravimeter dominierten. Die Übereinstimmung zwischen den Absolutgravimetern war mit einer Standardabweichung von $19 \text{ nm}/\text{s}^2$ sehr gut. Ebenfalls positiv ist die mittlere Abweichung von $13 \text{ nm}/\text{s}^2$ zu werten, die sich aus dem Vergleich zwischen 17 Instrumenten im Jahr 2007 ergab, [Francis *et al.*, 2008]. Das FG5-220 lag 2003 mit $-19 \text{ nm}/\text{s}^2$ unterhalb des Niveaus, das aus dem Mittel aller Gravimeter gebildet wurde. Beim ECGS-Vergleich 2007 lag das FG5-220 mit $27 \text{ nm}/\text{s}^2$ über dem Gesamtmittelwert. Die Teilnahme des FG5-220 an den Vergleichsmessungen zeigt, dass dieses Instrument auf ca. $20 \text{ nm}/\text{s}^2$ mit dem international festgelegten Messniveau zusammenpasst, das größtenteils von FG5-Instrumenten definiert wird. Jedoch kann ein kleiner systematischer Fehler aller FG5-Gravimeter trotz der hohen Messpräzision nicht ausgeschlossen werden.

Seit 2003 führt das IfE regelmäßig Vergleichsmessungen mit anderen Instrumenten durch, die ebenfalls in das Projekt zur Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung involviert sind, [Timmen *et al.*, 2006; Bilker-Koivula

et al., 2008; Pettersen *et al.*, 2008]. Vergleiche zwischen FG5-Gravimetern können simultan (parallel) oder zeitversetzt (Tage bis Monate) ablaufen. Eine simultane Beobachtung ist zu empfehlen, um den störenden Einfluss der Ungenauigkeiten in den Reduktionen oder gänzlich nicht berücksichtigter Schwereänderungen zu eliminieren und um das absolute Niveau der Instrumente abzuschätzen. Dadurch wirken die Schwereeffekte aufgrund der Umwelteinflüsse auf die Instrumente annähernd gleich und gehen nicht als Störfaktor beim Vergleich des Instrumentenmessniveaus ein. Bei zeitversetzten Vergleichen herrschen unterschiedliche Bedingungen (Hydrologie, Atmosphäre, Seismik) und beeinflussen die Genauigkeitsabschätzung. Für simultane Beobachtungen bieten sich Stationen an, die mindestens zwei Messmöglichkeiten für Absolutgravimeter besitzen. Das sind unter anderem die Stationen in Bad Homburg (Punkte AA, BA), Metsähovi (Punkte AB, AC) und Onsala (Punkte AS, AN), vgl. Abs. 3.2.1 und 3.2.3. In Vaasa (AA, AB) befinden sich beide Pfeiler an unterschiedlichen Orten, die etwa 20 km auseinander liegen. Der Vergleich wird so vorgenommen, dass nach einer ersten Messperiode von z. B. einem Tag die Positionen der beiden Gravimeter gewechselt werden. So kann nach einem weiteren Tag für jedes Instrument die Schweredifferenz zwischen beiden Punkten und auch die direkte Differenz zwischen beiden Gravimetern für jeden Messpunkt gebildet werden.

In Tabelle 3.4 sind die mittleren Differenzen zwischen dem FG5-220 (IfE) und den anderen FG5-Gravimetern zusammengefasst. Es wurden folgende Instrumente verglichen: FG5-301 und FG5-101 des BKG (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie), FG5-221 des FGI (Finnish Geodetic Institute, Finnland) und FG5-226 des UMB (University of Life Sciences, Norwegen). In den Jahren 2003 bis 2007 befand sich das mittlere Messniveau des FG5-220 im Durchschnitt über dem der anderen Instrumente. Eine Ausnahme zeigt jedoch der Vergleich mit dem FG5-221 im Jahr 2003. Auf allen Stationen variieren die Differenzen zwischen den Instrumenten im RMS-Mittel mit 23 nm/s^2 . Die Abweichungen können aber auch Extremwerte im Größenbereich von 40 nm/s^2 erreichen und liegen deutlich über dem instrumentellen Genauigkeitspotential von 10 nm/s^2 (s. Abs. 3.1), wie es der Instrumentenhersteller unter optimalen Bedingungen in seiner Abschätzung angibt.

Unter der Annahme, dass beide Gravimeter mit gleichen Unsicherheiten am Vergleich teilnahmen, kann aus den Differenzen (vgl. Tabelle 3.4) eine instrumentelle Genauigkeit von besser als 20 nm/s^2 für das FG5-220 im Kampagnenbetrieb angenommen werden. Bei den beiden internationalen Vergleichskampagnen in Walferdange (2003 und 2007) wurde eine Übereinstimmung zum Gesamtmittel aus allen teilhabenden Absolutgravimetern von ca. 20 nm/s^2 erhalten. Das FG5-220 ist somit gut in den internationalen Schwerestandard eingebunden und dessen mittleres Messniveau der Periode 2003 bis 2007 zeigt keine auffällige Diskrepanz zum internationalen Datum. Für das Hannover'sche Gravimeter kann deshalb eine absolute Messgenauigkeit von etwa 20 nm/s^2 angenommen werden. Diese Genauigkeitsangabe passt auch zu der in Abs. 3.2 erhaltenen Genauigkeit für das FG5-220, indem ein Aufstellfehler von 15 nm/s^2 und eine Langzeitstabilität von ca. 23 nm/s^2 für den Zeitraum 2003 bis 2008 nachgewiesen wurden. Die Präzisionsangabe zur Langzeitstabilität berücksichtigt auch Einflüsse von nicht oder nicht vollständig reduzierten tatsächlichen Schwereänderungen. Deshalb wird im Folgenden angenommen, dass die absolute Genauigkeit des FG5-220 für eine Stationsbestimmung 30 nm/s^2 beträgt. Dieser Wert ist als ein Durchschnittswert anzusehen und kann für gewisse Stationen höher ausfallen, wenn z. B. hydrologische Effekte von einigen oder vielen 10 nm/s^2 einwirken und nicht reduziert werden. Seitens des IfE wird gewöhnlich bei den Dokumentationen der mit dem FG5-220 erhaltenen Stationsergebnisse die Genauigkeit von 30 nm/s^2 als empirische Abschätzung angegeben.

3.4 Langzeitstabilität der Absolutschweremessungen seit 1986 mit JILAg-3 und FG5-220

Zwischen 1986 und 2000 führte das IfE Absolutschweremessungen mit dem JILAg-3 auf mehr als 80 verschiedenen Stationen weltweit durch. Abgelöst wurde das Instrument im Jahr 2003 von dem Nachfolgergerät FG5-220. Viele IfE-Messungen dienen zur lokalen und regionalen gravimetrischen Überwachung von Stationen in tektonisch aktiven Gebieten, weswegen eine Langzeitstabilität beider Gravimetersysteme zu gewährleisten ist. Um die älteren Ergebnisse des JILAg-3 mit den Stationsbestimmungen des FG5-220 sinnvoll vergleichen zu können,

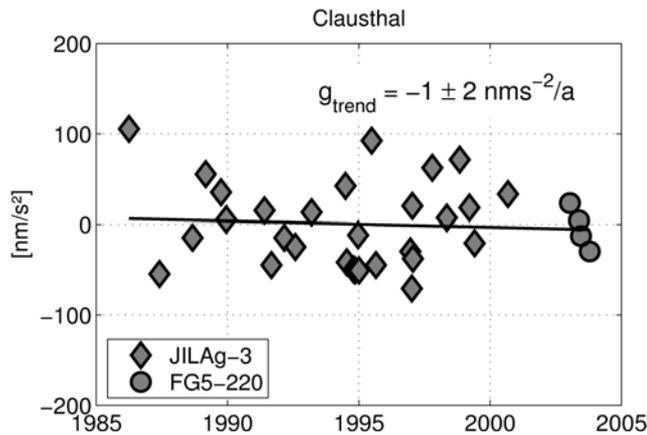


Abbildung 3.5: Schweremessungen in Clausthal bezogen auf den Mittelwert, die mit JILAg-3 und FG5-220 bestimmt wurden, sowie zeitliche Schwereänderung.

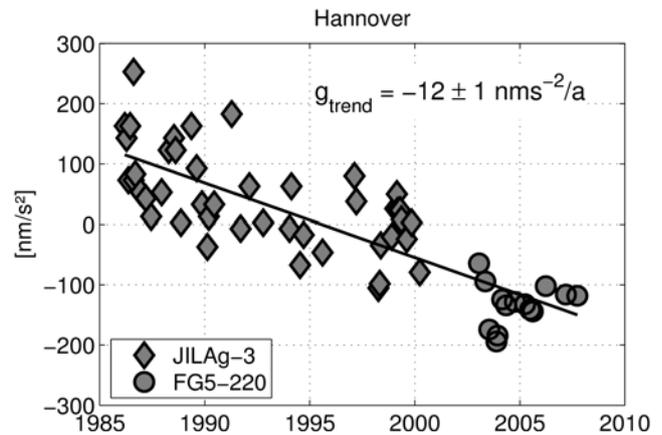


Abbildung 3.6: Schweremessungen in Hannover bezogen auf den Mittelwert, die mit JILAg-3 und FG5-220 bestimmt wurden, sowie zeitliche Schwereänderung.

sollte zwischen beiden Gravimetern kein systematischer Unterschied im Messniveau vorhanden sein oder solch ein Offset möglichst genau bekannt sein. Da bereits nachgewiesen wurde, dass das FG5-220 kein merkliches Offset zur internationalen Datumsdefinition besitzt, stellt folglich ein Messniveauversatz des JILAg-3 gegenüber dem FG5-220 gleichzeitig auch den JILAg-3-Offset zum weltweiten mittleren Messniveau dar. Das im Folgenden beschriebene JILAg-3-Offset ist als ein mittlerer Versatz der Gravimetermessniveaus zu verstehen, der über die gesamte Arbeitsperiode des JILAg-3 von 1986 bis 2000 gilt.

Die Gravimeter JILAg-3 und FG5-220 führten auf den Stationen in Clausthal und Hannover Referenzmessungen durch. Die JILAg-3-Messserie erstreckt sich über die Periode 1986 bis 2000 und enthält 29 Stationsbestimmungen mit einer Standardabweichung von 49 nm/s^2 für eine Einzelbestimmung. Die Streuung ergibt sich nicht nur aus Messfehlern, sondern auch aus tatsächlichen Schwereänderungen, die nicht ausreichend oder nicht reduziert wurden. Für Clausthal werden hydrologische Effekte von mehreren 10 nm/s^2 ebenfalls nicht ausgeschlossen. Um ein brauchbares Messergebnis für das FG5-220 zum Vergleich mit der JILAg-3-Messserie zu erhalten, wurden 2003 insgesamt vier Bestimmungen über das Jahr verteilt durchgeführt (Januar, Mai, Juni und Oktober). Der Mittelwert daraus sollte nur noch wenig von der saisonalen hydrologischen Entwicklung beeinflusst sein.

Aus den Clausthal-Zeitreihen wird im Mittel eine signifikante systematische Abweichung von $+94 \text{ nm/s}^2$ zwischen den Messniveaus beider Gravimeter erhalten ($dg = g_{\text{JILAg-3}} - g_{\text{FG5-220}}$). Ein ähnliches Ergebnis präsentieren auch [Torge *et al.*, 1999], das aus dem Vergleich zwischen FG5-101 des BKG und JILAg-3 auf fünf Absolutschwerestationen des DSGN 1994 abgeleitet wurde. Zusätzliche simultane Vergleichsmessungen zwischen FG5-101 und JILAg-3 wurden in Clausthal und bei den internationalen Absolutgravimetervergleichen in Paris in den Jahren 1994 und 1997 vollzogen, die ebenfalls eine deutliche Abweichung zwischen beiden Gravimetern aufzeigen, [Marson *et al.*, 1995; Robertsson *et al.*, 2001]. Eine instrumentenabhängige systematische Abweichung von $+90 \text{ nm/s}^2$ zwischen JILAg-3 und den beiden Gravimetern FG5-220 (IfE) und FG5-101 (BKG) ist nachweislich vorhanden.

Abb. 3.5 und 3.6 zeigen die Zeitreihen der Absolutschweremessungen auf den Referenzstationen in Clausthal und in Hannover, vgl. [Timmen *et al.*, 2008], die sich auf den Stationsmittelwert beziehen. An alle Ergebnisse des JILAg-3 wurde eine Reduktion von -90 nm/s^2 angebracht. Deutlich ist zu erkennen, dass die Station in Clausthal einen langzeitstabilen Mittelwert bezüglich der JILAg-3-Messungen besitzt und keine signifikante zeitliche Schwereänderung aufweist. Der Abwärtstrend der vier FG5-220-Messungen im Jahr 2003 wird der stetigen Grundwasserabnahme während des sehr regenarmen Jahres zugeschrieben. In Hannover wurde 2003 eine ähnliche Entwicklung beobachtet, die hoch korreliert mit den Grundwasserdaten der Station übereinstimmen.

Im Gegensatz zu Clausthal ist in Hannover eine Schwereabnahme von -12 nm/s^2 pro Jahr aus den Messungen seit 1986 erkennbar. Im Zeitraum von 21 Jahren nahm die Schwere insgesamt um etwa 250 nm/s^2 ab. Eine Ursache dafür konnte noch nicht belegt werden. Es wird jedoch stark vermutet, dass hydrologische Änderungen, die sich unterhalb des oberen Grundwasserleiters in evtl. größeren Tiefen ereignen, zu dieser Schwereabnahme führen. Weitere Untersuchungen und Zusammenarbeit mit anderen wissenschaftlichen Disziplinen (z. B. Hydrologie) sind notwendig.

4 Relativgravimetrische Vermessungen

Die Relativgravimetrie ist eine wichtige Ergänzung zur Absolutgravimetrie und trägt in großem Maße zu folgenden geodätischen Aufgaben bei:

- Zentrierungsmessungen zu Sicherungspunkten von Absolutschwerestationen,
- Messungen von vertikalen und horizontalen Schweregradienten,
- Überwachung von kleinräumigen Schwereänderungen in tektonisch aktiven Gebieten,
- Messung von Schwereänderungen anthropogenen Ursprungs,
- Verdichtung nationaler Schwereregrundlagennetze,
- Bereitstellung von Schweredaten zur Verbesserung von lokalen und regionalen Geoidmodellen.

Die Genauigkeiten, die für diese Zwecke angestrebt werden, liegen im Größenbereich von 10 nm/s^2 bis zu einigen 1000 nm/s^2 . Jahrzehntlang wurden LaCoste&Romberg-Instrumente für hochgenaue relativgravimetrische Vermessungen eingesetzt, s. [Torge, 1989]. Seit mehr als 10 Jahren wird von der Firma Scintrex ein neuer Gravimetertyp angeboten, ein Autograv CG-3/3M und mittlerweile ein CG-5, vgl. [Hugill, 1988; Falk, 1995]. Seit der Beschaffung des Instrumentes Scintrex CG-3M Autograv Nr. 4492 am IfE im Jahr 2001 wurden zahlreiche Messungen durchgeführt, die für Untersuchungen zur Genauigkeit und Kalibrierung sowie zur Stabilität und Wiederholbarkeit verwendet und in den nächsten Abschnitten vorgestellt werden.

4.1 Zur Kalibrierung und Genauigkeit des Scintrex CG-3M Nr. 4492

Die regelmäßige Kalibrierung eines Relativgravimeters ist notwendig, um dessen zeitliche und schwerebereichsabhängige Stabilität zu kontrollieren und evtl. neue Kalibrierparameter für die Messungen zu bestimmen. Mit dem Scintrex CG-3M Autograv Nr. 4492 wurden Messungen mehrfach auf Kalibrierlinien und lokale und regionale Vermessungen durchgeführt, aus denen die Genauigkeit des Instrumentes abgeleitet wurde. In Tabelle 4.1 sind die Ergebnisse der Kalibrierungen zusammengefasst, die von 2001 bis 2005 durchgeführt wurden. Kalibrierlinien bestehen aus einer Reihe von Schwerepunkten, zwischen denen die Schweredifferenzen sehr gut bestimmt sind. Aus dem Vergleich der relativgravimetrischen Messungen mit den Sollschwerewerten wird für das Gravimeter eine Kalibrierfunktion abgeleitet, die gewöhnlich ein Polynom niedriger Ordnung oder nur ein linearer Maßstabsfaktor ist. Weitere Messungen wurden mit dem Scintrex CG-3M Nr. 4492 durchgeführt, die zur Genauigkeitsabschätzung verwendet werden, s. Tabelle 4.2. Im Folgenden wird ein kurzer Überblick zu den relativgravimetrischen Messungen gegeben, die für die Untersuchungen zur Genauigkeit des CG-3M herangezogen wurden:

- Ende der siebziger Jahre wurde innerhalb eines 20-stöckigen Gebäudes der Leibniz Universität Hannover eine vertikale Eichlinie eingerichtet, die einen Schwerebereich von ca. $200 \mu\text{m/s}^2$ abdeckt und aus gleichmäßig verteilten Punkten besteht, die in einem Abstand von etwa $10 \mu\text{m/s}^2$ angeordnet sind. Des Weiteren gibt es in Niedersachsen eine Nord-Süd-Eichlinie, die von Cuxhaven nach Harz verläuft, vgl. [Kangieser *et al.*, 1983].

Während der Absolutschweremesskampagnen in Fennoskandien in den Jahren 2004 und 2005 wurde das CG-3M Autograv Nr. 4492 kalibriert. Dazu wurden Schweredifferenzen zwischen den Absolutpunkten relativgravimetrisch bestimmt und ein linearer Maßstabsfaktor berechnet.

Tabelle 4.1: Ergebnisse aus den Kalibrierungen des Relativgravimeters Scintrex CG-3M Nr. 4492 in verschiedenen Schwerebereichen. Der gesamte untersuchte Schwerebereich beträgt $14\,700 \mu\text{m}/\text{s}^2$ (Harz bis Nordnorwegen). Δg = Schweredifferenz, n = Anzahl der Schweredifferenzen, E = Maßstabsfaktor, $\Delta E = E_{\text{mittel}} - E$ = Abweichung des Maßstabsfaktors vom Mittelwert, Std. Δg = Standardabweichung einer einzelnen Schwereverbindung, $dg = \Delta E \cdot \max \Delta g$ = Diskrepanz, die sich aus der maximalen Schweredifferenz und dem abweichenden Maßstabsfaktor ergibt.

	Datum	max Δg [$\mu\text{m}/\text{s}^2$]	$n \Delta g$	E	Std. E [10^{-4}]	Std. Δg [nm/s^2]	ΔE [10^{-4}]	dg [nm/s^2]
Eichlinie Han.-Cux.	2001	1180	4	1.000854	0.26	135	0.72	85
2 Abs.-Stat. Han.-Harz	2002	1470	4	1.000912	0.34	102	0.14	20
Eichlinie Han.-Harz	2002	1900	104	1.001011	0.25	105	-0.85	-161
2 Abs.-Stat. Han.-Harz	2002	1470	42	1.001031	0.31	54	-1.05	-154
Eichlinie Han.-Cux.	2003	1170	127	1.001062	0.60	99	-1.36	-159
2 Abs.-Stat. Han.-Hamburg	2003	1080	13	1.000786	0.20	37	1.40	151
Eichlinie Harz	2004	930	14	1.000872	0.26	81	0.54	50
Abs.-Stat. Fennoskandien	2004	6230	16	1.000945	0.76	247	-0.19	-118
Abs.-Stat. Fennoskandien	2005	6477	15	1.000857	0.26	206	0.69	447
Mittelwert				1.000926	0.30			31

- Lokale relativgravimetrische Vermessungen wurden zu Exzentren durchgeführt sowie Schweredifferenzen zu nationalen Schweregrundnetzpunkten bestimmt (Färöer, Kramfors, Onsala und Visby), um die absoluten Stationsschwerewerte zu sichern. In Onsala wurde ein lokales Profildnetz angelegt, um die Schwerewirkung von Massenveränderungen zu bestimmen, die durch bauliche Maßnahmen verursacht wurden (s. Abs. 4.4).
- Die meisten relativen Schweremessungen wurden zur Bestimmung von vertikalen Schweregradienten in Fennoskandien durchgeführt (s. Abs. 4.2). Weiterhin wurden Schweredifferenzen zwischen zwei Absolutschwerpunkten auf den Stationen in Onsala und in Metsähovi bestimmt, vgl. Abs. 3.2.3. Auch das horizontale Schweregradientenfeld über dem Messfeiler in Clausthal wurde vermessen, s. Abs. 4.3.

4.1.0.1 Zur Kalibrierung

In Tabelle 4.1 sind die Ergebnisse der Kalibrierungen des CG-3M Autograv Nr. 4492 zusammengefasst. In Spalte fünf sind lineare Maßstabsfaktoren E für das Scintrex-Gravimeter des IfE zu finden, die aus verschiedenen Kalibrierungen bestimmt wurden. Anders als beim LaCoste&Romberg-Relativgravimeter besitzt das Scintrex-Instrument aufgrund seiner Konstruktion keine Messschraube und kein Übersetzungsgetriebe. Es handelt sich um ein lineares Federsystem (Vertikalfeder, kein Horizontalhebel), das nicht, im Gegensatz zu einem LaCoste&Romberg-Gravimeter, ohne Astasierung funktioniert. Der Maßstab lässt sich deshalb mit einem linearen Faktor E beschreiben, der im Mittel aus den neun Kalibrierungen $E = 1.000926$ beträgt. Die einzelnen Faktoren wurden mit einer Genauigkeit zwischen $0.20 \cdot 10^{-4}$ und $0.76 \cdot 10^{-4}$ erhalten und variieren zum Mittelwert von E um $1.4 \cdot 10^{-4}$.

Aus Tabelle 4.1 lassen sich keine Abhängigkeiten des Maßstabsfaktors vom Schwerebereich des Vermessungsgebietes erkennen. Ein maximaler Schwereunterschied von ca. $14\,700 \mu\text{m}/\text{s}^2$ besteht zwischen den Stationen in Fennoskandien und den Punkten im Oberharz. Werden die Abweichungen der Maßstabsfaktoren ΔE in Relation zur Schweredifferenz des vermessenen Bereiches gesetzt und entsprechend in Schwerediskrepanzen umgerechnet

($\Delta E \cdot \max \Delta g$), variieren die erhaltenen Schwereabweichungen dg im Mittel mit 31 nm/s^2 zwischen den Extremwerten von -161 nm/s^2 und $+447 \text{ nm/s}^2$. Diese Werte sollten nicht als Instabilitäten des Maßstabsfaktors interpretiert werden, denn sowohl instrumentelle Unsicherheiten, Ungenauigkeiten der Referenzschwerewerte, als auch tatsächlich stattgefundene Schwereänderungen (z. B. hydrologische Variationen), können zu Unstimmigkeiten von einigen 10 nm/s^2 führen (vgl. Abs. 3.4 zur Schwereabnahme in Hannover).

Aufgrund der Ergebnisse in Tabelle 4.1 kann allerdings eine zeitliche Instabilität des Gravimetermaßstabsfaktors von etwa $1 \cdot 10^{-4}$ innerhalb des Zeitraums 2001 bis 2005 nicht ausgeschlossen werden. Mit der hohen instrumentellen Genauigkeit der Relativgravimeter und den Anforderungen an die Genauigkeit für gewisse Anwendungen wächst die Aufgabe, Kalibrierpunkte bereitzustellen, die diesem Genauigkeitspotential gerecht werden.

4.1.0.2 Zur Gravimeterdrift

Nach [Torge, 1989] kann die Gravimeterdrift in zwei Anteile aufgeteilt werden. Zum einen entsteht die Drift wegen der Alterung der instrumentellen Feder, die Bestandteil des Sensors ist und mit der Zeit länger wird. Zum anderen zeigt ein Relativgravimeter ein zusätzliches Driftverhalten, besonders wenn es stärkeren Erschütterungen oder sogar Schocks (Stößen) ausgesetzt ist. Die Untersuchungen zum Driftverhalten des CG-3M-4492 zeigen, dass die Drift sehr stark variieren kann und während der Messeinsätze ein signifikant nicht-lineares Verhalten auftritt, s. [Timmen und Gitlein, 2004]. Für präzise geodätische Vermessungen kann der Einfluss der nicht-linearen Drift auf die Messergebnisse minimiert werden, indem man für die Messeinsätze das Stepverfahren wählt. Dabei wird jede Schwereverbindung mindestens dreimal gemessen und die Drift bei der Auswertung berücksichtigt.

4.1.0.3 Zur Kurzzeitmessgenauigkeit

Von 2002 bis 2007 führte das IfE mit dem CG-3M-4492 mehrere Messprojekte durch, s. Tabelle 4.2. Die Messungen erfolgten sowohl innerhalb als auch außerhalb von Gebäuden, wodurch das Instrument unterschiedlichen Temperaturen ausgesetzt war. Aber auch die Art des Instrumententransports, ob erschütterungsfreier Hand- oder rauer Autotransport, ist relevant und führt eventuell zu Änderungen des Driftverhaltens. In Tabelle 4.2 sind die Ergebnisse aus den Netzausgleichungen der verschiedenen vom IfE durchgeführten Projekte zusammengestellt, wobei zwischen Projekten außerhalb und innerhalb von Gebäuden unterschieden wird. Bei Messungen innerhalb von Gebäuden, in denen eine stabile bzw. konstante Temperatur und kein Wind herrschen, das Instrument manuell transportiert wird (Prävention von Schocks) und kleine Zeitspannen Δt zwischen den einzelnen Messungen liegen, können hohe Genauigkeiten erzielt werden.

Ein vertikaler Schweregradient kann mit einer statistischen Genauigkeit (Ergebnisse aus der Ausgleichung) von 5 nm/s^2 bestimmt werden (z. B. Hannover). Bei den mikrogravimetrischen Vermessungen (Onsala, Färöer) wurden Genauigkeiten zwischen 9 und 17 nm/s^2 für die Stationsbestimmungen erhalten. Für Beobachtungen außerhalb von Gebäuden wurden Genauigkeiten für eine einzelne Verbindung einer Schweredifferenz zwischen 30 und 97 nm/s^2 erreicht. Bei kurzen Zeitspannen von etwa 5 bis 15 Minuten zwischen den einzelnen Messungen kann die Schweredifferenz zwischen zwei Stationen mit einer statistischen Genauigkeit von etwa 10 nm/s^2 bestimmt werden.

4.1.0.4 Zur Langzeitwiederholbarkeit

Seit 2003 wurden mit dem Scintrex CG-3M-4492 zahlreiche Relativschweremessungen durchgeführt, um vertikale Schweregradienten auf den Absolutschwerestationen in Fennoskandien zu bestimmen (s. Abs. 4.2 und Anlange

Tabelle 4.2: Ausgleichungsergebnisse der lokalen und regionalen Messungen mit dem Relativgravimeter Scintrex CG-3M Nr. 4492. Δg = Schweredifferenz, n = Anzahl der Schweredifferenzen, Δt = Zeitspanne zwischen den einzelnen Verbindungen, Std. = Standardabweichung einer einzelnen Verbindungsmessung Δg und des Endergebnisses Δg .

Projekte außerhalb von Gebäuden	Datum	max. Δg [$\mu\text{m/s}^2$]	n Pkt.	$n \Delta g$	Δt [min]	Std. Δg [nm/s^2]	Std. Δg [nm/s^2]
Eichlinie Cuxhaven-Harz	Nov 2002 - Feb 2003	3000	13	127	10 - 60	97	50
Abs.-Pkt. und nationaler Netzpunkt in Visby	Mai 2004	48	2	6	40 - 50	63	24
Abs.-Pkt. und nationaler Netzpunkt in Kramfors	Okt 2005	3.3	2	9	8 - 10	30	10
Abs.-Pkt. und Eichlinie in Hannover	Nov 2002	14	3	20	5 - 15	60	14
zwei Abs.-Pkte. in Hannover	Apr 2004	8	2	15	10 - 15	36	9
Profil in Onsala	Mrz 2004	1.7	4	12	5 - 10	50	17
	Okt 2004	2.1	4	12	5 - 10	54	15
Abs.-Pkt. und Exzentrum in Onsala	Mrz 2004	0.4	2	19	5 - 10	50	9
	Okt 2004	0.4	2	19	5 - 10	54	9
Abs.-Pkt. und Exzentrum in Färöer	Nov 2004	0.2	2	11	8 - 13	46	12
Projekte innerhalb von Gebäuden							
Vertikale Eichlinie in Hannover	Mai - Aug 2002	192	31	328	7 - 10	37	12
Horizontaler Schweregradient in Clausthal	Jan 2003	0.2	9	47	3	46	14
Vertikaler Schweregradient in Clausthal	Jan 2003	2.7	2	20	3	42	9
Vertikaler Schweregradient in Hannover	Dez 2002	3	2	20	5 - 6	24	5
2 Abs.-Pkte. in Färöer	Nov 2004	0.3	2	11	8 - 13	46	12
2 Abs.-Pkte. in Onsala, Metsähovi	Aug, Okt 2005	0.08	2	15	5	21	5
68 vertikale Schweregradienten in Fennoskandien	2003 - 2007	4.2	2	10	5 - 6		13

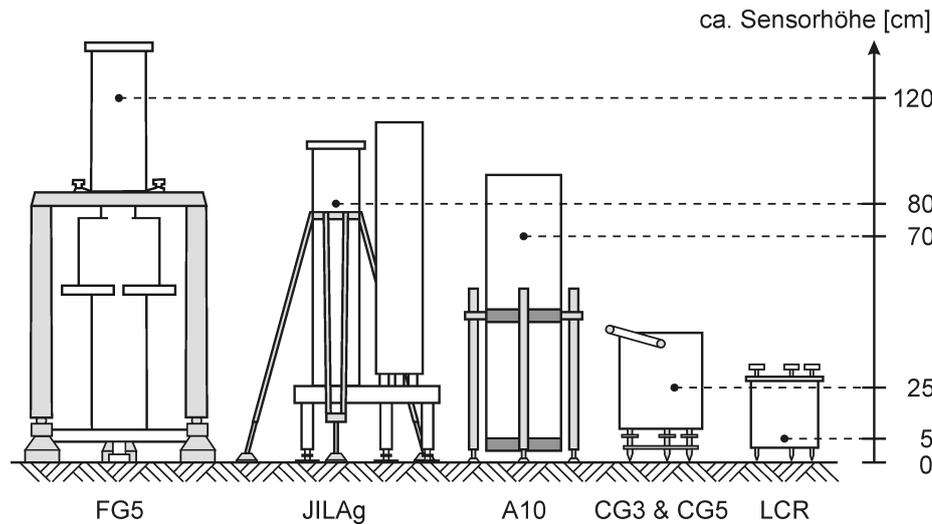


Abbildung 4.1: Sensorhöhen bzw. Referenzhöhen der verschiedenen Absolutgravimeter (FG5, JILAg, A10) und Relativgravimeter (Scintrex CG3 und CG5, LaCoste&Romberg) über dem Fußbodenniveau.

B). Auf 13 unterschiedlichen Stationen wurde der vertikale Schweregradient mehrfach während der Messkampagnen 2003 bis 2007 bestimmt. Aus den Diskrepanzen zwischen den einzelnen Bestimmungen wird die Langzeitwiederholbarkeit für die Bestimmung einer Schweredifferenz mit dem Hannover'schen Scintrex-Gravimeter abgeleitet. Dabei wird angenommen, dass sich der vertikale Schweregradient über einem Punkt nicht messbar zeitlich verändern kann. Veränderungen würden sich allerdings ergeben, wenn sich z. B. durch bauliche Maßnahmen die Massenverteilung in der mittelbaren Umgebung verändern würde. Da bei diesen Gradientenmessungen die höchste Genauigkeit für die Schweredifferenzmessungen mit dem Scintrex-Instrument erzielt wurden (ideale Messbedingungen, sehr kurze Zeitintervalle zwischen den Messungen), zeigt sich das eigentliche Genauigkeitspotential für das Gravimeter.

Für diese Analyse stehen insgesamt 29 Differenzen zur Verfügung, die im RMS-Mittel mit 17 nm/s^2 pro m mit Extremwerten von -40 und $+30 \text{ nm/s}^2$ pro m variieren. Die gemessenen Schweredifferenzen beziehen sich auf eine Höhendifferenz von etwa 1 m. Deswegen kann aus den Untersuchungen zu den Diskrepanzen zwischen den mehrfach bestimmten Schweregradienten gefolgert werden, dass mit dem CG-3M Nr. 4492 eine Langzeitwiederholgenauigkeit von besser als 20 nm/s^2 erreicht werden kann. Diese Abschätzung enthält u. a. auch die Unsicherheit, die durch die geometrische Festlegung der jeweiligen Sensorhöhe (auf 1 mm genau) entsteht.

4.2 Untersuchungen zu vertikalen Schweregradienten

Die genaue Kenntnis der Schwereabnahme mit der Höhe entlang der Vertikalen über dem markierten Schwerebezugspunkt, d. h. der vertikale Schweregradient, ist u. a. für folgende Anwendungen notwendig:

- Auswertung der Frei-Fall-Experimente, s. Abs. 2.2.3,
- Vergleich und Kombination der Ergebnisse, die bei unterschiedlichen Sensorhöhen oder von unterschiedlichen Gravimetern erzielt wurden, s. Abb. 4.1,
- Reduktion der Schweremessungen auf Fußboden- bzw. Markerhöhe.

Der vertikale Schweregradient wird zur Auswertung des absoluten Schwerewertes benötigt, da sich entlang des Frei-Fall-Weges von ca. 22 cm die Schwere mit der Höhe ändert, s. Abs. 2.2.3. Dieser Einfluss wird bei der Ausgleichung der gleichzeitigen Weg- und Zeitmessungen berücksichtigt, s. Frei-Fall-Gleichung (2.15). Beim

Tabelle 4.3: Genauigkeitsanforderungen an vertikale Schweregradienten γ für verschiedene Reduktionsanwendungen. Die zu reduzierenden Schwereereänderungen Δg aufgrund der Reduktionsdistanz Δh wurden für extreme Schweregradienten berechnet (maximal: $\gamma = -4.10 \mu\text{m/s}^2$ pro m und minimal: $\gamma = -2.40 \mu\text{m/s}^2$ pro m). Die erforderlichen Genauigkeiten für γ wurden aus der Relation zwischen den geforderten Reduktionsgenauigkeiten und den entsprechenden Reduktionsdistanzen abgeleitet. Für Extremwerte der vertikalen Schweregradienten sind die Anforderungen an die Kenntnis der Gradienten zusätzlich prozentual angegeben.

Reduktionsanwendung	geford. Red.- genauigkeit [nm/s^2]	Reduktions- distanz Δh [cm]	Reduktion Δg		erford. Genauigkeit für γ	
			min. γ [nm/s^2]	max. γ [nm/s^2]	min. bis max. γ [$\mu\text{m/s}^2$ pro m]	[%]
Sensorhöhe \rightarrow 1.200 m	3	1	24	41	0.30	12 bis 7
Sensorhöhe \rightarrow TOD	3	7	170	290	0.04	2 bis 1
unterschiedliche Sensorhöhen	10	20	480	820	0.05	2 bis 1
Sensorhöhe \rightarrow Markerhöhe	20	120	2900	4960	0.02	0.7 bis 0.4

FG5-Gravimeter befindet sich die so genannte instrumentelle Sensorhöhe bei $h_{\text{ref}}^* \approx 121$ cm, in der der vertikale Schweregradient so gut wie keinen Einfluss auf den ausgeglichenen Absolutschwerewert g^* besitzt, vgl. Abb. 2.4. Alle FG5-220-Messungen beziehen sich auf eine definierte Referenzhöhe von 1.200 m, die sich in der Nähe dieser Sensorhöhe befindet, damit ein fehlerbehafteter vertikaler Schweregradient kaum den reduzierten Absolutschwerewert verfälscht. Dafür ist eine Höhenreduktion von weniger als 1 cm erforderlich. Um den Schwerewert an der Position TOD (top of the drop) in Ruhelage zu erhalten, muss der Schwerewert g^* mit der Sensorhöhe h_{ref}^* um etwa 7 cm nach oben transferiert werden, vgl. Abb. 2.4.

Verschiedene Gravimetertypen besitzen unterschiedliche Sensorhöhen, s. Abb. 4.1. Um die Ergebnisse, die mit verschiedenen Gravimetern erhalten werden, miteinander vergleichen oder kombinieren zu können, müssen die Schwerewerte auf eine gemeinsame Höhe transformiert werden. Beispielsweise können Absolutschwerewerte des FG5 mit der Sensorhöhe von ca. 120 cm und die des JILAg mit der Sensorhöhe von ca. 80 cm jeweils um 20 cm auf eine gemeinsame Höhe von 100 cm reduziert werden. Für viele Anwendungen (z. B. nationale Schwerefestnetzpunkte) ist der Absolutschwerewert auf Boden- bzw. Markerhöhe erforderlich. Die Ergebnisse des FG5 müssen somit um etwa 120 cm reduziert werden.

Um abzuschätzen, mit welcher Genauigkeit der Schweregradient für spezielle Anwendungen bekannt sein muss, sind in Tabelle 4.3 unterschiedliche Genauigkeitsangaben vorgegeben. Ebenfalls sind die Angaben für extreme Gradienten, die in Fennoskandien bestimmt wurden, prozentual angegeben (maximal: $\gamma = -4.10 \mu\text{m/s}^2$ pro m und minimal: $\gamma = -2.40 \mu\text{m/s}^2$ pro m, s. Anhang B). Für die meisten Anwendungen und Genauigkeitsanforderungen der Reduktionen sollte der vertikale Gradient auf 0.02 bis 0.05 $\mu\text{m/s}^2$ pro m genau bekannt sein. Diese Genauigkeitsangaben stellen hohe Anforderungen an die Relativgravimetrie (vgl. Abs. 4.1), sollten aber bei sorgfältigem Messeinsatz erreicht werden.

4.2.1 Bestimmung des höhenabhängigen vertikalen Schweregradienten

Die Messung des vertikalen Schweregradienten erfolgt mit Relativgravimetern, mit denen üblicherweise eine Schweredifferenz entlang der Vertikalen über der Referenzmarke zehnmals bestimmt wird (s. Abb. 4.2). Dafür wird ein Stativ etwa 1 m über dem Punkt aufgebaut. Der Sensor des Relativgravimeters sollte sich möglichst genau über der Messmarke befinden, um keine Unsicherheiten wegen des horizontalen Schweregradienten einzuführen, vgl. Abs. 4.3. Um eine höhenabhängige Unsicherheit der Schweredifferenzen von 3 nm/s^2 zu gewährleisten, sollten die Sensorhöhen des Gravimeters mit einer Genauigkeit von 1 mm bestimmt werden.

Zur Messung der nicht-linearen Abhängigkeit zwischen Schwere und Höhe wird der Messablauf wiederholt. Jedoch wird das Relativgravimeter mittels eines weiteren Stativs höher aufgebaut und versucht, ebenfalls eine

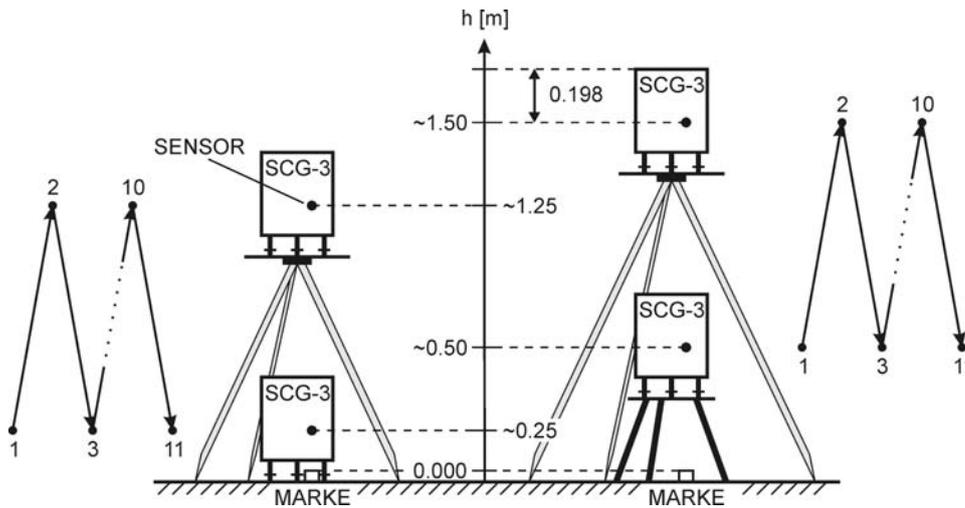


Abbildung 4.2: Darstellung zur Messung der nicht-linearen Abhängigkeit zwischen Schwere und Höhe mittels zwei Messaufbauten in verschiedenen Sensorhöhen über der Marke.

Differenz von etwa 1 m zwischen den Sensorhöhen einzuhalten. Eine Höhendifferenz von etwa 1 m wird für die Gradientenmessung bevorzugt, da damit ein relativ großes Messsignal im Vergleich zur Messunsicherheit vorliegt.

Die Schweregradienten wurden vorwiegend mit dem Relativgravimeter Scintrex CG-3M Nr. 4492 gemessen, dessen Sensorhöhe sich etwa 25 cm über dem Boden und exakt 19.8 cm unterhalb der oberen Platte des Gravimeters befindet, vgl. Abb. 4.2. Werden zusätzlich zur Bestimmung des vertikalen Gradienten LaCoste&Romberg-Gravimeter verwendet, die eine Sensorhöhe von etwa 5 cm haben, wird der nicht-lineare Anteil der vertikalen Schwereänderung besser erfasst, da die Schwereabnahme mit der Höhe in der Nähe der Erdoberfläche am größten ist.

Die Auswertung des linearen und quadratischen Anteils in der Schwereabnahme mit der Höhe erfolgt mittels Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate. Dabei gehen die beobachteten Schweredifferenzen Δg ein, die zwischen den Sensorhöhen h_i (unten) und h_j (oben) bestimmt wurden. Die Koeffizienten γ_1 und γ_2 beschreiben den linearen sowie den quadratischen Anteil der vertikalen Schwereänderung:

$$\Delta g(h_i, h_j) = \gamma_1 (h_j - h_i) + \gamma_2 (h_j^2 - h_i^2) . \quad (4.1)$$

Mit Hilfe der berechneten Koeffizienten γ_1 und γ_2 kann ein absoluter Schwerewert ausgehend von Gl. (4.1) in jede beliebige Position innerhalb der Vertikalen über der Marke bis zu einer Höhe von 150 cm (max. Position der relativen Schweremessung mit einem Scintrex-Gravimeter) übertragen werden.

Nach Gl. (4.1) kann nun mit γ_1 und γ_2 eine Schweredifferenz Δg zwischen der unteren Höhe h_k und der oberen Höhe $h_k + \Delta h$ berechnet werden, wobei Δh die Höhendifferenz ist (z. B. 1.000 m). Wird diese Schweredifferenz durch Δh dividiert, kann das Resultat als ein konstant angenommener Schweregradient verwendet werden, wird was allerdings eine Vereinfachung ist. Das Ergebnis kann quasi auch als ein konstanter Schweregradient verstanden werden, wie er aus Schweremessungen zwischen einer konstanten Höhendifferenz mit einem Relativgravimeter bestimmt wird. Analytisch lässt sich dies wie folgt darstellen:

$$\bar{\gamma}(h_k, h_k + \Delta h) = \frac{\Delta g(h_k, h_k + \Delta h)}{\Delta h} = \frac{\gamma_1 \Delta h + 2 \gamma_2 h_k \Delta h + \gamma_2 \Delta h^2}{\Delta h} . \quad (4.2)$$

Aus der Differentiation von Gl. (4.1) nach der Höhe erhält man den vertikalen Schweregradienten, der in der Höhe h_l über der Referenzmarke gilt:

$$\bar{\gamma}_{h_l} = \gamma_1 + 2 \gamma_2 h_l . \quad (4.3)$$

4.2.2 Ergebnisse der Gradientenmessungen in Fennoskandien

Von 2003 bis 2007 bestimmte das IfE vertikale Schweregradienten von verschiedenen 35 Absolutschwerestationen in Fennoskandien. Im Anhang B sind die Ergebnisse der vertikalen Schweregradienten $\gamma = \Delta g / \Delta h$ zusammengestellt. Diese wurden aus den gemessenen Schweredifferenzen Δg in Relation zu den entsprechenden Höhendifferenzen Δh berechnet. Die Höhendifferenz ergibt sich aus der Differenz der Sensorhöhen der beiden Relativgravimeterpositionen, in denen die Messungen durchgeführt wurden. Bei mehrfachen Bestimmungen des Schweregradienten wurden die Ergebnisse gemittelt.

Auf einigen Stationen, auf denen eine stark nicht-lineare Schwereänderung vermutet wurde, wurde der vertikale Gradient, wie in Abs. 4.2.1 beschrieben, bestimmt. Die Ergebnisse der linearen und quadratischen Gradientenkoeffizienten von 10 Stationen in Fennoskandien sind in Tabelle 4.4 zusammengestellt.

Der Gradient in der Höhe von genau 1.200 m wurde mit den ausgeglichenen Koeffizienten γ_1 und γ_2 nach Gl. (4.3) berechnet. Um abzuschätzen, welcher Fehler entsteht, wenn die höhenabhängige Schwereänderung nicht berücksichtigt wird, wurde mit den Koeffizienten γ_1 und γ_2 der vertikale Gradient nach Gl. (4.2) berechnet, der zwischen $h_k = 0.250$ und $h_k + 1.000 = 1.250$ m gilt. Dieser Wert kann als ein vertikaler Gradient verstanden werden, der aus Messungen mit einem Relativgravimeter in den Sensorhöhen 0.250 und 1.250 m entlang der Lotlinie bestimmt wurde.

Die Diskrepanz $\Delta\bar{\gamma}$ zwischen den beiden Gradienten $\bar{\gamma}(h_l = 1.200)$ und $\bar{\gamma}(h_k = 0.250, 1.250)$ kann als ein Fehler bewertet werden, der aufgrund der vereinfachten linearen Gradientenannahme in Kauf genommen wird. Bei der Höhenreduktion würde sich dieser vernachlässigte Effekt einseitig auswirken (Mittelwert: $0.063 \mu\text{m}/\text{s}^2$ pro m). Der mit einem Relativgravimeter aus den Messungen zwischen 0.250 und 1.250 m über Boden abgeleitete Gradient $\bar{\gamma}$ wird systematisch zu groß erhalten. Die Diskrepanzen (0.006 bis $0.222 \mu\text{m}/\text{s}^2$ pro m) übersteigen oftmals die Genauigkeitsanforderungen an vertikale Gradienten für die Reduktionsanwendungen nach Tabelle 4.3.

Die nicht-lineare Abhängigkeit der Schwere von der Höhe sollte bei hochgenauen Vermessungen in z. B. tektonisch aktiven Gebieten nicht vernachlässigt werden, wenn man die hohe Genauigkeit der absolutgravimetrischen Messungen bei den daraus abgeleiteten Produkten erhalten will. Wenn die Möglichkeit besteht, sollte der vertikale Schweregradient aus Messungen von Schweredifferenzen zwischen mindestens drei unterschiedlichen Höhen

Tabelle 4.4: Ergebnisse für den linearen γ_1 und quadratischen Anteil γ_2 der vertikalen Schwereänderung für Stationen in Fennoskandien. Der in den Höhen 1.200 m gültige Gradient nach Gl. (4.3) wird verglichen mit der vereinfachten Gradientenannahme nach Gl. (4.2), die sich aus einer Schweredifferenz aufgrund von 1.000 m Höhendifferenz ableiten ließe (hier 0.250 und 1.250 m), und wird als Diskrepanz $\Delta\bar{\gamma} = \bar{\gamma}(h_l = 1.200) - \bar{\gamma}(h_k = 0.250, 1.250)$ dargestellt. Einheiten für $\bar{\gamma}$ und $\Delta\bar{\gamma}$ in $\mu\text{m}/\text{s}^2$ pro m.

Station	γ_1 [$\mu\text{m}/\text{s}^2$ pro m]	Std.	γ_2 [$\mu\text{m}/\text{s}^2$ pro m^2]	Std.	$\bar{\gamma}$ in 1.200 m	Std.	$\bar{\gamma}$ zw. 0.250 und 1.250 m	Std.	Diskrepanz $\Delta\bar{\gamma}$
Arjeplog	-3.645	0.050	0.188	0.030	-3.194	0.088	-3.363	0.068	0.169
Kopenh.-Vest.	-2.923	0.054	0.065	0.033	-2.766	0.096	-2.825	0.074	0.059
Hønefoss AC	-2.821	0.007	0.006	0.004	-2.806	0.012	-2.812	0.009	0.006
Kiruna	-3.706	0.028	0.053	0.017	-3.579	0.050	-3.626	0.038	0.047
Kramfors	-4.027	0.039	0.246	0.023	-3.435	0.067	-3.657	0.051	0.222
Onsala AS	-3.264	0.043	0.056	0.025	-3.130	0.074	-3.180	0.057	0.050
Östersund	-3.712	0.038	0.156	0.022	-3.339	0.065	-3.479	0.050	0.140
Skellefteå	-3.956	0.023	0.078	0.014	-3.768	0.041	-3.839	0.031	0.071
Sodankylä	-3.398	0.073	0.058	0.042	-3.259	0.125	-3.311	0.097	0.052
Trysil AC	-3.906	0.072	0.044	0.043	-3.800	0.126	-3.840	0.096	0.040

bestimmt werden. Dass auch kubische Terme den Verlauf der Schwere entlang der Vertikalen definieren, kann prinzipiell möglich sein. Dies hängt sehr stark von der Lage des Messpfeilers im Raum und von der Massenverteilung in unmittelbarer Umgebung der Absolutschwerestation ab. Da hier der Verlauf der Schwere nur bis zu einer Höhe von 1.5 m über Boden (aber noch weit unterhalb der Raumdecke) betrachtet wird und alle Messpunkte nicht in unmittelbarer Nähe einer Wand liegen (mit irregulär verteilten Massen dahinter), wird nur maximal ein quadratischer Koeffizient modelliert.

4.3 Horizontaler Schweregradient

Bei der Aufstellung eines Gravimeters wird die Testmasse möglichst genau in die Lotlinie über der Messmarke gebracht. Für das FG5-Absolutgravimeter gilt, dass die Testmasse (Frei-Fall-Körper) bzgl. der Horizontalen mittig (zentrisch) in der Frei-Fall-Kammer angeordnet ist, die sich wiederum zentrisch über der Super-Spring-Kammer befindet. Bei einem Scintrex CG-3M Relativgravimeter liegt das Masse-Feder-System (Sensor) etwas abseits der Gerätemitte. Deshalb ist es nicht nur wichtig zu wissen, wo sich der Sensor vertikal (Sensorhöhe), sondern auch horizontal befindet. Im folgenden Beispiel wird bei einer extremen tatsächlichen Situation der horizontale Schweregradient über einem Messpfeiler bestimmt. Damit kann abgeschätzt werden, wie exakt die Testmassen bzgl. einer Lotlinie über der Messmarke positioniert werden müssen.

Auf dem Messpfeiler in Clausthal wurde ein Netz mit 3×3 Punkten in einem Abstand von 40 cm angelegt, s. [Timmen und Gitlein, 2004]. Dieses Mikronetz wurde mit dem Scintrex CG-3M Nr. 4492 horizontal relativgravimetrisch vermessen, um die horizontale Änderung der Schwere über der Pfeileroberfläche in der Sensorhöhe von ca. 25 cm zu bestimmen. Abb. 4.3 zeigt die Lage des Pfeilers im Messraum bezüglich seiner Umgebung (Wand, Erdwall). In Abb. 4.4 sind die Ergebnisse der relativgravimetrischen Vermessung graphisch dargestellt. Sie geben gut die tatsächliche Gegebenheit wieder. Zur Wand und zum Erdwall hin nimmt die Schwere mit etwa -25 nm/s^2 pro 10 cm ab, da die seitlich oberhalb liegenden Massen mit einem geringeren Abstand zur Wand hin größere Wirkung auf den Gravimetersensor haben. Für die Station in Clausthal bedeutet es, dass das Absolutgravimeter horizontal auf etwa 1 cm genau zentrisch aufgebaut werden sollte, um einen Fehler von etwa 3 nm/s^2 bei der Bestimmung des Schwerewertes zu vermeiden. Da diese Untersuchung nur exemplarisch durchgeführt wurde, ist es durchaus möglich, dass der horizontale Schweregradient an manchen Stationen auch noch stärker sein kann. Deswegen ist bei der Aufstellung des Gravimeters darauf zu achten, dass der Sensor so gut wie möglich über die Messmarke gebracht wird.

4.4 Bestimmung einer durch Baumaßnahmen verursachten Schwereänderung

Der Stationsschwerewert ist auch von den Massenverteilungen innerhalb der Station und in der Nähe der Messstation abhängig. Werden große Massen nahe des Messpunktes bewegt, könnte sich somit auch der Schwerewert ändern. Solche Veränderungen können durch bauliche Maßnahmen entstehen, aber auch natürliche Massenvariationen wie Hangrutschungen können die Ursache für Schwereänderungen sein. Um solch bedingte Veränderungen des Stationsschwerewertes zu bestimmen und dann evtl. als Schwerereduktion anzubringen, sind grundsätzlich zwei Vorgehensweisen denkbar. Zum einen kann diese zeitliche Änderung mit Hilfe relativgravimetrischer Messungen vor und nach dem Ereignis mit einer Genauigkeit von etwa 20 nm/s^2 oder besser (bei Verwendung mehrerer Gravimeter) messtechnisch bestimmt werden. Zum anderen kann der Schwereeinfluss mit Hilfe einer physikalischen Modellierung berechnet werden. Dazu müssen Informationen zur räumlichen Geometrie der Umgebung (vorher, nachher) und zur Dichte der bewegten Massen vorliegen. Im Folgenden werden exemplarisch beide Vorgehensweisen vorgestellt.

Das Testgebiet, in dem lokale Massenveränderungen stattfanden, gehört zum Onsala Weltraumobservatorium der technischen Universität Chalmers (Schweden). In der Nähe der Absolutschwerestation wurde ein Wall angelegt,

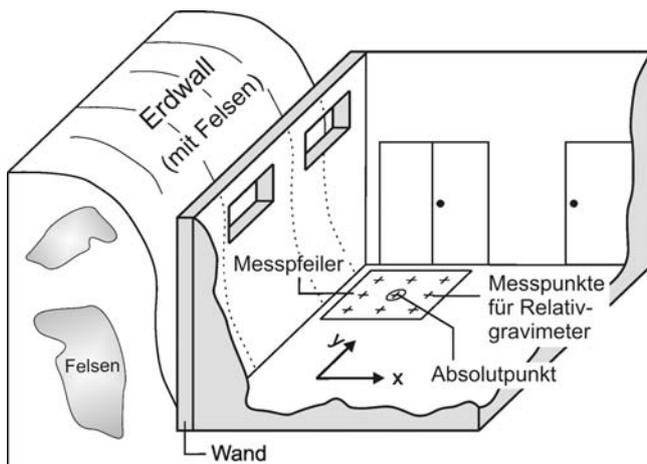


Abbildung 4.3: Situationsdarstellung des Pfeilers der Absolutstation in Clausthal sowie die Verteilung der relativgravimetrischen Messpunkte über dem Messpfeiler zur Bestimmung des horizontalen Gradientenfeldes.

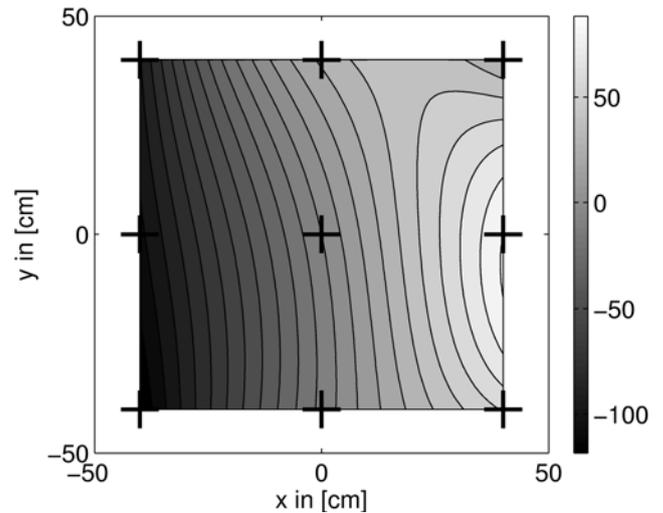


Abbildung 4.4: Ergebnisse der relativgravimetrischen Vermessung des horizontalen Gradientenfeldes über dem Messpfeiler in Clausthal. Isolinienintervall: 10 nm/s^2 .

um einen Zaun zu befestigen. Zu diesem Zweck wurden Erdmassen hinzugefügt, aber auch Teile der felsigen Erdoberfläche begradigt. Um den dadurch verursachten Schwereeffekt zu bestimmen, wurden relativgravimetrische Messungen im März 2004 vor dem Anlegen des Zaunwalls und im Oktober 2004 nach dem Bau durchgeführt. Die Wirkung des Walls wurde einerseits relativgravimetrisch zu einem entfernt gelegenen Exzentrums punkt gemessen, der von den Massenvariationen unbeeinflusst ist. Andererseits wurde das Volumen des angelegten Erdwalls mittels Nivellement und dessen Schwerewirkung relativgravimetrisch auf drei zusätzlich auf dem Wall angelegten Pfeilern bestimmt. Aus diesen Beobachtungen lässt sich die Dichte bestimmen. Ausgehend von der Dichte und dem Volumen kann der Schwereeffekt bezüglich des Absolutpunktes berechnet werden. Beide Ergebnisse, gemessener Schwereeffekt zum Exzentrums punkt und der aus der Dichte und dem Volumen berechnete Schwereeffekt, werden miteinander verglichen. In den folgenden Abschnitten werden theoretische Grundlagen sowie die Ergebnisse der Vermessung der entstandenen Schwerewirkung behandelt.

4.4.1 Theoretische Grundlagen

Das Gravitationspotential V für einen Berechnungspunkt $P(0,0,0)$ im Koordinatenursprung ist nach [Nagy *et al.*, 2000] wie folgt definiert

$$V(P) = G\rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dxdydz}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} = G\rho u(P), \quad (4.4)$$

mit $G = 6.67428(67) \cdot 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$ als Gravitationskonstante. Die Berechnung erfolgt durch Integration über einen Körper (Quader) mit konstanter Dichte ρ . Als analytische Lösung der Integration gilt

$$u(P) = \left| \left| \left| xy \ln(z+d) + yz \ln(x+d) + zx \ln(y+d) - \frac{x^2}{2} \arctan \frac{yz}{xd} - \frac{y^2}{2} \arctan \frac{zx}{yd} - \frac{z^2}{2} \arctan \frac{xy}{zd} \right| \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2}, \quad (4.5)$$

mit

$$d(x,y,z) = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} \quad (4.6)$$

als Abstand zwischen dem Berechnungspunkt P und dem Quader. Der Gradient des Gravitationspotentials $V_z(P)$ ergibt die Komponente Gravitationsbeschleunigung \mathbf{b} in z -Richtung:

$$\mathbf{b}_z = \text{grad } V(P) = -G\rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{z \, dx \, dy \, dz}{d^3}, \quad (4.7)$$

$$\mathbf{b}_z = G\rho \frac{\partial u}{\partial z} \quad \text{mit} \quad (4.8)$$

$$\frac{\partial u}{\partial z} = - \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{z \, dx \, dy \, dz}{d^3}. \quad (4.9)$$

Man erhält als analytische Lösung für die vertikale Komponente von $u(P)$ mittels Differenzierung von Gl. (4.5) nach z :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = u_z(P) = \left| \left| \left| x \ln(y+d) + y \ln(x+d) - z \arctan \frac{xy}{zd} \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2}. \quad (4.10)$$

Wendet man die obigen Beziehungen an, gilt für die Attraktionswirkung eines ausgedehnten Körpers bezogen auf den Berechnungspunkt P

$$\mathbf{b}_z = G\rho u_z(P). \quad (4.11)$$

Zur Berechnung aller $u_z(P)$ wird das bestimmte Volumen des Walls in eine endliche Anzahl von Quadern zerlegt und die Gesamtschwerewirkung mit

$$\delta g(P) = G\rho \sum u_z(P) \quad (4.12)$$

berechnet. Dabei ist $\delta g(P)$ die zeitliche Schwereänderung zwischen beiden Messvorgängen (vor und nach der Massenveränderung) und gilt für die jeweiligen Pfeilerpunkte. Die als homogen angenommene Dichte erhält man, indem Gl. (4.12) nach ρ umgestellt wird.

4.4.2 Praktische Realisierung zur Bestimmung des Schwereeffektes

Vor dem Bau des Zaunwalls wurden in Onsala drei Betonmesspfeiler (222, 333, 444) errichtet, die für Messungen mit Relativgravimetern vorgesehen sind (vgl. dazu Abb. 4.5). Sie befinden sich ungefähr in der Mitte des geplanten Walls und verlaufen entlang des Zaunes, um möglichst ein maximales Signal der Schwereänderungen nach dem Anlegen des Walls zu messen. Vor und nach den baulichen Maßnahmen wurden relative Schwere-differenzen Δg mit dem Relativgravimeter Scintrex CG-3M Nr. 4492 zwischen dem Absolutpunkt AS, den drei Relativpfeilern 222, 333, 444 und einem Exzentrum 101, das unbeeinflusst von der Schwerewirkung des Walls ist, bestimmt.

Tabelle 4.5 gibt die Ergebnisse der Relativschweremessungen wieder, die sich auf das Exzentrum 101 beziehen und zum Zeitpunkt t_1 vor den Erdmassenbewegungen und zum Zeitpunkt t_2 nach den Massenbewegungen bestimmt wurden. Werden die Messungen aus den beiden Epochen voneinander subtrahiert, erhält man die zeitliche Schwereänderung δg . Aus den Messungen zum Exzentrum lässt sich ableiten, dass am Absolutpunkt AS die Schwere aufgrund der Wirkung des Zaunwalls um 18 nm/s^2 zugenommen hat. Wie zu erwarten, wurde auch eine Schwerezunahme auf den Messpfeilern 222, 333 und 444 zwischen 200 nm/s^2 und 400 nm/s^2 gemessen. Diese Schwereänderungen wurden im Folgenden herangezogen, um die Dichte der zugefügten Masse zu berechnen.

Für die Dichtebestimmung wird außer der gemessenen Schwereänderung auch die Volumenänderung benötigt. Dazu wurden die topographischen Gegebenheiten mittels Lagen- und Höhenmessungen vor und nach den Erdmassenbewegungen aufgenommen. Ein lokales Koordinatensystem und Profile wurden entlang des Walls zu beiden Zeitpunkten so angelegt, dass die Topographie der Realität entsprechend erfasst werden konnte, vgl. Abb. 4.5.

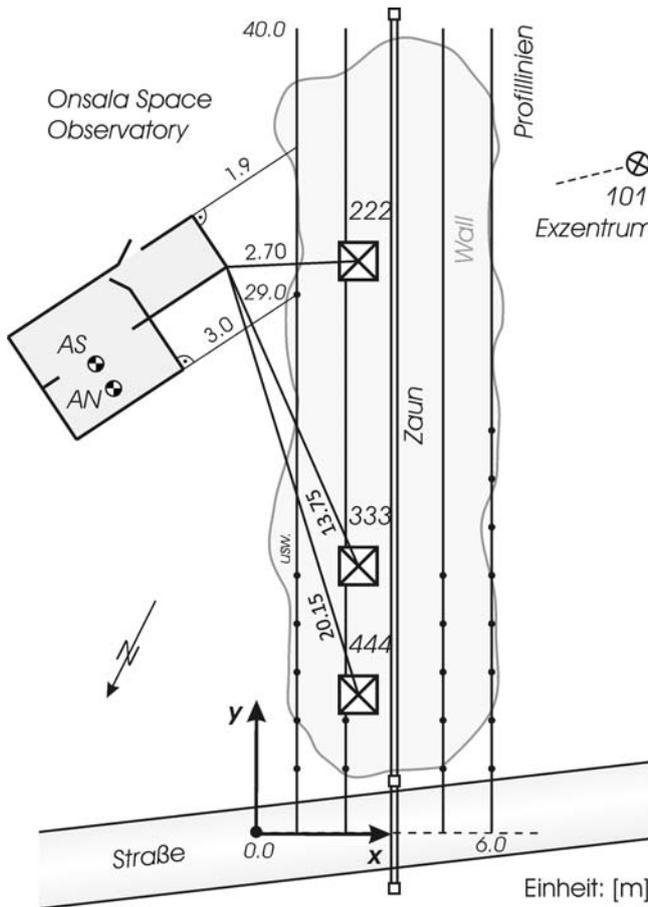


Abbildung 4.5: Situationsdarstellung in Onsala zur Bestimmung der durch Baumaßnahmen verursachten Schwereänderung. Absolutgravimeterstation mit den Absolutpunkten AS und AN sowie Pfeiler 222, 333, 444 für relativgravimetrische Messungen. Die Profillinien dienen zur Erfassung der Lage und der Topographie mittels Nivellement.

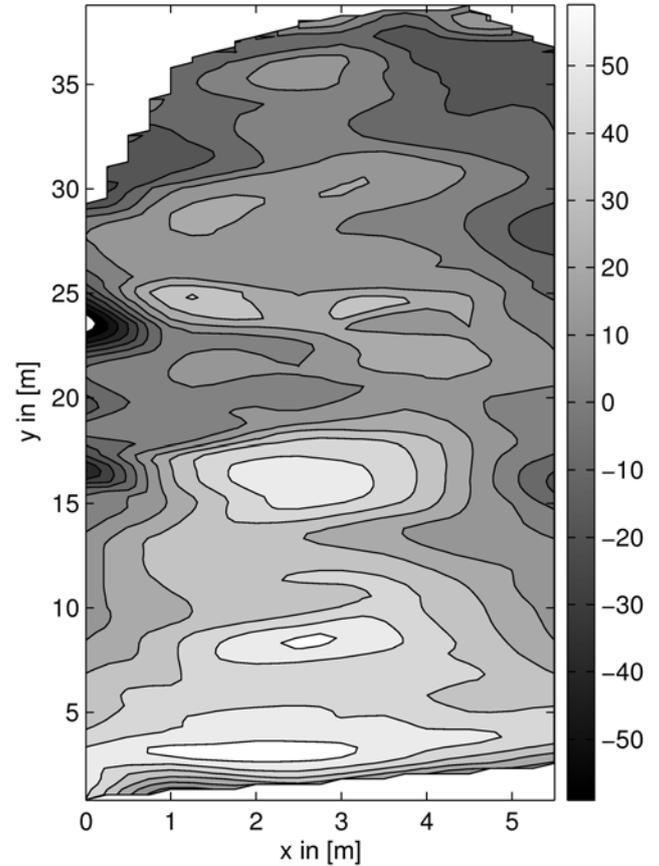


Abbildung 4.6: Höhendifferenz zwischen der topographischen Aufnahme vor und nach dem Zaunwallbau. Isolinenintervall: 10 cm.

Die Lage der Punkte auf den Profillinien wurde anhand eines Messbandes und die Höhe mit Hilfe des Nivellements bestimmt. Dabei ist eine Genauigkeit der Lagekoordinaten von einigen cm und in der Höhe im cm-Bereich ausreichend. Abb. 4.6 zeigt die Änderung zwischen den topographischen Aufnahmen vor und nach dem Wallbau. Im Mittel nahm die Höhe um 20 cm zu und variiert durchschnittlich mit einem RMS von 29 cm sowie mit Extremwerten von -67 cm und $+65$ cm. Das hinzugefügte Gesamtvolumen des Zaunwalls beträgt ca. 40 m^3 .

Aus der Volumenänderung wurde für die Pfeilerpunkte 222, 333 und 444 sowie den Absolutschwerepunkt AS die erste Ableitung von $u(P)$ nach der vertikalen Komponente z berechnet. Dafür wurde das Volumen in eine Vielzahl von einzelnen Quadern zerlegt, deren Wirkung nach Gl. (4.10) in Bezug auf die Punkte 222, 333, 444 und AS berechnet wurde und zum Schluss zu $\sum u_z(P)$ aufsummiert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 4.6 zusammengefasst.

Für jeden Pfeilerpunkt 222, 333 und 444 wurde aus $\sum u_z$ und der gemessenen Schwereänderungen δg aus Tabelle 4.5 jeweils die Dichte nach Gl. (4.12) berechnet. Die Ergebnisse der Dichtebestimmung für 222, 333 und 444 sowie der Mittelwert sind in Tabelle 4.7 zusammengefasst. Dieser Mittelwert geht als Größe zur Bestimmung des Attraktionseffektes des Walls in Bezug auf den Absolutpunkt AS ein und ergibt sich zu

$$\Delta g(\text{AS}) = G \rho_{\text{mittel}} \sum u_z(\text{AS}) = G \cdot 2710 \cdot 0.0553 = 10 \text{ nm/s}^2 \quad (4.13)$$

mit $\sum u_z(\text{AS})$ aus Tabelle 4.6. Aus der Bestimmung des Volumens und der Dichte mit relativgravimetrischer und nivellitischer Methode wurde eine Schwerezunahme von 10 nm/s^2 an dem Absolutschwerepunkt AS erhalten.

Tabelle 4.5: Gemessene Schweredifferenzen Δg bezogen auf das Exzentrum 101, die vor der Erdmassenbewegung (t_1) und nach der Erdmassenbewegung (t_2) bestimmt wurden, sowie die Schwereänderung δg zwischen beiden Zeiträumen. Einheiten in nm/s^2 .

Punkt P	$\Delta g(t_1) = g_P - g_{101}$	$\Delta g(t_2) = g_P - g_{101}$	$\delta g = \Delta g(t_2) - \Delta g(t_1)$
Pfeiler 222	1780	1981	201
Pfeiler 333	1304	1661	357
Pfeiler 444	1743	2149	406
Onsala AS	-395	-377	18

Eine Unsicherheit von 100 kgm^{-3} der berechneten Dichte würde in diesem Testgebiet einen Effekt von 0.4 nm/s^2 verursachen. Die maximale Abweichung des Dichtewertes vom Mittelwert beträgt fast 300 kgm^{-3} und entspricht einem vernachlässigbaren Schwereeffekt von 1.2 nm/s^2 .

Der Schwereeffekt einer baumaßnahmenbedingten Änderung in der direkten Nähe der Absolutschwerestation in Onsala wurde sowohl messtechnisch als auch mit Hilfe einer physikalischen Modellierung bestimmt. Die Messung zu einem Exzentrumsunkt, der von den Erdmassenbewegungen unbeeinflusst ist, ergab eine Schwerezunahme von 18 nm/s^2 . Dies entspricht auch dem Genauigkeitsniveau des Relativgravimeters Scintrex CG-3M. Zusätzlich wurde die Schwerewirkung mittels einer Dichtebestimmung der zugefügten Masse und des bewegten Volumens mit 10 nm/s^2 berechnet. Beide Methoden ergaben eine Schwerezunahme bezüglich des Absolutpunktes AS. Der entstandene Effekt ist vom Betrag her relativ klein. Der Unterschied zwischen den beiden Ergebnissen liegt innerhalb der Genauigkeiten beider Verfahren und das Ergebnis kann als sehr zufrieden stellend bewertet werden. Mit Hilfe dieser Methoden können anthropogene Massenveränderungen gravimetrisch bestimmt und der verursachte Schwereeffekt reduziert werden. Es wurde gezeigt, dass das Potential der Relativgravimetrie zur Dichtebestimmung eines kleinen Massenvolumens erfolgreich genutzt werden kann.

Tabelle 4.6: Summe von $u_z(P)$ für die Messpfeiler 222, 333, 444 sowie den Absolutschwerpunkt AS.

Punkt P	$\sum u_z(P)$ [m]
Pfeiler 222	1.0979
Pfeiler 333	1.8036
Pfeiler 444	2.5133
Onsala AS	0.0553

Tabelle 4.7: Ergebnisse der Dichtebestimmung aus $\sum u_z(P)$ und der Schwereänderung $\delta g(P)$.

Punkt P	Dichte ρ [kgm^{-3}]
Pfeiler 222	2744
Pfeiler 333	2966
Pfeiler 444	2421
Mittel	2710

5 Atmosphärenreduktion mit globalen Wetterdaten

Veränderungen in der Erdatmosphäre können gravimetrische Schwereänderungen von über 100 nm/s^2 verursachen. Die exakte Reduktion stellt für hochgenaue Anwendungen in der Absolutgravimetrie eine wichtige Aufgabe dar. Der Reduktionsbetrag entspricht in etwa der Polbewegungsreduktion, ist aber nicht so einfach und präzise modellierbar. Üblicherweise werden atmosphärische Effekte mit Hilfe einer empirischen Bestimmung, der so genannten barometrischen Übertragungsfunktion, reduziert (s. Abs. 2.3.2). Sie beschreibt den Übergang zwischen lokaler Luftdruckänderung und der damit verbundenen Schwereänderung. Dieser einfache Reduktionsansatz mit nur lokalen Luftdruckmessungen berücksichtigt jedoch nicht die globalen Veränderungen in der Atmosphäre. Deshalb wird in diesem Kapitel ein Lösungsansatz zur Atmosphärenreduktion genutzt, der auf global verteilten Wetterdaten des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) basiert.

Bei den bisherigen Studien zur Wirkung der atmosphärischen Massenänderungen auf geodätische Messungen wurden Datenreihen mit kontinuierlichen Registrierungen reduziert, die mit supraleitenden Gravimetern, VLBI, GPS oder SLR erfasst wurden, s. [Warburton und Goodkind, 1977; van Dam und Wahr, 1987; van Dam *et al.*, 1994; Sun, 1995; Kroner, 1997; Boy *et al.*, 2002; Petrov und Boy, 2004; Crossley *et al.*, 2004; Bock *et al.*, 2005; Tregoning und van Dam, 2005]. Der in der Literatur meist verwendete Ansatz der Berechnung des Schwerkereffektes mit atmosphärischen Green'schen Funktionen wird hier für die Atmosphärenreduktion bei absoluten Schweremessungen angewendet, s. [Gitlein und Timmen, 2007]. Der aufbereitete Algorithmus umfasst die globale Verteilung der Luftmassen, wobei der Effekt nahe der Station speziell betrachtet wird.

Die Berechnung des Attraktions- und Deformationseffektes mit Hilfe von atmosphärischen Green'schen Funktionen sowie die direkte Berechnung des Attraktionseffektes aus dem lokalen Gebiet aus atmosphärischen Daten in verschiedenen Höhenschichten werden in den folgenden Abschnitten vorgestellt.

5.1 Grundlagen aus der Meteorologie

In diesem einführenden Abschnitt werden grundlegende Begriffe und Definitionen aus der Meteorologie, der Physik der Atmosphäre, eingeführt, die für das weitere Verständnis sinnvoll sind. Die Grundlagen wurden überwiegend entnommen aus [Liljequist und Cehac, 1984; Etling, 2002; Kraus, 2004; Häckel, 2005].

5.1.1 Zum Aufbau der Erdatmosphäre

Die Atmosphäre ist eine gasförmige Hülle, die die Erde umschließt. Sie besteht aus einer Mischung von Gasen, die sich hauptsächlich aus Stickstoff und Sauerstoff zusammensetzen und sich über die gesamte Erdoberfläche und bis in große Höhen verteilt. Die Atmosphäre befindet sich im hydrostatischen Gleichgewicht und wird durch die Erdgravitation angezogen. In der Lufthülle werden Wolken und Niederschlag gebildet, dort findet das Wettergeschehen statt. Die Erdatmosphäre hat keine bestimmte obere Grenze, sondern geht kontinuierlich in den interplanetaren Raum über. Im Fall der Atmosphärenreduktion der Schweremessungen ist man an der Zusammensetzung der unteren Atmosphärenschichten bis etwa 60 km Höhe interessiert, weil nur bis zu dieser Höhe die Schwerkereffekte der Atmosphäre relevant ist, vgl. [Merriam, 1992; Sun, 1995; Neumeyer *et al.*, 2004].

In Abb. 5.1 ist die Temperaturverteilung in der Erdatmosphäre in Abhängigkeit von der Höhe dargestellt. Die untere Atmosphäre besteht aus zwei Schichten, der Troposphäre und der Stratosphäre, die durch eine Diskontinuitätsschicht, die Tropopause, voneinander getrennt sind. Deren durchschnittliche Höhe und Temperatur verändert sich mit der geographischen Breite und der Jahreszeit. In den mittleren Breiten liegt die Tropopause im

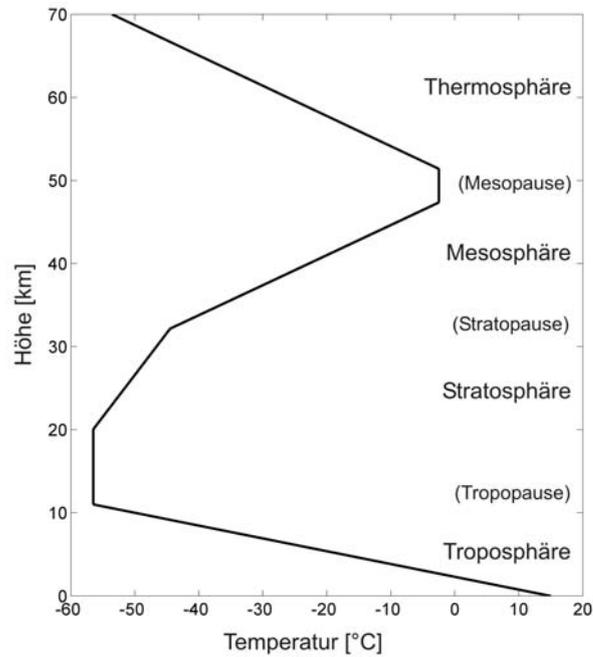


Abbildung 5.1: Vertikaler Aufbau der Erdatmosphäre und Temperaturverteilung in der U. S. Standardatmosphäre 1976.

Durchschnitt in etwa 10 km Höhe, kann jedoch zwischen 6 und 13 km mit entsprechend höheren oder tieferen Temperaturen variieren. In den Tropen liegt die Tropopause bei etwa 17 – 18 km, jenseits der Polarkreise bei etwa 6 – 8 km. Die Ursache für die Breitenabhängigkeit der Atmosphäre ist deren Abplattung an den Polen, die durch die Erddrehung entsteht. Die Variation der Höhe der Tropopause und demzufolge auch der Tropo- und Stratosphäre ist saisonbedingt und wird dadurch hervorgerufen, dass sich im Sommer die Luft erwärmt und die Luftmassen in höhere Schichten aufsteigen. Im Winter geschieht das Gegenteil und die Luftmassen sinken ab.

5.1.2 Abhängigkeiten zwischen Luftdruck, Temperatur, Dichte und Höhe

Die Gasmischung Luft hat in jedem Punkt der Atmosphäre einen bestimmten Druck, eine bestimmte Temperatur und eine bestimmte Dichte. Kennt man das Verhältnis der in die Mischung eingehenden Gase, kann man mit Hilfe eines physikalischen Gesetzes, der allgemeinen Zustandsgleichung der Gase, den Druck, die Temperatur und die Dichte berechnen, wenn man zwei dieser Größen kennt.

Die allgemeine Gaszustandsgleichung zeigt den Zusammenhang zwischen der Temperatur T , dem Druck p und der Dichte ρ eines Gases

$$p = \rho R_L T_v, \quad (5.1)$$

wobei $R_L = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ die individuelle Gaskonstante für trockene Luft ist. Eine wichtige Rolle bei der Zusammensetzung des Luftgemisches spielt der Wasserdampf. Eine Maßzahl, die das Verhältnis der Gesamtmasse der feuchten Luft zum Wasserdampf wiedergibt, ist die spezifische Feuchte q , die weiter unten definiert wird. Die feuchte Luft setzt sich aus der trockenen Luft und dem Wasserdampf zusammen und unterliegt größeren Variationen. Bei feuchter Luft mit der spezifische Feuchte q gilt für die virtuelle Temperatur T_v folgender Zusammenhang mit der direkten Temperatur T :

$$T_v = T(1 + 0.608q). \quad (5.2)$$

Unter Luftdruck versteht man die Kraft, die die Luftmassen auf eine Fläche ausüben. Da der Luftdruck auf das Gewicht der auflastenden Luftsäule zurückzuführen ist, wird er mit der Höhe immer geringer, da sich weniger Luftmassen darüber befinden. Somit gilt der Luftdruck p in der Höhe z und $p - dp$ in der Höhe $z + dz$. Die Gl. (5.1) verändert sich zur hydrostatischen Grundgleichung

$$dp = -\rho g dz, \quad (5.3)$$

mit g als höhenabhängiger Schwerebeschleunigung. Die Dichte ρ ist sowohl von der Höhe als auch von der Temperatur abhängig. Die Eliminierung der Dichte mit den Gleichungen (5.1) und (5.3) führt zu einer anderen Form der hydrostatischen Gleichung für feuchte Luft:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g_n}{R_L T_v} dz. \quad (5.4)$$

Die Integration von Gl. (5.4) führt zu

$$p = p_{0m} \exp\left(-\frac{H g_n}{R_L T_v}\right). \quad (5.5)$$

Dabei ist $g_n = 9.80665 \text{ m/s}^2$ der mittlere Schwerewert auf dem Geoid, H die Höhe über dem Meeresspiegel und $p_{0m} = 1013.25 \text{ mbar}$ der Luftdruck auf Meeresspiegelniveau ($1 \text{ Millibar (mbar)} = 100 \text{ N/m}^2 = 100 \text{ Pascal (Pa)}$). Die Beziehung in Gl. (5.5) wird auch als „barometrische Höhenformel“ bezeichnet und zeigt die exponentielle Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe. Der Unterschied zwischen der virtuellen Temperatur T_v und der tatsächlichen Temperatur T liegt im Allgemeinen in der Größenordnung von $+1 \text{ K}$. Im Extremfall von 7 K kann ein Schwereeffekt von 1 nm/s^2 verursacht werden, s. [Kroner, 1997]. Deshalb wird bei den folgenden Betrachtungen dieser Unterschied vernachlässigt und die direkte Temperatur T verwendet.

Stellt man Gl. (5.1) um und setzt Gl. (5.2) ein, erhält man für die Dichte der feuchten Luft

$$\rho = \frac{p}{R_L T (1 + 0.608 q)}. \quad (5.6)$$

Gemäß der Definition der spezifischen Luftfeuchte q gilt folgender Zusammenhang zwischen der Dichte für Wasserdampf und der Dichte für feuchte Luft

$$q = \frac{\rho_{\text{Wasserdampf}}}{\rho_{\text{feuchte Luft}}} = \frac{0.622 e}{p - 0.378 e}, \quad (5.7)$$

mit dem Dampfdruck e , der sich aus der relativen Feuchte r und dem Sättigungsdampfdruck E zusammensetzt:

$$e = \frac{r}{100} E. \quad (5.8)$$

[Bolton, 1980] definiert den Sättigungsdampfdruck E bei gegebener Temperatur mit

$$E = 6.112 \exp\left(\frac{17.67 T_{[\text{°C}]}}{T_{[\text{°C}]} + 243.5}\right). \quad (5.9)$$

Das Geopotential V in einem bestimmten Punkt der Atmosphäre bezeichnet die Arbeit, die verrichtet werden muss, um die Masse 1 kg gegen die Schwerkraft von der Meeresoberfläche zu einem bestimmten Punkt zu befördern. Die Höhe H der Potentialfläche über dem Meeresspiegelniveau lässt sich mit der breitenabhängigen Schwerebeschleunigung bestimmen [Liljequist und Cehac, 1984]

$$H = \frac{V}{(1 - k \cos 2\varphi) g_n}, \quad (5.10)$$

mit $k = 0.002637$ und φ als geographische Breite. Der Term in der Klammer berücksichtigt den Beitrag zur Schwerebeschleunigung aufgrund der Erdabplattung.

5.1.3 Standardatmosphäre

Um großräumige Vorgänge der Atmosphäre mathematisch behandeln zu können, werden vereinfachte Modelle eingeführt. Eine Standardatmosphäre bezeichnet idealisierte Eigenschaften der Erdatmosphäre. Sie ist eine hypothetische vertikale Verteilung der atmosphärischen Parameter, die den mittleren Zustand über alle Jahreszeiten für mittlere Breiten darstellt. Es wird vorausgesetzt, dass sich die Luft wie ein ideales Gas verhält und die hydrostatische Gl. (5.3) erfüllt, die Temperatur, Luftdruck und Dichte miteinander verknüpft.

Ein der weit verbreitetes Modell, das von NOAA¹, NASA² und USAF³ entwickelt wurde, ist die U. S. Standardatmosphäre 1976, die die Verteilung der Atmosphäre von der Erdoberfläche bis 1000 km Höhe repräsentiert [USSA, 1976]. Deren Hauptanwendungsgebiete sind bei Kalibrierungen von barometrischen Höhenmessern, im Flugzeug- und Raketenbau, in Flugbahnberechnungen sowie in der Meteorologie zu finden.

Nach entsprechend definiertem Temperaturverlauf und eingeführten Konstanten, können Luftdruck und Dichte für jede Höhe berechnet werden. Als einheitliche Bedingungen auf Meereshöhe wird die Temperatur definiert mit $T_0 = 15^\circ\text{C} = 288.15\text{ K}$ und der Luftdruck mit $p_{0m} = 1013.25\text{ hPa}$. Die Dichte beträgt demnach $\rho = 1.225\text{ kg/m}^3$. Die Temperaturverteilung in der U. S. Standardatmosphäre 1976 bis zur Höhe von 70 km ist in Abb. 5.1 dargestellt.

Für die Berechnung der höhenabhängigen atmosphärischen Parameter der U. S. Standardatmosphäre 1976 steht die frei verfügbare Software USSA1976 von Steven S. Pietrobon zur Verfügung, s. [Pietrobon, 1999]. Die komplette Implementierung des Programms lehnt sich an die Veröffentlichung von [USSA, 1976] an und ermöglicht die Auswahl zwischen der unteren (bis 86 km) und der oberen (ab 86 km bis 1000 km) Atmosphäre. In den Untersuchungen in dieser Arbeit wird die untere Atmosphäre verwendet, da Massen bis zu einer Höhe bis 60 km zum messbaren Schwereeffekt beitragen können, [Merriam, 1992; Sun, 1995].

Nach der IAG Resolution Nr. 9 von 1983, s. [IGC, 1988], beziehen sich die Luftdruckreduktionen der Schweremessungen auf die DIN-5450-Norm-Atmosphäre. Diese Norm-Atmosphäre ist mit der U. S. Standardatmosphäre 1976 weitgehend kompatibel. So beträgt beispielsweise der Luftdruckunterschied zwischen der DIN- und der USSA1976-Atmosphäre 0.06 hPa für eine Stationshöhe von 2000 m, was in etwa einer Reduktionsunsicherheit von 0.2 nm/s^2 entspricht und damit vernachlässigbar klein ist.

5.2 Meteorologische ECMWF-Daten

Für die Untersuchungen des Einflusses der Luftmassenvariationen auf Absolutschweremessungen werden meteorologische Daten verwendet. Das DKRZ (Deutsches Klimarechenzentrum) stellt globale atmosphärische Daten des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) für wissenschaftliche Zwecke in Deutschland zur Verfügung. Die benötigten Datensätze sind im binären GRIB-Format (Gridded Binary Form) gespeichert, das dem WMO-Standard (World Meteorological Organisation) entspricht. Das Softwarepaket PINGO (Procedural INterface for Grib formatted Objects) wurde vom DKRZ für das UNIX-Betriebssystem entwickelt und ermöglicht mit seinen Funktionen die Nachbearbeitung der Dateien. Die Daten wurden nach gewünschten meteorologischen Parametern extrahiert, selektiert und in das ASCII-Format umgewandelt. Bei vorhandenem Nutzerzugang stehen die Programme auf den Computern des DKRZ's zur Verfügung, die zur Weiterverarbeitung benötigt werden.

In dieser Arbeit wurden zwei Datensätze der ECMWF-Analysedaten benutzt. Ein Datensatz enthält meteorologische Parameter auf der Erdoberfläche (2D). Der zweite verwendete Datensatz enthält meteorologische Parameter, die sich auf vertikal verteilte Luftdruckschichten beziehen (3D). Nachfolgend werden nur die Daten vorgestellt, die zur weiteren Berechnung des Schwereeffektes der atmosphärischen Variationen verwendet wurden:

¹National Oceanic and Atmospheric Administration

²National Aeronautics and Space Administration

³United States Air Force

- Analysedaten (2D) in einem globalen $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ -Raster für 4 Zeitpunkte pro Tag (0 h, 6 h, 12 h, 18 h UTC):
 - Luftdruck auf der Erdoberfläche p_0 ,
 - Luftdruck p_{MSL} , der auf das mittlere Meeresspiegelniveau (Mean Sea Level) reduziert wurde,
 - Temperatur an der Erdoberfläche T_0 .
- Analysedaten (3D) in einem globalen $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ -Raster für 4 Zeitpunkte pro Tag (0 h, 6 h, 12 h, 18 h UTC):
 - 21 Luftdruckschichten ($p = 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1$ hPa).
Auf jeder einzelnen Luftdruckschicht sind gespeichert
 - * Geopotential V ,
 - * Temperatur T ,
 - * relative Luftfeuchte r .

Auf die Qualität der hier vorgestellten Daten wird in Abs. 5.6 eingegangen, dabei werden u. a. interpolierte Luftdruckwerte aus den ECMWF-Wetterdaten mit lokalen Luftdruckregistrierungen verglichen. Die Abweichungen (Differenzen) sind klein und variieren im RMS-Mittel zwischen 0.5 und 0.7 hPa.

5.3 Berechnung der Attraktion und Deformation mit Green'schen Funktionen und 2D-Daten

5.3.1 Atmosphärische Green'sche Funktionen für den Einfluss auf die Schwere

Variationen in der Atmosphäre beeinflussen die absoluten Schweremessungen zum einen durch den direkten gravitativen Effekt der Luftmassenänderungen und zum anderen durch die elastische Deformation der Erdoberfläche (Auflasteffekt) durch die Luftmassenänderungen. Um diese Effekte bestimmen zu können, müssen sie mathematisch dargestellt werden. Mit Hilfe von Green'schen Funktionen wird ein Übergang von Volumen- zu Flächenintegralen geschaffen.

[Longman, 1962] und [Farrell, 1972] leiteten Green'sche Funktionen für die Auflastwirkung einer Punktmasse her, um die elastischen Auflasteffekte der Erde aufgrund von Ozeangezeiten zu berechnen. Diese dünne Schicht der Ozeanvariation kann als punktuelle Massenauflast betrachtet werden. Wenn die Massen jedoch vertikal in einer Säule verteilt sind, wie es bei der Atmosphäre der Fall ist, dann muss der Newton'sche Attraktionsanteil gesondert betrachtet werden. Untersuchungen von [Merriam, 1992] und [Sun, 1995] zeigen, dass die untere Schicht der Atmosphäre den Hauptanteil bedingt, aber auch Massen bis 60 km Höhe zum Attraktionsanteil messbar beitragen können.

Die Verteilung der Luftmassen innerhalb einer Säule folgt näherungsweise einem mathematischen Ansatz ausgehend von atmosphärischen Oberflächendaten wie Luftdruck und Temperatur (Abs. 5.1.3). Damit lässt sich der Beitrag der Schwerewirkung der Luftsäule modellieren.

Der Attraktionseffekt einer Luftsäule mit dem kleinen Grundflächenelement dA und der Dichte ρ mit einem sphärischen Abstand ψ zur Station kann berechnet werden nach [Merriam, 1992; Sun, 1995; Boy *et al.*, 2002]

$$g(\psi) = - \int_0^{z_{\text{max}}} \frac{G\rho(z) \sin \alpha}{d^2} dAdz . \quad (5.11)$$

G ist die Gravitationskonstante, z die vertikale Höhe innerhalb der Luftsäule, d der vektorielle Abstand zwischen dem Massenvolumen ($dAdz$) und der Schwerestation, α entspricht dem Winkel zwischen der Richtung

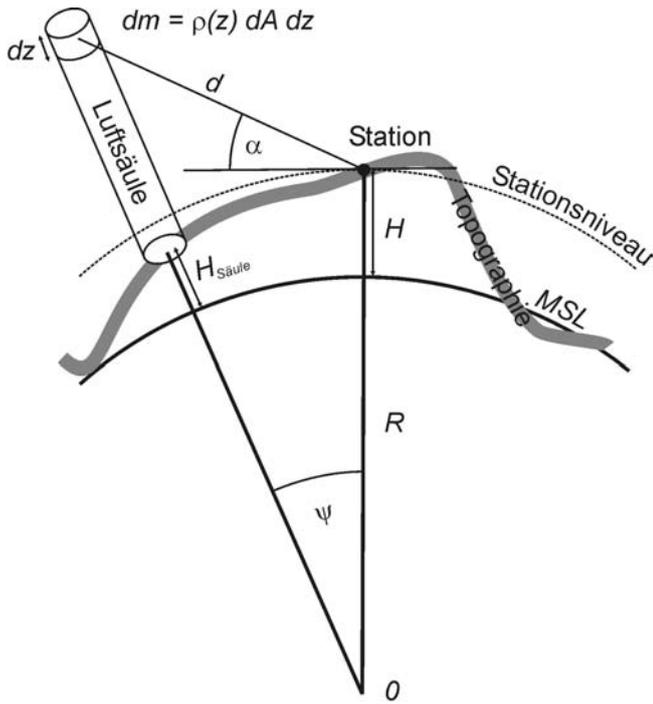


Abbildung 5.2: Modell zur Berechnung der Attraktionswirkung einer Luftsäule, angelehnt an [Sun, 1995].

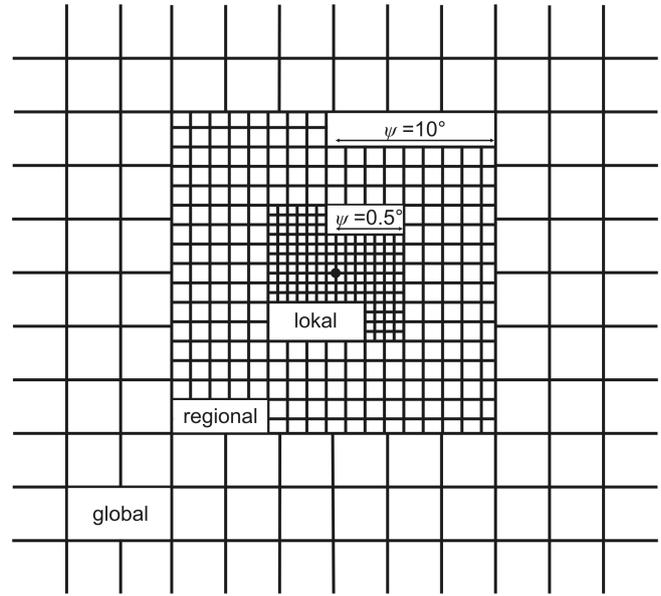


Abbildung 5.3: Unterteilung der atmosphärischen Daten in drei Zonen (lokal, regional, global).

zum Massenelement und dem lokalen Horizont auf der Station (s. Abb. 5.2). Die Dichte ρ , der Luftdruck p und die Temperatur T verhalten sich nach dem idealen Gasgesetz und sind von der Höhe z abhängig (s. Abs. 5.1.2, Gl. (5.6)). Wird dies berücksichtigt und in Gl. (5.11) eingesetzt, ergibt sich

$$g(\psi) = -\frac{Gp_0}{R_L T_0} dA \int_0^{z_{\max}} \frac{T_0 p(z) \sin \alpha}{T(z) p_0 r^2} dz, \quad (5.12)$$

wobei der Index 0 Variablen auf der Erdoberfläche definiert. Nach der Anwendung des Kosinussatzes, Umstellung, Normalisierung und Integration von Gl. (5.12), lässt sich der Schwereeffekt der atmosphärischen Massen mit den Green'schen Funktionen für die Newton'sche Attraktion $GN(\psi)$ und die elastische Deformation $GE(\psi)$ berechnen. Diese sind in Abhängigkeit vom sphärischen Abstand ψ in Abb. 5.4 dargestellt.

Der Gesamtschwereeffekt einer Luftsäule mit einer Querschnittsfläche A (in Steradian), deren Säulenbasis einen Winkelabstand ψ von der Gravimeterstation einschließt, ist entsprechend den Darstellungen von [Merriam, 1992] und [Sun, 1995] gegeben durch

$$g(\psi) = \frac{GN(\psi) + GE(\psi)}{10^4 \psi_{[\text{rad}]}} \frac{A}{2\pi [1 - \cos(1^\circ)]} p_0 \quad [\text{nm/s}^2]. \quad (5.13)$$

Der Schwereeffekt ist nur noch vom Luftdruck p_0 an der Erdoberfläche und von $GN(\psi)$ und $GE(\psi)$ abhängig. Aus rechentechnischen Gründen wurden diese Terme normiert, so dass sie für eine sphärische Kappe mit dem Radius von 1° gelten.

[Merriam, 1992] berechnete atmosphärische Green'sche Funktionen für die Säulenlast einer Modellatmosphäre auf einer sphärischen, elastischen Erde. Die Funktionen sind relativ unempfindlich gegenüber der detaillierten Struktur der Modellatmosphäre. Demzufolge haben Fehler in der Temperaturannahme in den oberen Schichten der Atmosphäre unbedeutenden Einfluss auf die Schwerewirkung. Die Funktionen sind abhängig von der Oberflächentemperatur an der Säulenbasis und der Höhendifferenz zwischen der Säulenbasis und der Schwerestation (Abb. 5.2). Die Temperatur in einer bestimmten Höhe der Atmosphäre hängt von der Oberflächentemperatur und

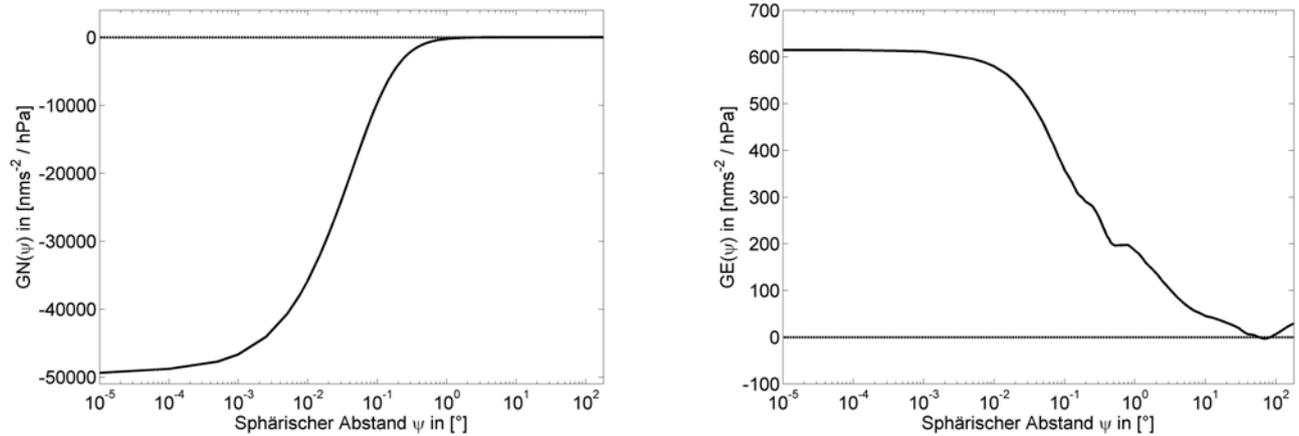


Abbildung 5.4: Atmosphärische Green'sche Funktionen für die Schwerkraftwirkung einer Luftsäule für den direkten Attraktionsanteil $GN(\psi)$ und den Deformationsanteil $GE(\psi)$ nach [Merriam, 1992].

den Temperaturgradienten ab. Der Effekt des Unterschieds der Standardtemperatur (15°C) zu der tatsächlichen Temperatur wird bei den Berechnungen der atmosphärischen Green'schen Funktionen als Korrektur berücksichtigt. Die Topographie um die Gravimeterstation wirkt sich auf $GN(\psi)$ rein geometrisch aus, denn der Winkel α ist sowohl von ψ als auch von der Höhendifferenz h zwischen Säulenbasis und Schwerestation abhängig. Die Green'schen Funktionen für Attraktion $GN(\psi)$ in Gl. (5.13) werden um diese Effekte erweitert zu

$$GN(\psi) = GN(\psi)_{\text{unkorrigiert}} + \frac{\partial GN}{\partial T}(T_0 - 15^{\circ}\text{C}) + \frac{\partial GN}{\partial z}h + \frac{\partial^2 GN}{\partial z^2} \left(\frac{h}{R\psi_{\text{[rad]}}} \right)^2. \quad (5.14)$$

Dabei ist T_0 die Temperatur an der Erdoberfläche, d. h. an der Säulenbasis, h ist die Höhendifferenz zwischen der Säulenbasis und der Schwerestation in km und R der mittlere Erdradius. Die topographiebedingte Höhendifferenz hat einen relativ kleinen Einfluss auf den Schwereeffekt. [Merriam, 1992] und [Sun, 1995] zeigen, dass eine Höhenabweichung von einem Kilometer in einem Umkreis von einigen hundert Kilometern um die Station den Gesamtschwereffekt nur um einige nm/s^2 verändert.

In dieser Arbeit werden Atmosphärenreduktionen an die absolutgravimetrischen Messungen im Fennoskandischen Landhebungsgebiet und an die Messungen des Supraleitgravimeters in Membach (Belgien) angebracht. Aufgrund der dort vorhandenen Topographiesituation wird hier vereinfacht die Höhendifferenz h vernachlässigt und mit Null angenommen.

Berechnungsalgorithmen und Ergebnisse für die atmosphärischen Green'schen Funktionen können [Merriam, 1992; Sun, 1995; Kroner, 1997; Boy *et al.*, 2002] und [Guo *et al.*, 2004] entnommen werden. Die Unterschiede zwischen den Funktionen von [Merriam, 1992] und den Funktionen von [Sun, 1995] befinden sich in einem für diese Arbeit vernachlässigbaren Bereich, vgl. [Sun, 1995; Kroner, 1997]. Die Abweichungen sind zum größten Teil auf die zugrunde gelegten unterschiedlichen Modellatmosphären zurückzuführen. Für die nachfolgenden Berechnungen zur Atmosphärenreduktion werden die Green'sche Funktionen von [Merriam, 1992] verwendet, die in Abb. 5.4 dargestellt sind.

Bei der numerischen Integration der Newton'schen Green'schen Funktionen $GN(\psi)$ bis zur maximalen Höhe von $z_{\text{max}} = 60$ km Höhe lehnt sich Merriam [1992] an die Definition der COSPAR-Standardatmosphäre für mittlere Breiten an, s. [ANSI, 2004]. Die Green'schen Funktionen $GE(\psi)$ für den Beitrag der elastischen Deformation zum Schweresignal wurde von [Merriam, 1992] mit den Parametern der PREM-Modellerde, s. [Dziewonski und Anderson, 1981], berechnet, die als elastische und sphärisch-symmetrische Erde definiert wird. Der elastische Effekt ist gewöhnlich viel kleiner als der Attraktionseffekt, so dass die Details der gewählten Modellerde hier nicht weiter behandelt werden.

5.3.2 Höhenbezugsniveau der Atmosphärenreduktion

Um der IAG-Resolution Nr. 9 von 1983, vgl. [IGC, 1988], gerecht zu werden, sind in der Absolutgravimetrie die zeitlichen Variationen in der Atmosphäre relativ zur Standardatmosphäre zu berücksichtigen. Das Ergebnis aus Gl. (5.13) ist von dem Oberflächenluftdruck p_0 abhängig, der den barometrischen Höheneffekt aufgrund der Topographie der Erdoberfläche beinhaltet. Wie bereits in Abs. 5.3.1 erläutert, wird im Folgenden zur Berechnung des Schwereeffektes der Luftdruck als Eingangsdatensatz benutzt, der auf Meeresspiegelniveau (MSL) reduziert wurde (p_{MSL}). Um die Schwereänderung relativ zur Standardatmosphäre zu berücksichtigen, wird der Referenzluftdruck $p_{0\text{m}}$ subtrahiert, der für die Meeresspiegelhöhe gültig ist, s. Gl. (2.18). Gl. (5.13) wird demzufolge modifiziert zu

$$g(\psi) = \frac{GN(\psi) + GE(\psi)}{10^4 \psi_{[\text{rad}]}} \frac{A}{2\pi[1 - \cos(1^\circ)]} (p_{\text{MSL}} - p_{0\text{m}}). \quad (5.15)$$

5.3.3 Einteilung der atmosphärischen Daten in Berechnungsgebiete

Die Green'schen Funktionen ändern sich schnell mit dem sphärischen Abstand ψ (Abb. 5.4). Deshalb wurde die Erde, folgend [Merriam, 1992] und [Kroner, 1997], in drei Berechnungsgebiete unterteilt, die jeweils unterschiedlich zum gesamten Schwereeffekt beitragen (Abb. 5.3).

Für die Untersuchungen in diesem Kapitel wurden die global vorliegenden atmosphärischen Daten in drei Gitterzonen um den Berechnungspunkt (Schwerestation) eingeteilt und mit verschiedenen Gitterauflösungen interpoliert (Abb. 5.3):

- lokale Zone mit $\psi \leq 0.5^\circ$ und Auflösung $0.005^\circ \times 0.005^\circ$,
- regionale Zone mit $\psi \leq 10^\circ$ und Auflösung $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ und
- globale Zone mit $\psi \leq 180^\circ$ und Auflösung $1.125^\circ \times 1.125^\circ$.

Den Schwereeffekt des Beitrags aus jeder Zone erhält man durch die Aufsummierung der einzelnen Effekte $g(\psi)$ der Gitterzellen innerhalb dieses Gebietes (Abs. 5.3.1).

Die atmosphärischen Schwankungen oberhalb der lokalen Zone mit einem Abstand zur Station von etwa 0.5° bzw. 50 km liefern mit etwa 90% den größten Beitrag, s. Abs. 5.5.1. Die Effekte aus dieser Zone sind mit den Luftdruckmessungen an der Schwerestation hoch korreliert.

Das regionale Gebiet wird zwischen 0.5° und 10° Entfernung von der Station definiert. Hier dominiert der Deformationseffekt. Der Luftdruck im regionalen Bereich ist mit der lokalen barometrischen Registrierung negativ korreliert, jedoch nimmt die Korrelation mit der Entfernung ab. In dieser Zone ist die Nähe zum Ozean zu berücksichtigen, denn die Wassermassen werden durch Luftdruckänderungen verdrängt (inverser barometrischer Effekt, s. Abs. 5.3.4).

Die globale Zone der Atmosphäre außerhalb des 10° -Gebietes umfasst größtenteils ozeanische Flächen, deren Reaktion auf Luftdruckunterschiede speziell modelliert wird (Abs. 5.3.4). Dieser große Bereich kann Änderungsperioden von bis zu einem Jahr aufzeigen.

5.3.4 Reaktion der Ozeane auf Luftdruckschwankungen

Im ozeanischen Bereich wird als Vereinfachung oftmals angenommen, dass die unter dem Wasser befindliche Erdkruste keine Deformation durch Luftmassenverlagerungen erfährt. Veränderte Auflasten durch die Luftmassen verursachen Veränderungen in den Wasserhöhen.

Die reine inverse barometrische Reaktion der Ozeane besagt, dass pro 1 hPa Luftdruckanstieg die Ozeanoberfläche um 10.1 mm sinkt [Spratt, 1982; van Dam und Wahr, 1987; Dickman, 1988; Wunsch und Stammer, 1997; van Dam und Wahr, 1993]. Demzufolge weichen die Wassermassen aus und die Luftdruckänderung wird nicht auf den Ozeanboden übertragen, weswegen dieser keine Änderung der elastischen Deformation erfährt. Diese Annahme eines inversen Barometereffektes (IB) ist gleichbedeutend damit, dass die Berechnungen des Deformationseffektes nur auf die Kontinente beschränkt werden. Dazu werden die Deformationseffekte für die Gitterzellen (ψ, λ) multipliziert mit der Funktion

$$F(\psi, \lambda) = \begin{cases} 0 & \text{für } (\psi, \lambda) \in \text{Ozean} , \\ 1 & \text{für } (\psi, \lambda) \in \text{Kontinent} . \end{cases}$$

Die Hypothese des nicht-inversen Barometereffektes (NIB) bedeutet, dass die Luftdruckschwankungen direkt auf den Ozeanboden übertragen werden und diesen wie die feste Erde elastisch deformieren. Der Berechnungsalgorithmus für den Deformationseffekt gilt somit für die gesamte Erdoberfläche einschließlich der Erdkruste unter den Ozeanen. Die Berechnung des Attraktionseffektes erfolgt immer für den gesamten Bereich der Kontinente und auch der Ozeane.

Das inverse Barometer-Phänomen ist ein sehr komplexes Problem. Denn das Zusammenspiel von Luftdruck, Windkraft, Verlauf der Küstenlinien, Geometrie und Tiefe des Kontinentalschelfs beeinflussen die Reaktion der Ozeane auf Luftdruckänderungen signifikant. Das Verhalten der tiefen offenen Ozeane und anliegenden Becken untersuchten [Wunsch und Stammer, 1997] und fanden heraus, dass es durchaus in einigen Gebieten Einschränkungen in der Annahme des IB gibt. Die Annahme, die Reaktion der Ozeane als ein inverses Barometer zu beschreiben, scheint im Großen und Ganzen jedoch akzeptabel zu sein, insbesondere für Luftdruckschwankungen mit Perioden von mehreren Tagen (3 bis 4). Für kürzere Perioden wird eine dynamische Reaktion der Ozeane vermutet, da das Wasser zu träge ist, um auf die Schwankungen zu reagieren [Warburton und Goodkind, 1977; Spratt, 1982; Wunsch und Stammer, 1997; Merriam, 1992].

In der Geophysik, Ozeanographie und Geodäsie wird häufig die Hypothese des inversen Barometereffektes im Meeresbereich benutzt, um die Reaktion der Ozeane auf Luftdruckschwankungen zu bestimmen. Diese Annahme wurde bei den Berechnungen der Auflastwirkung der Atmosphäre für VLBI-, SLR- und GPS-Messungen sowie für Schweremessungen mit supraleitenden Gravimetern angewendet, s. [Rabbel und Zschau, 1985; van Dam und Wahr, 1987; van Dam *et al.*, 1994; Sun *et al.*, 1995; Boy *et al.*, 1998, 2002; Crossley *et al.*, 2004; Petrov und Boy, 2004; Bock *et al.*, 2005; Tregoning und van Dam, 2005]. In [Gegout und Cazenave, 1993; van Dam *et al.*, 1994; Wunsch und Stammer, 1997; Boy *et al.*, 1998] werden Abweichungen von der klassischen Annahme eines IB oder NIB behandelt, die durch spezielle Interaktionen zwischen Ozean, Atmosphäre und fester Erde beschrieben werden.

Die Ostsee ist ein halb geschlossenes Becken und reagiert auf Luftdruckschwankungen sehr langsam. Hier scheint die Hypothese des NIB im Vergleich zum IB sinnvoller zu sein. Die Luftdruckschwankungen werden demzufolge direkt auf den Meeresboden übertragen. Bei den Berechnungen der atmosphärischen Auflastwirkung für die Station Metsähovi (Finnland, Station mit supraleitendem Gravimeter) nimmt [Virtanen, 2004] für die Ostsee die NIB-Hypothese an. Auch [Petrov und Boy, 2004] benutzen für ihre Berechnungen eine Land-See-Maske, bei der halb-geschlossene Meere (Ostsee, Rotes Meer etc.) als Kontinente definiert sind. Im Rahmen des BIFROST-Projektes (Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung mit GPS, s. Abs. 6.3.2) wurde für die Ostsee die Annahme des inversen Barometers bei der Reduktion der atmosphärischen Auflastwirkung ebenfalls nicht verwendet, s. [Johansson *et al.*, 2002; Scherneck *et al.*, 2003].

Die Hypothese des NIB für die Ostsee wird auch in dieser Arbeit zugrunde gelegt, ebenso wie für das Rote Meer, das Schwarze Meer, das Kaspische Meer u. a.. Für das Mittelmeer gilt die Annahme des IB. In den Untersuchungen in diesem Kapitel wird eine Land-See-Maske mit einer $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ -Auflösung gewählt, die ausreichend ist, um die einzelnen Zellen der Gitterzonen, die entsprechend Abs. 5.3.3 definiert wurden, in Kontinent oder Ozean zu klassifizieren.

5.4 Lokaler Attraktionseffekt mit atmosphärischen 3D-Daten

Die direkte Attraktionswirkung der Luftmassenänderungen über der lokalen Zone trägt mit über 80% zum gesamten Atmosphären effekt bei. Die Betrachtung der Luftdruckänderung anhand von Oberflächendaten ist für hochgenaue Anwendungen nicht hinreichend genug. Denn gerade Dichteänderungen aufgrund von Luftmassenumverteilungen in den Schichten innerhalb der Atmosphäre haben einen Einfluss, auch wenn der Luftdruck auf der Oberfläche konstant bleibt. Dieser Effekt ist stark ausgeprägt in der lokalen Zone, denn die Variationen der Massen finden quasi direkt über dem Gravimetersensor statt und haben somit eine messbare Wirkung.

Atmosphärische Green'sche Funktionen wurden von [Merriam, 1992] auf der Grundlage einer Modellatmosphäre berechnet (Abs. 5.3.1). Die Modellatmosphäre ist ein mittlerer Zustand über alle Jahreszeiten und spiegelt nicht das Verhalten des tatsächlich herrschenden Zustands in höheren Schichten wider (Abs. 5.1.3). Demzufolge kann die Massenumverteilung innerhalb der Atmosphäre mit Green'schen Funktionen und Oberflächendaten nicht exakt modelliert werden. Mit Hilfe einer vertikalen Verteilung der Luftmassen in verschiedenen Höhenschichten kann der gravitative Effekt oberhalb der lokalen Zone mittels Newton'schem Gravitationsgesetz direkt berechnet werden. Dafür werden atmosphärische 3D-Daten verwendet.

In den Untersuchungen zu Schwerevariationen, die durch vertikale Luftmassenverschiebung verursacht werden, zeigt [Simon, 2003] anhand von Radiosondenmessungen, dass die Doppelamplituden der Variationen von 15 bis zu 20 nm/s^2 betragen können. [Neumeyer *et al.*, 2004] berechneten den lokalen Attraktionseffekt mit atmosphärischen 3D-Daten aus der ECMWF-Datenbank. [Hagedoorn *et al.*, 2000] behandelten die Modellierung des atmosphärischen Beitrags von modifizierten Standardatmosphären, wobei die USSA1976 (Abs. 5.1.3) mittels tatsächlicher ECMWF-Oberflächentemperaturen variiert wurde. Verschiedene Berechnungsalgorithmen wurden getestet.

In einer kleinen Region um den Gravimeterstandpunkt kann die Erdoberfläche als Ebene approximiert werden, s. [Sun, 1995; Hagedoorn *et al.*, 2000; Torge, 2003; Neumeyer *et al.*, 2004]. [Simon, 2003] untersuchte zwei Berechnungsalgorithmen für das lokale Gebiet mit einem Durchmesser von etwa 220 km, wobei u. a. die Erdkrümmung vernachlässigt wurde. Der Attraktionseffekt bei Berücksichtigung der Erdkrümmung ist nur 0.76% kleiner als bei der Annahme einer horizontalen Ebene, die sich um den Gravimeterpunkt aufspannt, da sich Luftmassen auch unterhalb dieser Ebene befinden. Die lokale Zone ist nach Abs. 5.3.3 mit einer Gebietsgröße von etwa $100 \times 100 \text{ km}$ definiert. Der Schwereeffekt aus der lokalen Zone ergab aus den Berechnungen Werte bis max. 80 nm/s^2 , wodurch bei der Vernachlässigung der Erdkrümmung eine Unsicherheit von weitaus weniger als 1 nm/s^2 vorliegt. Daher kann für Absolutschweremessungen die Annahme einer Ebene ohne signifikanten Genauigkeitsverlust durch den Berechnungsalgorithmus getroffen werden.

Eine Methode zur Berechnung der Attraktionswirkung von umliegenden Massen, die in Prismen dargestellt werden können und in einem rechteckigen kartesischen Koordinatensystem gegeben sind, wurde von [Nagy, 1966; Nagy *et al.*, 2000] entwickelt, siehe auch [Jung, 1961; Sun, 1995]. Sie eignet sich zur Berechnung von Luftmassenänderungen, unabhängig von der relativen Lage der Station zu den Massenelementen, und wird hier angewendet.

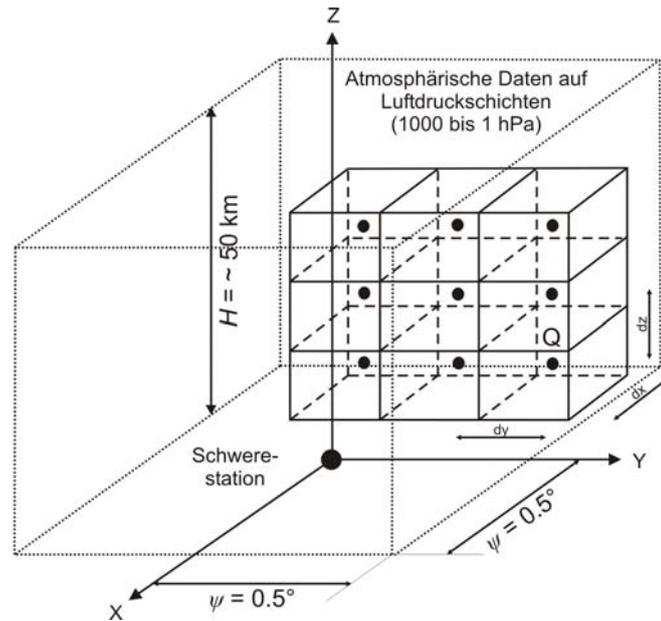


Abbildung 5.5: Darstellung der Atmosphäre in Volumenelementen $dx dy dz$ im kartesischen Koordinatensystem zur Berechnung des lokalen Attraktionseffektes mit 3D-Daten.

Die atmosphärische Attraktion Δg_Q eines kleinen Massenelements Q mit dem Volumen $dx dy dz$ (vgl. Abb. 5.5), kann in einem kartesischen Koordinatensystem mit dem Ursprung im Berechnungspunkt (Schwerestation) bestimmt werden zu

$$\Delta g_Q = -G \rho_{\text{diff}} \int_x \int_y \int_z \frac{z dx dy dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}}, \quad (5.16)$$

mit

$$\rho_{\text{diff}} = \rho - \rho_N \quad (5.17)$$

als Differenz zwischen der Dichte ρ , die nach Gl. (5.6) aus 3D-Daten berechnet wird, und der Dichte ρ_N , die für die U. S. Standardatmosphäre 1976 (Abs. 5.1.3) gilt. Die Dichte ρ wird als die mittlere Dichte des Massenvolumens betrachtet. Die Höhe in z -Richtung wird nach Gl. (5.10) aus dem Geopotential V abgeleitet, das auf jeder Luftdruckschicht gegeben ist.

Der gesamte Attraktionseffekt ergibt sich aus der Aufsummierung der einzelnen Δg_Q , die sich in dem Berechnungsgebiet befinden. Die Herleitung der numerischen Lösung von Gl. (5.16) wird in [Nagy, 1966; Nagy *et al.*, 2000; Sun, 1995] ausführlich behandelt. Weitere Lösungsalgorithmen sind in [Talwani und Ewing, 1960] und [Buitkamp, 1960] zu finden.

5.5 Verifizierung der Modellbildung mit beobachteten SLG-Daten

Die geophysikalische Station Membach befindet sich im östlichen Teil von Belgien. Seit 1995 ist dort ein supraleitendes Gravimeter der C-Serie (SLG, [Goodkind, 1999]) installiert und befindet sich am Ende eines 130 m langen Tunnels 48.5 m unterhalb der Erdoberfläche. Das Instrument registriert kontinuierlich hochgenaue relative Schwereänderungen. Eine starke saisonale Abhängigkeit der Schweredaten wurde beobachtet, die mit hydrologischen Modellen korreliert, vgl. [Francis *et al.*, 2004]. Folglich wurden hydrogeologische Untersuchungen bezüglich des Einflusses der lokalen und regionalen Wassermassenänderungen auf das Gravimeter durchgeführt. Datenreihen wurden deutlich verbessert, nachdem hydrologische lokale und regionale Schwereeffekte reduziert

Tabelle 5.1: Beiträge der atmosphärischen Schwereeffekte für die Station Membach aus der lokalen, regionalen und globalen Zone (A: Attraktionseffekt, E: elastischer Deformationseffekt). Die Effekte aus der lokalen Zone wurden aus atmosphärischen 2D- und 3D-Daten berechnet. Die Deformationseffekte wurden sowohl mit der Annahme der Hypothese des inversen Barometers (IB) als auch des nicht-inversen Barometers (NIB) bestimmt. Die Variation des Stationsluftdrucks p , der aus atmosphärischen Modelldaten berechnet wurde und im Vergleich zum Normalluftdruck p_N betrachtet wird, befindet sich in der rechten Spalte. Einheiten in nm/s^2 .

	3D	Effekte mit Green'schen Funktionen (2D), IB									Ges. A+E		Gesamt E		$p - p_N$ [hPa]
	lokal	lokal			regional			global			mit lokal		mit Ozean		
	A	A	E	A+E	A	E	A+E	A	E	A+E	3D	2D	IB	NIB	
Minimum	-119	-108	-5	-103	-6	-21	-15	-10	-4	-13	-96	-85	-28	-39	-31.9
Maximum	105	118	5	111	8	21	15	6	5	10	80	93	30	37	27.7
Mittel	-21	-15	1	-14	-1	3	2	-3	0	-3	-21	-14	4	3	3.5
RMS	40	36	2	34	2	7	5	4	2	4	34	30	9	11	9.2

wurden, s. [Van Camp *et al.*, 2006]. Für die folgenden Untersuchungen wurde eine vom hydrologischen Effekt reduzierte Datenreihe verwendet, mit deren Hilfe beurteilt werden kann, inwieweit das Modell der hier vorgestellten globalen Atmosphärenreduktion die SLG-Daten zusätzlich verbessert. Schwerebeobachtungen von August 2004 bis Oktober 2006 wurden vom Royal Observatory of Belgium (ROB) dankenswerterweise zur Verfügung gestellt.

5.5.1 Beiträge der Attraktions- und Deformationseffekte

Angelehnt an den Berechnungsalgorithmus in Abs. 5.3.1 wurden für die Station Membach ($\varphi = 50.6092^\circ$, $\lambda = 6.0067^\circ$, $H = 250$ m) atmosphärische Schwereeffekte mit Green'schen Funktionen für den Zeitraum 01.01.2003 bis 31.12.2006 berechnet. In Abb. 5.6 sind links die Beiträge aus der lokalen, regionalen und globalen Zone sowie die Luftdruckvariation am Messpunkt dargestellt. Zwischen den einzelnen Schwerebeiträgen und der Luftdruckvariation wurden die Korrelationskoeffizienten k berechnet.

Bei einer Zeitreihe mit Luftdruckdaten handelt es sich um eine Datenserie, die weder Stationarität noch Periodizität aufzeigt. Trotzdem können mit der diskreten Fourier-Transformation relative Betrachtungen zwischen verschiedenen Spektren vorgenommen werden, um qualitative Unterschiede oder auch Verbesserungen z. B. zwischen unterschiedlichen Modellierungen aufzuzeigen. In den Fourier-Spektren dieser Zeitreihen lassen sich dominante Linien identifizieren. Sie werden aber zu den höheren Frequenzen hin mit immer kleineren Amplituden angezeigt. Schließlich können sie sogar im Rauschen verschwinden, wenn die Länge des Zeitfensters vom Eingangssignal, im Vergleich zur Änderungsgeschwindigkeit des Zeitsignals, sehr lang ist.

Rechts neben den Effekten in Abb. 5.6 sind deshalb auch entsprechende Fourier-Amplitudenspektren abgebildet. Statistische Angaben zu den einzelnen Effekten sind in Tabelle 5.1 zusammengefasst, wobei in Attraktions- und Deformationsbeiträge unterteilt wurde. Der RMS-Wert ist ein Maß für die mittlere Variation des jeweiligen Beitrags. In den untersuchten vier Jahren wurde eine Variation des lokalen Luftdrucks von -32 bis $+28$ hPa mit einem RMS von 9 hPa festgestellt. Umverteilungen in der Atmosphäre führten zu entsprechenden Schwereeffekten mit einer mittleren Variation von 30 nm/s^2 und mit Extremwerten von -85 und $+93 \text{ nm/s}^2$.

• Lokale Zone

Der Beitrag aus der lokalen Zone übersteigt mit einem RMS-Wert von 34 nm/s^2 deutlich die Beiträge aus der regionalen und der globalen Zone. Zusammen haben diese beiden Zonen mit einem Anteil von etwa 10% nur einen geringen Einfluss auf den Gesamteffekt mit 30 nm/s^2 . Der lokale Attraktionsanteil überwiegt im RMS-Mittel mit 36 nm/s^2 deutlich gegenüber dem Deformationsanteil mit 2 nm/s^2 . Der

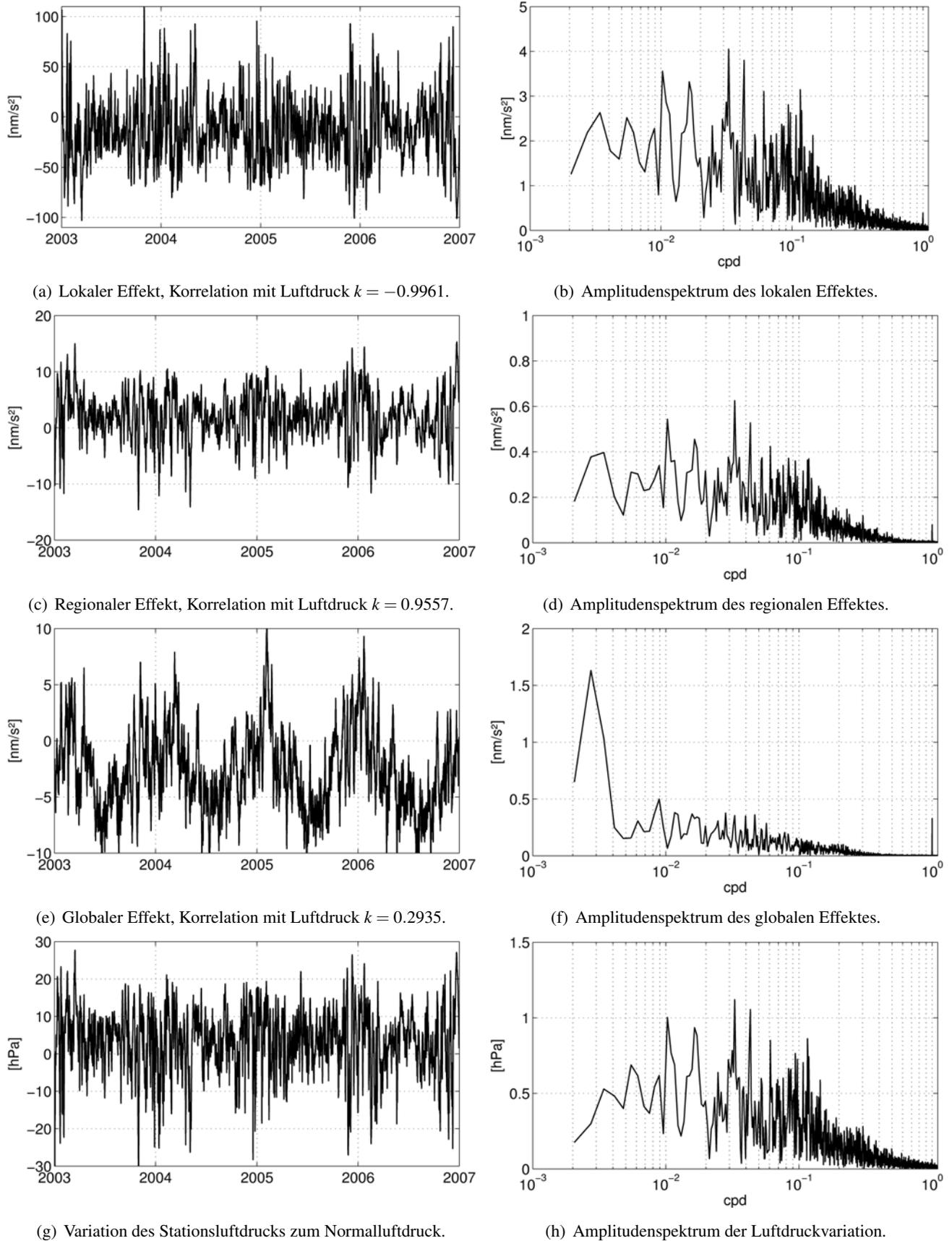


Abbildung 5.6: Atmosphärische Schwerkrafteffekte aus der lokalen, regionalen und globalen Zone, die für die SLG-Station Membach aus atmosphärischen 2D-Daten zwischen 01.01.2003 und 31.12.2006 berechnet wurden, sowie die Variation des Stationsluftdrucks zum Normalluftdruck (unten). Rechts sind die entsprechenden Fourier-Amplitudenspektren dargestellt (cpd: cycle per day, Zyklen pro Tag).

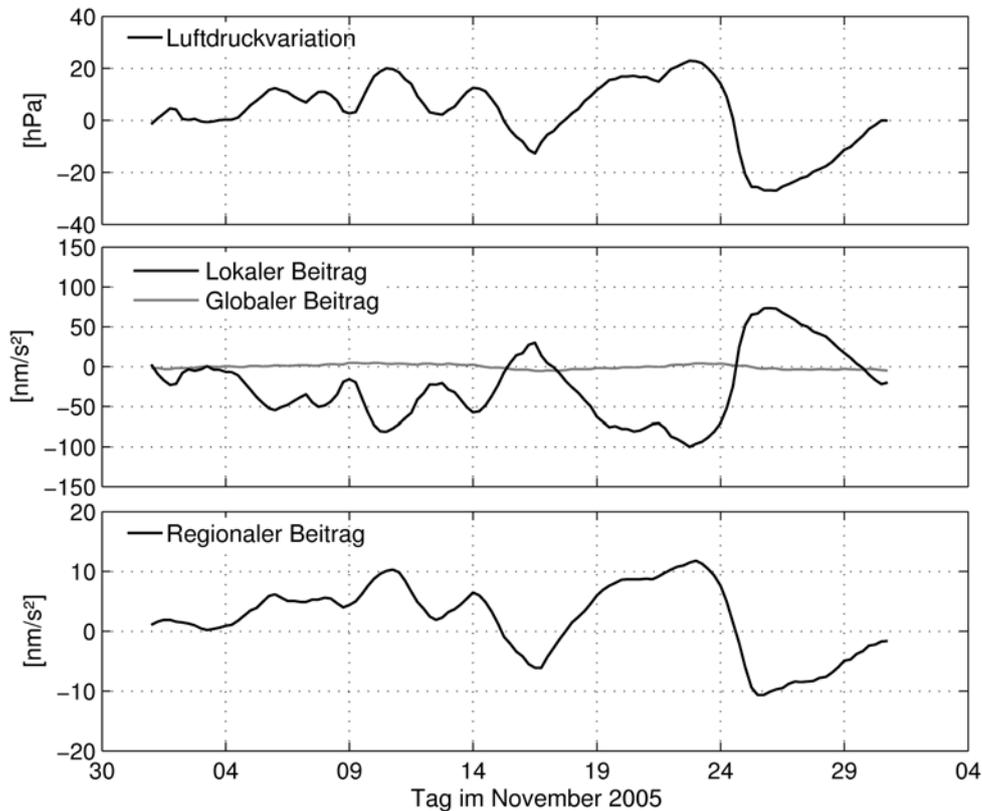


Abbildung 5.7: Atmosphärische Schwereeffekte aus der lokalen, regionalen und globalen Zone sowie die Variation des Stationsluftdrucks in Membach. Der Luftdruck im November 2005 korreliert mit dem Schwereeffekt aus der lokalen Zone negativ mit $k = -0.9994$, aus der regionalen Zone positiv mit $k = 0.9846$ sowie aus der globalen Zone mit $k = 0.6108$.

Schwereeffekt aus der lokalen Zone ist stark mit dem Stationsluftdruck negativ korreliert. Abb. 5.7 zeigt, dass größere Luftdruckschwankungen bis 50 hPa über einen Zeitraum von 4 bis 5 Tagen auftreten und Schwereänderungen von etwa 180 nm/s^2 verursachen.

Die Amplitudenspektren des Schwerebeitrags aus der lokalen Zone und der Luftdruckvariation zeigen ein sehr ähnliches Verhalten. Im Spektrum (Abb. 5.6(b)) befinden sich die größten Amplituden an den Periodenstellen 97, 60.8, 30.4 und 23 Tagen (0.010, 0.016, 0.033 und 0.043 cpd). Ab 0.2 cpd fällt das Amplitudenspektrum kontinuierlich ab. An der täglichen Frequenzstelle (1 cpd) findet sich dann ein deutlicher Peak, der die anderen um etwa das 4-fache überragt.

- **Regionale Zone**

In dieser Zone überwiegt der Deformationseffekt mit 7 nm/s^2 gegenüber dem Beitrag der Attraktion mit 2 nm/s^2 . Der gesamte Beitrag aus der regionalen Zone beträgt im RMS-Mittel 5 nm/s^2 mit Extremwerten von -15 und $+15 \text{ nm/s}^2$. Dieser Bereich ist, wie auch bei der lokalen Zone, mit dem lokal gemessenem Stationsluftdruck hoch korreliert, jedoch mit positivem Vorzeichen (vgl. Signale und Amplituden in Abb. 5.6 und auch Abb. 5.7).

Die Amplitudenspektren des lokalen und des regionalen Schwereeffektes sind ähnlich. Jedoch sind die Amplituden für den regionalen Bereich um etwa eine Größenordnung kleiner als für den lokalen Bereich. Die maximale Amplitude an der Frequenzstelle 0.033 cpd (30.4 Tage) ist um Faktor 7 kleiner als im Spektrum für die lokale Zone.

- **Globale Zone**

Die Berechnungen zur globalen Zone zeigen Schwereeffekte zwischen -13 und $+10 \text{ nm/s}^2$, die im RMS-

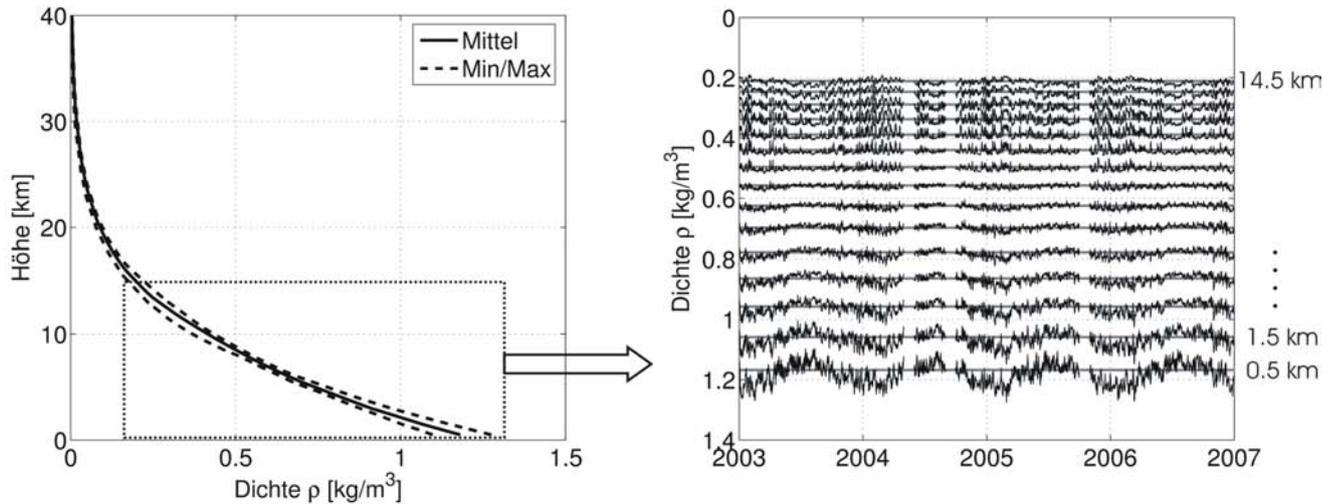


Abbildung 5.8: Verteilung der Dichte innerhalb der Atmosphäre über der Schwerstation Membach im Zeitraum 01.2003 bis 12.2006. Links: Mittlere sowie minimale und maximale Dichte abhängig von der Höhe. Rechts: Dichte für 1 km äquidistante Höhen, graue horizontale Linie: Normaldichte für die jeweilige Höhe.

Mittel mit 4 nm/s^2 variieren. Der globale Effekt ist nicht oder kaum mit dem lokalen Luftdruck korreliert (vgl. beide Fourier-Amplitudenspektren) und kann somit mit der vereinfachten Methode der Luftdruckreduktion nicht erfasst werden (vgl. Abs. 2.3.2). Der Effekt aus der globalen Zone weist ein starkes saisonales Verhalten auf und ist im Sommer niedriger als im Winter. Diese Schwereeffekte der Atmosphärenvariation sollten bei hochgenauen Schweremessungen nicht vernachlässigt werden, was allerdings bei der klassischen Luftdruckreduktion teilweise geschieht.

Im Spektrum des globalen Effektes dominiert der jährliche Zyklus ($\text{cpd} = 0.0027397$) mit einer Amplitude von über 1.6 nm/s^2 . Ein deutlicher Peak im täglichen Bereich ist auch hier zu erkennen. Der Atmosphärenereffekt aus der globalen Zone zeigt die täglichen und jährlichen Atmosphärenzeiten. Die halbtägigen Gezeiten sind aufgrund der zeitlichen Auflösung im diskreten Signal nicht sichtbar.

5.5.2 Saisonale Variation der lokalen Attraktion

Mit Hilfe von atmosphärischen 3D-Daten (Abs. 5.2) können die Massenverhältnisse innerhalb der Atmosphäre zu jedem Zeitpunkt für einen speziellen Ort berücksichtigt werden. Für die SLG-Station in Membach wurden atmosphärische Schwerereffekte aus der lokalen Zone mit Hilfe der 3D-Daten nach Abs. 5.4 bestimmt.

Die vertikale Dichteverteilung für die Station Membach ist beispielhaft in Abb. 5.8 dargestellt. Für den Zeitraum 2003 bis 2007 wurden für 4 Zeitpunkte pro Tag Dichtewerte für verschiedene Höhen aus den ECMWF-Wetterdaten abgeleitet (0 h, 6 h, 12 h, 18 h UTC). Die maximale Höhe ist von dem Luftdruckniveau 0 hPa abhängig und kann um mehrere Kilometer variieren. Links in Abb. 5.8 sind die mittlere, minimale und maximale Dichtekurven gezeigt. Man erkennt, dass die Dichte in zwei Höhenschichten am stärksten variiert: zwischen der Erdoberfläche bis etwa 4 km und zwischen ca. 9 bis 14 km. Die zeitliche Variation der Dichte innerhalb der Atmosphäre wird gut im rechten Teil der Abb. 5.8 ersichtlich. Hier wird besonders die saisonal bedingte Dichteänderung deutlich. Die saisonale Variation hängt stark von der Variation der Temperatur innerhalb der Atmosphäre ab. Im Sommer erwärmen sich die Luftmassen und steigen nach oben. Das Gegenteil geschieht im Winter (vgl. Abs. 5.1.1).

Die saisonale Umverteilung der Luftmassen innerhalb der Atmosphäre hat zur Folge, dass das Gravitationszentrum der Luftmassen in einer vertikalen Säule im Frühling nach oben wandert und im Herbst nach unten, wodurch

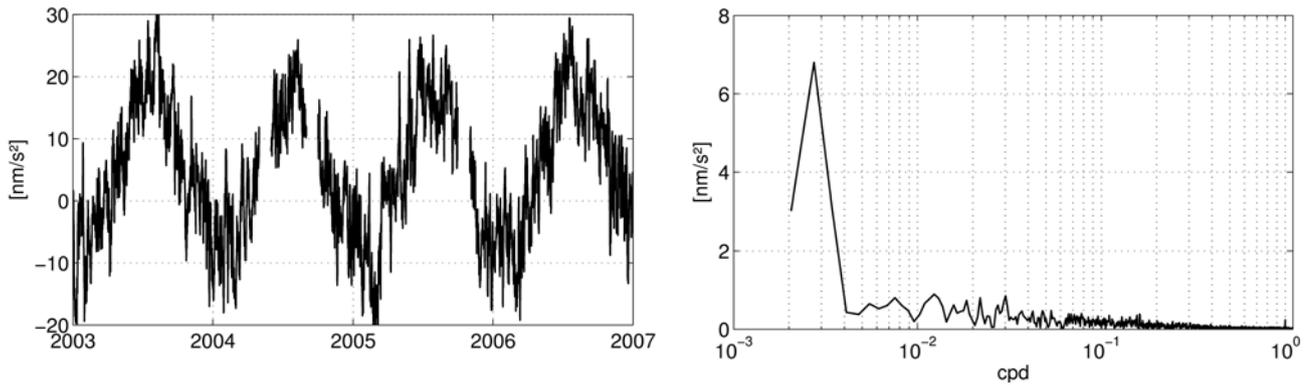


Abbildung 5.9: Differenz zwischen den Attraktionseffekten aus der lokalen Zone, die aus 3D-Daten und aus 2D-Daten für die Station Membach berechnet wurden (3D–2D). Rechts ist das entsprechende Fourier-Amplitudenspektrum dargestellt.

sich die gravitative Wirkung der Luftmassen zum Sommer hin verringert und zum Winter hin wieder verstärkt. Dementsprechend ist der dadurch am Gravimeterstandort vorhandene Effekt maximal im Sommer (großer gemessener Schwerewert) und minimal im Winter (vgl. Abb. 5.9). Die Massenumverteilung wird nicht vom gemessenen Stationsluftdruck erfasst. Abb. 5.9 zeigt die Differenz zwischen den Attraktionseffekten aus der lokalen Zone, die mit 3D-Daten und mit 2D-Daten berechnet wurden. Im Vergleich zur vereinfachten Methode liefert die 3D-Modellierung der atmosphärischen Attraktion für die Zeiträume im Sommer größere Schwereeffekte.

Wird die Atmosphärenreduktion, wie allgemein üblich, mit Hilfe der „ -3 nm/s^2 pro hPa“-Regel angebracht, wird der gemessene Stationsschwerewert im Sommer zu groß bestimmt. Im Winter verhält es sich umgekehrt. Für Membach können die Differenzen zwischen -23 und $+32 \text{ nm/s}^2$ betragen und im RMS-Mittel um 12 nm/s^2 variieren. Das Fourier-Amplitudenspektrum in Abb. 5.9 zeigt deutlich eine saisonale Abhängigkeit bei 365 Tagen (0.0027383 cpd) mit einer Amplitude von 6.8 nm/s^2 . Aber auch ein Peak im täglichen Bereich ($\text{cpd} = 1$) ist wieder zu erkennen. Dass die Attraktionseffekte im Mittel bei 5 nm/s^2 liegen (Abb. 5.9 links), kann mit der tatsächlichen Atmosphärenverteilung in Membach erklärt werden, die sich von der Normalatmosphäre (vgl. Abs. 5.1.3) systematisch unterscheiden könnte.

5.5.3 Änderung des Deformationseffektes bei IB- und NIB-Hypothese

Den Großteil der globalen Zone bilden Ozeanflächen. Als die beste Annahme gilt, dass die Ozeane auf Luftdruckschwankungen wie ein inverses Barometer (IB) reagieren (vgl. Abs. 5.3.4). Teilweise gibt es jedoch Einschränkungen, weil dieses Phänomen sehr komplex ist. Um zu untersuchen, in welchem Größenbereich sich Schwereeffekte bei unterschiedlichen Betrachtungen liegen, wurde der Deformationseffekt mit der IB- und NIB-Annahme für die Reaktion der Ozeane berechnet.

Die Differenzen zwischen den Deformationseffekten aus allen Zonen (lokal, regional und global) sind in Tabelle 5.2 für ausgewählte Stationen dargestellt, die unterschiedliche Entfernungen zum Ozean haben. Die Abweichungen bewegen sich zwischen -11 und $+19 \text{ nm/s}^2$ mit einem RMS von 3 bis 5 nm/s^2 . Onsala und Membach befinden sich in der Nähe des Atlantiks, dementsprechend ist der Unterschied zwischen den Berechnungen mit IB- und NIB-Hypothesen groß. Für die Stationen Metsähovi oder Bad Homburg, die kontinentaler liegen, sind die Differenzen kleiner, da die Entfernungen zum Atlantik größer sind. Zu beachten ist, dass angenommen wird, dass die Ostsee auf Luftdruckschwankungen wie ein nicht-inverses Barometer reagiert (vgl. Abs. 5.3.4).

Der Unterschied zwischen diesen beiden Extremannahmen (IB und NIB) im Ozeanbereich kann im Mittel 30% des gesamten Deformationseffektes betragen (vgl. Tabelle 5.2). Dieses Ergebnis wird von [Sun, 1995] für Mitteleuropa und von [van Dam und Wahr, 1987] für Onsala bestätigt. Wird angenommen, dass die IB-Hypothese

Tabelle 5.2: Statistische Angaben zu den Differenzen zwischen den Deformationseffekten bei IB- und NIB-Hypothese für die Ozeane, die für verschiedene Stationen von 01.01.2003 bis 31.12.2006 berechnet wurden ($\Delta g_{IB} - \Delta g_{NIB}$).

[nm/s ²]	Membach	Hannover	Bad Homburg	Onsala	Metsähovi	Skellefteå
Minimum	-7	-6	-5	-11	-3	-5
Maximum	14	13	12	19	10	16
Mittel	1	2	2	3	3	3
RMS	3	3	3	5	3	5
RMS relativ zum Gesamtdeform.- Effekt bei IB-Hypothese	29%	28%	25%	39%	26%	34%

im Allgemeinen zu 70% zutrifft, was das mit der Satellitenaltimetrie beobachtete Verhalten der Ozeanflächen erklärt, bleibt für den gesamten Deformationseffekt noch eine Unsicherheit von etwa 10% aus der Atmosphärenmodellierung bestehen. Demnach sind für die Stationen in Tabelle 5.2 noch Modellierungsunsicherheiten von 1 bis 2 nm/s² vorhanden.

Für Membach sind in Abb. 5.10 die Differenzen und das entsprechende Fourier-Amplitudenspektrum der Deformationseffekte dargestellt, die aus der globalen Zone bei IB- und NIB-Hypothese für die Ozeane berechnet wurden. Die mittlere Variation beträgt 2.4 nm/s² mit Extremwerten von -3 und +9 nm/s². Die jährliche Variation bei den IB-NIB-Differenzen erzeugt im Spektrum eine deutliche Amplitude an der entsprechenden Frequenzstelle von 365 Tagen. Im täglichen Wellenbereich tritt ein dominierender Peak auf. Werden für Membach die Ergebnisse aus Tabelle 5.2 (RMS-Differenz zwischen IB und NIB: 3 nm/s²), in der alle Zonen berücksichtigt sind, und die Ergebnissen aus der Abb. 5.10 (RMS-Differenz zwischen IB und NIB: 2.4 nm/s²), in der nur die globale Zone untersucht wurde, verglichen, so kann gefolgert werden, dass der Großteil des gesamten Unterschiedes zwischen der IB- und der NIB-Annahme aus der globalen Zone entsteht.

5.5.4 Anwendung der globalen Atmosphärenreduktion auf die SLG-Datenreihe von Membach

Die SLG-Datenreihe der Station Membach bietet sich an, abzuschätzen, ob und in welchem Maße es gelingt, gemessene Schweredaten mit einer globalen Atmosphärenmodellierung von den Effekten der Massenverlagerungen in der Atmosphäre zu befreien. Dafür wird die SLG-Datenreihe mit Messungen von August 2004 bis Oktober 2006 mit einer Lücke im Jahr 2005 verwendet. Diese Datenreihe wurde bereits mit Reduktionen der Gezeiten-,

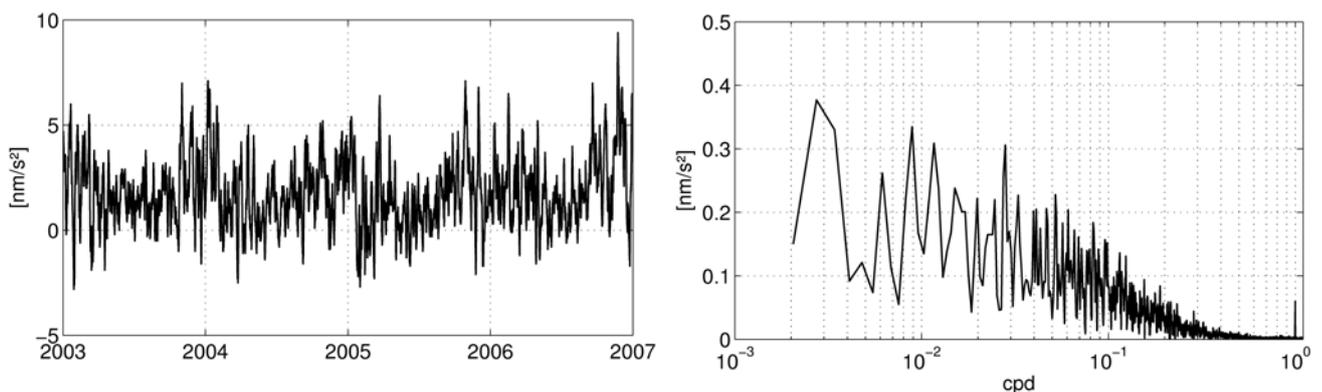


Abbildung 5.10: Differenz zwischen den Deformationseffekten aus der globalen Zone bei IB- und NIB-Hypothese für die Station Membach ($\Delta g_{IB} - \Delta g_{NIB}$). Rechts ist das entsprechende Fourier-Amplitudenspektrum dargestellt.

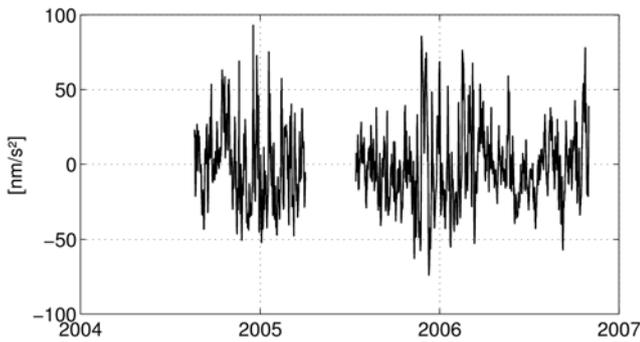


Abbildung 5.11: Residuale SLG-Daten, die um Schwereänderungen aufgrund von Gezeiten, Polbewegung und hydrologischen Variationen, jedoch nicht wegen Luftdruckschwankungen reduziert wurden.

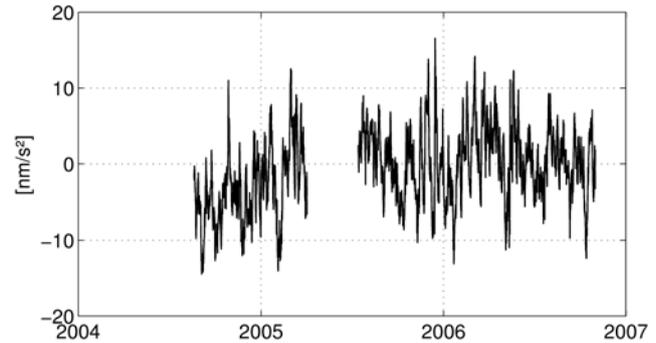


Abbildung 5.12: Differenz zwischen den SLG-Datenreihen, die der klassischen Luftdruckreduktion und der globalen Atmosphärenreduktion unterzogen wurden.

Polbewegungs- und der Hydrologieeffekte (s. [Van Camp *et al.*, 2006]) versehen. Die klassische Atmosphärenreduktion mittels linearem Regressionskoeffizienten und lokal gemessenem Stationsluftdruck wurde ebenfalls angebracht, so dass das residuale SLG-Signal nur noch Resteffekte aufweisen kann. Im Vergleich zur klassischen Atmosphärenreduktion wurde auch die Reduktion mit Hilfe der globalen ECMWF-Wetterdaten gerechnet (globale Atmosphärenmodellierung wie in Abs. 5.3 und 5.4 beschrieben).

Im Folgenden wird das Anbringen der komplexen Atmosphärenreduktion gegenüber der klassischen Luftdruckreduktion untersucht. Es kann erwartet werden, dass das residuale SLG-Signal aufgrund der verbesserten Reduktion insgesamt kleinere Veränderungen, also auch kleinere Werte, aufweist. Die SLG-Datenreihe, die noch nicht um den Einfluss der Luftdruck- bzw. Atmosphärenvariation reduziert wurde, ist in Abb. 5.11 dargestellt. Die Werte variieren im RMS-Mittel mit 25 nm/s^2 zwischen den Extremwerten von -73.8 und $+93.2 \text{ nm/s}^2$. Der Unterschied durch die verbesserte Atmosphärenreduktion kann wie folgt zusammengefasst werden:

- **Klassische Luftdruckreduktion**

Werden die SLG-Messungen aus Abb. 5.11 nach der klassischen Methode um den Luftdruckeffekt reduziert, wobei ein linearer Regressionskoeffizient ($\alpha = -3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa) und lokal gemessene Stationsluftdruckänderungen eingehen, erhält man eine mittlere Streuung der Residuen von 6.8 nm/s^2 .

- **Globale Atmosphärenreduktion**

Wird an die SLG-Residuen aus Abb. 5.11 anstelle der klassischen Luftdruckreduktion eine Atmosphärenreduktion mit Hilfe der global verteilten ECMWF-Wetterdaten angebracht (vgl. Abs. 5.5.1 und 5.5.2), verkleinert sich die RMS-Variation der resultierenden Datenreihe auf 5.6 nm/s^2 .

- **Vergleich zwischen beiden Reduktionsmodellen**

Durch das Anbringen der Atmosphärenreduktion wurde die Streuung der Residuen der SLG-Datenreihe von 6.8 nm/s^2 auf 5.6 nm/s^2 verbessert. Werden die SLG-Residuen als zufällige Abweichungen betrachtet, kann entsprechend dem Fehlerfortpflanzungsgesetz für unkorrelierte Beobachtungen angenommen werden, dass ein Störsignal mit einer Streuung von 3.8 nm/s^2 ($= \sqrt{6.8^2 - 5.6^2}$) von der SLG-Messreihe entfernt wurde. Wird dieses Störsignal ins Verhältnis zum Signal der nicht reduzierten SLG-Residuen nach Abb. 5.11 gesetzt (RMS für den betrachteten Zeitraum 25 nm/s^2), verbessert die Atmosphärenreduktion das Ausgangssignal um 14% im Vergleich zur klassischen Regressionsmethode mit gemessenem Stationsluftdruck.

Die Differenz zwischen beiden Reduktionsmodellen ist in Abb. 5.12 dargestellt (ECMWF-Daten basierender Atmosphärenreduktion minus Effekt nach der klassischen Regressionsmethode mit $\alpha = -3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa). Die Werte variieren mit einem RMS-Wert von 5 nm/s^2 zwischen den Extrema -14 und $+17 \text{ nm/s}^2$.

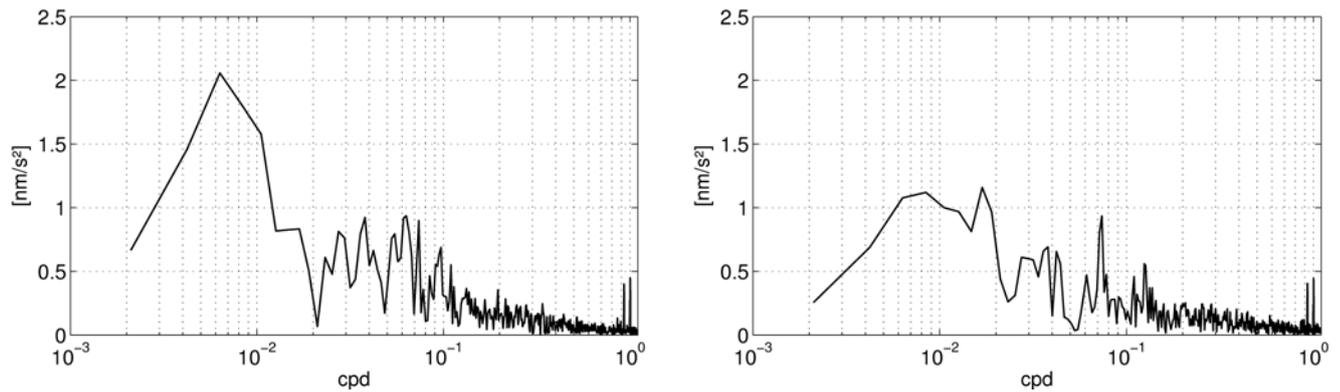


Abbildung 5.13: Fourier-Amplitudenspektren der SLG-Datenreihe, die von Schwerevariationen aufgrund von Atmosphärenschwankungen mit der klassischen Luftdruckreduktion (links) und mit der globalen Atmosphärenreduktion (rechts) befreit wurde.

Die spektralen Darstellungen der SLG-Datenreihe, die unterschiedlich vom Effekt der Atmosphärenvariation befreit wurde, sind in Abb. 5.13 dargestellt. Links in der Abbildung ist das Fourier-Amplitudenspektrum der reduzierten SLG-Messungen nach der klassischen linearen Regressionsmethode und rechts mittels der komplexeren globalen ECMWF-Atmosphärenmodellierung dargestellt. Der Vergleich zwischen beiden Amplitudenspektren zeigt eine deutliche Verbesserung im langwelligen Bereich, z. B. von 2.1 auf 1.1 nm/s^2 bei 0.006 cpd (158 Tage), 1.6 auf 1.0 nm/s^2 bei 0.010 cpd (95 Tage). Amplituden im mittleren Frequenzbereich zwischen 0.02 und 0.20 cpd werden ebenfalls verkleinert. Insgesamt werden für das Residuensignal kleinere Amplitudenwerte nach Anbringen der globalen Atmosphärenreduktion erhalten.

Die vorgestellte Methode der Atmosphärenreduktion mit Hilfe von global verteilten atmosphärischen Daten wurde erfolgreich auf die SLG-Datenreihe von Membach angewendet. Diese Atmosphärenreduktion wird deshalb auch an die Absolutschweremessungen im Fennoskandischen Landhebungsgebiet (s. Kapitel 8) angebracht.

5.6 Unsicherheitsabschätzungen der globalen Atmosphärenreduktion

Die Attraktions- und die Deformationswirkung aufgrund der Atmosphärenschwankungen lässt sich mittels global verteilter Wetterdaten berechnen. Ein Modell zur Atmosphärenreduktion von Schweremessungen wurde vorgestellt, das jedoch noch Fehlerquellen enthält. Auf die wesentlichen Unsicherheiten in der Modellbildung zur Atmosphärenreduktion wird im Folgenden eingegangen. Bei den Betrachtungen und Abschätzungen wird auch auf [Petrov und Boy, 2004] verwiesen.

• Berechnung der atmosphärischen Green'schen Funktionen

Der Berechnung der atmosphärischen Green'schen Funktionen für die Attraktion und Deformation liegt ein Modell für die Standardatmosphäre und für die PREM-Modellerde zugrunde (vgl. Abs. 5.3.1). Die Abweichungen, die bei Verwendung unterschiedlicher Modellatmosphären entstehen, sind für die Untersuchungen in dieser Arbeit zu vernachlässigen, vgl. [Sun, 1995; Kroner, 1997]. Der Informationsgehalt der tatsächlich herrschenden Atmosphäre und nicht einer Modellatmosphäre wird in dieser Arbeit dadurch korrekt erfasst, dass vertikal verteilte 3D-ECMWF-Daten verwendet werden, um den größten Schwerebeitrag zu berechnen, der aus der lokalen Zone geliefert wird. Die Vernachlässigung der Elliptizität und des Unterschiedes der Elastizität zwischen der realen Erde und der PREM-Modellerde kann max. 2% des Deformationseffektes betragen und ist somit vernachlässigbar klein.

• Räumliche Auflösung der Land-See-Maske

Die Land-See-Maske gibt den Küstenverlauf wieder und unterscheidet zwischen Land- und Ozeanflächen.

Die benutzten atmosphärischen ECMWF-Daten für die Schwerereduktionsberechnungen stehen mit einer Auflösung von $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ bzw. $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ zur Verfügung (s. Abs. 5.2). Die Originalauflösung wird später durch Interpolation auf $0.005^\circ \times 0.005^\circ$ (lokale Zone) und $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ (regionale Zone) erhöht. Um in diesen Gittern die einzelnen Zellen entsprechend dem Küstenverlauf zuordnen zu können, wurde in dieser Arbeit eine Land-See-Maske mit einer räumlichen Auflösung von $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ genutzt (s. Abs. 5.3.4).

[Petrov und Boy, 2004] berechneten Deformationseffekte mit unterschiedlichen Maskenauflösungen und für verschiedene VLBI-Stationen mit unterschiedlichen Distanzen zur Ozeanküste, u. a. auch für Onsala. Die Unterschiede zwischen den Ergebnissen mit der Auflösung 0.25° und der Auflösung 0.5° betragen ca. 5%. In den Berechnungen in dieser Arbeit kann davon ausgegangen werden, dass der von der Auflösung der Land-See-Maske abhängige Fehler für nicht küstennahe Stationen (> 30 km) geringer ist. Ausgehend von einer mittleren Variation des Deformationseffektes von max. 15 nm/s^2 kann eine Unsicherheit von 0.7 nm/s^2 erwartet werden, die im Allgemeinfall vernachlässigt werden kann. Jedoch können für Stationen in Küstennähe auch größere Modellierungsunsicherheiten entstehen.

• Unmodellierter Beitrag der Ozeane

Um abzuschätzen, inwieweit sich eine falsche Annahme der Reaktion der Ozeane auf variierende Luftmassenauflasten auswirkt, wurden im Abs. 5.5.3 für ausgewählte Stationen in Mittel- und Nordeuropa die Deformationseffekte unter zwei Extremannahmen (IB und NIB) berechnet. Die mittlere Abweichung zwischen der IB- und der NIB-Hypothese beträgt etwa 3 nm/s^2 . Wenn die tatsächliche Reaktion der Ozeane zwischen diesen Extremen liegt, muss der Fehler kleiner als 3 nm/s^2 sein.

• Meteorologische Daten

Meteorologische Daten des ECMWF, die in die Berechnungen in dieser Arbeit eingehen, sind so genannte Analysedaten, die noch nicht endgültig sind und zu Re-Analysedaten modelliert werden. [Petrov und Boy, 2004] berechneten mit den beiden analogen Datenvarianten des NCEP⁴ die Auflasteffekte für weltweit verteilte VLBI-Stationen. Dabei ergaben sich Unterschiede für Onsala (Südschweden) und Wetzell (Süddeutschland) von 3 – 4%. Da allgemein davon ausgegangen wird, dass die ECMWF-Wetter- und Klimadaten die Atmosphäre in Europa besser darstellen, ist davon auszugehen, dass der Fehler bei unterschiedlichen numerischen Varianten unter den Abweichungen liegt, die zwischen den beiden NCEP-Analysedatensätzen auftreten.

Die ECMWF-Wetterdaten wurden des Weiteren auch mit Messungen des Stationsluftdrucks verglichen, um den Einfluss möglicher Fehler in den meteorologischen Daten zu überprüfen (z. B. aufgrund von schnellen Wetteränderungen). Dazu wurden Luftdruckmessungen auf der Schwerestation direkt mit dem modellierten Stationsluftdruck verglichen, der mit Hilfe der ECMWF-Daten modelliert wurde. Unabhängige Beobachtungen stehen zum einen während der Absolutschweremessungen zur Verfügung (2003–2007, an ca. 15 Stationen pro Jahr). Zum anderen sind Registrierungen des supraleitenden Gravimeters in Membach für den Zeitraum August 2004 bis Oktober 2006 vorhanden (s. Abs. 5.5.4).

Die Ergebnisse aus den Vergleichen sind in Tabelle 5.3 für Membach und für Absolutschwerestationen in Fennoskandien zusammengefasst. Auffallend ist, dass die Barometerwerte in Membach im Mittel 12 hPa unterhalb im Vergleich zum Luftdruck aus 2D- und 3D-Modelldaten liegen. Für Forschungsarbeiten mit supraleitenden Gravimetern sind nur die relativen Luftdruckänderungen und nicht das absolute Luftdruckniveau interessant. Es liegt die Vermutung nahe, dass aus diesem Grunde die Niveaueinstellung beim Barometer in der Membach-Station nicht notwendig ist. Die Differenzen in Membach variieren zum Mittelwert mit einem RMS-Wert von 0.5 hPa.

Auch für die Fennoskandischen Stationen wurde der Stationsluftdruck während der Absolutschweremessungen sowohl barometrisch gemessen, als auch aus den 2D- und aus den 3D-ECMWF-Daten berechnet.

⁴National Centers for Environmental Prediction (NCEP), USA

Tabelle 5.3: Vergleich von lokal gemessenem (Barometer) mit modelliertem Stationsluftdruck (aus 2D- und aus 3D-Wetteraten) für die SLG-Station Membach und für die FG5-Absolutgravimetriestationen (etwa 70 Stationsbestimmungen) in Fennoskandien.

Differenzen [hPa]	Membach, SLG-Station			Fennoskandien 2003 – 2007, FG5-Stationen		
	3D–2D	2D–Baro	3D–Baro	3D–2D	2D–Baro	3D–Baro
Minimum	–1.2	3.8	3.2	–0.2	–1.9	–1.8
Maximum	1.0	–2.5	–2.5	0.9	1.1	1.1
Mittel	–0.1	11.9	12.0	0.1	–0.3	–0.4
RMS	0.2	0.5	0.5	0.2	0.7	0.7

Es resultieren verhältnismäßig kleine Differenzen mit den Extremwerten -1.9 und $+1.1$ hPa und einem RMS-Wert von 0.7 hPa. Diese Ergebnisse werden auch von [Velicogna *et al.*, 2001] bestätigt, die ebenfalls Beobachtungen mit Modellen verglichen haben. Ausgehend von einem Gesamtsignalgehalt des Luftdrucks mit einer mittleren Streuung von 9.2 hPa (s. Tabelle 5.1) können die meteorologischen Daten um ca. 5% bis 10% verfälscht sein. Der sowohl für Membach, als auch für etwa 70 Stationen in Fennoskandien modellierte Stationsluftdruck aus 2D- und aus 3D-Datensätzen zeigt kaum Unterschiede. Extremwerte von -1.2 und $+1$ hPa sowie eine mittlere Variation von 0.2 hPa zeigen, dass Luftdruckberechnungen aus den beiden Datensätzen (s. Abs. 5.2) sehr gute Übereinstimmungen liefern.

• Saisonale Variation

Der Gesamteffekt (Attraktion und Deformation) der Atmosphärenschwankungen aus der globalen Zone variiert für die Station Mambach (Zeitraum: 2003 bis 2006, Tabelle 5.1) in einem Bereich zwischen -13 und $+10$ nm/s² mit einer saisonalen Periode (s. Abb. 5.6), die entgegengesetzt zur lokalen Variation aus 3D-Daten verläuft und unabhängig vom lokal gemessenem Stationsluftdruck ist. D. h., dass sich diese beiden Effekte teilweise aufheben können, jedoch unterschiedliche Amplituden besitzen (vgl. Abs. 5.5.1 und Abs. 5.5.2). Um hochgenaue Schweremessungen von Atmosphärenschwankungen präzise reduzieren zu können, sollten Schwereeffekte aus der lokalen Zone mit 3D-Daten und aus der regionalen Zone und aus der globalen Zone mit 2D-Daten berechnet werden. Denn nur dadurch wird der tatsächliche Schwereeffekt der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt für einen speziellen Ort möglichst korrekt beschrieben.

6 Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung

6.1 Motivation

Die deutsch-amerikanische Schwerefeldsatellitenmission GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) dient u. a. dazu, großräumige zeitliche Änderungen des Schwerefeldes der Erde zu untersuchen, s. [Tapley *et al.*, 2004]. Sie ist ein Gemeinschaftsprojekt der NASA (National Aeronautics and Space Administration) in den USA und des DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) in Deutschland. Seit März 2002 bewegen sich zwei baugleiche Satelliten in einer polaren Bahn in einer Höhe von derzeit etwa 400 km um die Erde. Die beiden hintereinander fliegenden Zwillingssatelliten, die sich in einem Abstand von etwa 220 km verfolgen, reagieren empfindlich auf Schwerefeldänderungen, die durch die räumliche und zeitliche Verteilung unterschiedlicher Massen des Systems Erde verursacht werden. Aus den Distanzmessungen (Mikrowellensignale, Genauigkeit: 10 μm) zwischen den beiden Satelliten wird das Schwerefeld abgeleitet. Als Ergebnis stehen monatliche Schwerefeldmodelle zur Verfügung, woraus zeitliche Änderungen des Schwerefeldes abgeleitet und interpretiert werden können (bedingt durch saisonale, jährliche, mehrjährige Massenumverteilungen). Mit Hilfe von GRACE werden wissenschaftliche Untersuchungen zu den Änderungen in den Ozeanen (z. B. Meeresspiegeländerungen aufgrund von Strömungsänderungen in den Ozeanen), zu Änderungen der polaren Eisschilde, zu Veränderungen in geodynamisch und tektonisch aktiven Gebieten (z. B. nacheiszeitliche Landhebung), zu Variationen in der Atmosphäre, aber auch zu Veränderungen im kontinentalen Wasserhaushalt vorgenommen.

Um die Zuverlässigkeit der GRACE-Ergebnisse zum zeitvariablen Schwerefeld zu überprüfen, kann u. a. eine Validierung mit Hilfe eines unabhängig erfassbaren geodynamischen Phänomens vorgenommen werden, s. [Geotechnologienprogramm, 2003; Müller *et al.*, 2003, 2007]. Eine Möglichkeit zur Validierung bzw. Verifizierung besteht darin, die GRACE-Ergebnisse mit Schwerefeldänderungen zu vergleichen, die mit terrestrischen Methoden bestimmt werden („ground truth“). Die Änderung des Schwerefeldes sollte jedoch während der Missionsdauer in ihrer räumlichen Ausdehnung im Auflösungsbereich von GRACE auftreten und sich im messbaren Signal des Satelliten befinden. Dafür eignen sich besonders gut die postglazialen Landhebungsgebiete in Fennoskandien und in Kanada (Laurentia), aber auch Gebiete mit Eismassenänderungen in Grönland und Antarktis, vgl. [Lambert *et al.*, 1996; Velicogna und Wahr, 2001; Wahr und Velicogna, 2003]. In Europa stellt die nacheiszeitliche Landhebung in Fennoskandien eine einzigartige Möglichkeit dar, GRACE mit Hilfe einer zeitgleichen terrestrischen Vermessung in diesem Gebiet zu unterstützen. Das kann mittels der terrestrischen Absolutgravimetrie und GPS-Registrierungen erreicht werden. Die absolutgravimetrische Vermessung der nacheiszeitlichen Landhebung Fennoskandiens wird im Folgenden behandelt.

In den Jahren 2003 bis 2008 wurden vom Institut für Erdmessung (IfE) jährlich Absolutschweremessungen in Fennoskandien durchgeführt. Als Ergebnis werden in dieser Arbeit Schwereänderungsraten berechnet, die zur Validierung der GRACE-Messungen genutzt werden. Die aus GRACE erhaltenen Schwerefeldmodelle können als zusätzliche Informationsquelle zur flächenhaften Modellierung des Landhebungsprozesses weiter verarbeitet werden (Synergie-Effekt, vgl. Abb. 6.1). Das Ziel der GRACE-Mission ist, die Ergebnisse optimal für viele geodätische und geowissenschaftliche Forschungszwecke bereitzustellen. Durch die Absolutgravimetrie ist zum einen die Validierung von GRACE möglich, zum anderen trägt sie zur Trennung der verschiedenen zeitvariablen Anteile in den GRACE-Daten bei, die zusätzlich zur Landhebung aufgrund atmosphärischer und hydrologischer Massenbewegungen auftreten, vgl. [Wiehl *et al.*, 2005].

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse der Zeitreihen der Absolutschweremessungen verwendet, um daraus lineare Schwereänderungen für die Stationen abzuleiten. Diese Ergebnisse werden mit linearen Höhenänderungen

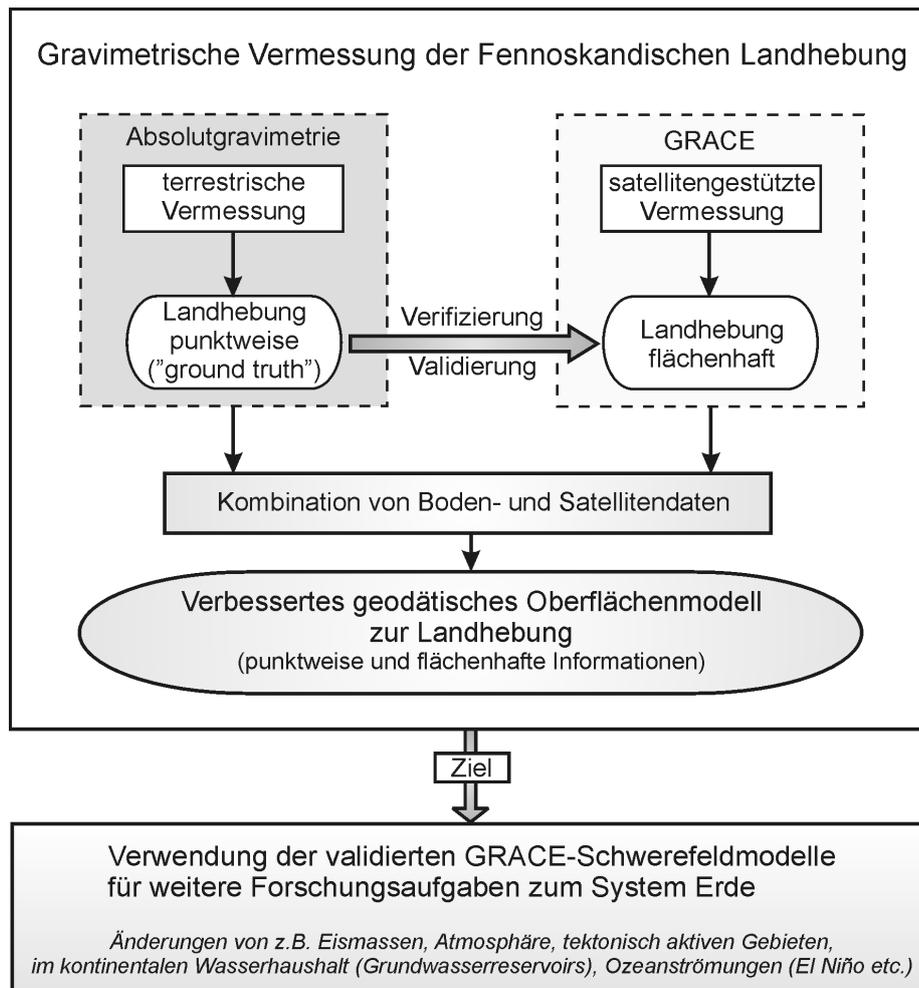


Abbildung 6.1: Synergie-Effekt aus boden- und satellitengestützten Daten. Die Fennoskandische Landhebung, die mit terrestrischen Methoden punktweise vermessen wird, dient zur Validierung bzw. Verifizierung der GRACE-Ergebnisse (Vergleich der Satelliten-Daten mit „ground truth“). Durch die Kombination der validierten GRACE-Daten mit den punktweise vorliegenden Bodendaten entsteht ein verbessertes Oberflächenmodell der Landhebung, das als Randbedingung für geophysikalische 3D-Modellierung zur Verfügung steht.

kombiniert, die aus kontinuierlichen GPS-Registrierungen abgeleitet wurden, und zu Schwereänderungen in einem raumfesten Fixpunkt transformiert. Schließlich kann der Vergleich zwischen diesen Änderungsraten und den Trends aus den GRACE-Monatslösungen vorgenommen werden.

6.2 Nacheiszeitliche Landhebung Fennoskandiens als geophysikalisches Phänomen

6.2.0.1 Isostatisches Gleichgewicht

Die nacheiszeitliche Landhebung ist ein Resultat der Eiszeit. Die letzte Eiszeit begann vor etwa 70 000 Jahren und erreichte ihr Maximum vor etwa 20 000 Jahren. Nordeuropa, Nordamerika, Grönland und die Antarktis waren mit einer mehrere Kilometer dicken Eisschicht bedeckt, vgl. dazu Abb. 6.2. Die Dicke der Eisschicht in Fennoskandien betrug 1.5 bis 2 km, vgl. [Lambeck *et al.*, 1998a; Kaufmann *et al.*, 2000]. Die Lithosphäre der Erde (Erdkruste und lithospärischer Mantel) und die darunter liegende Magmaschicht wurden durch die Eislast nach unten gedrückt und das Gebiet befand sich im isostatischen Gleichgewicht. Als die Warmperiode eintrat, verschwanden die Eisschilde relativ schnell, bis vor ca. 10 000 Jahren das Abschmelzen des Eises großteils abgeschlossen war. Dadurch wurde das isostatische Gleichgewicht gestört. Das Land begann sich zu heben, indem Mantelmateriale unter die Lithosphärenschicht aus den umliegenden Gebieten in Richtung des Landhebungszentrums floss, s.

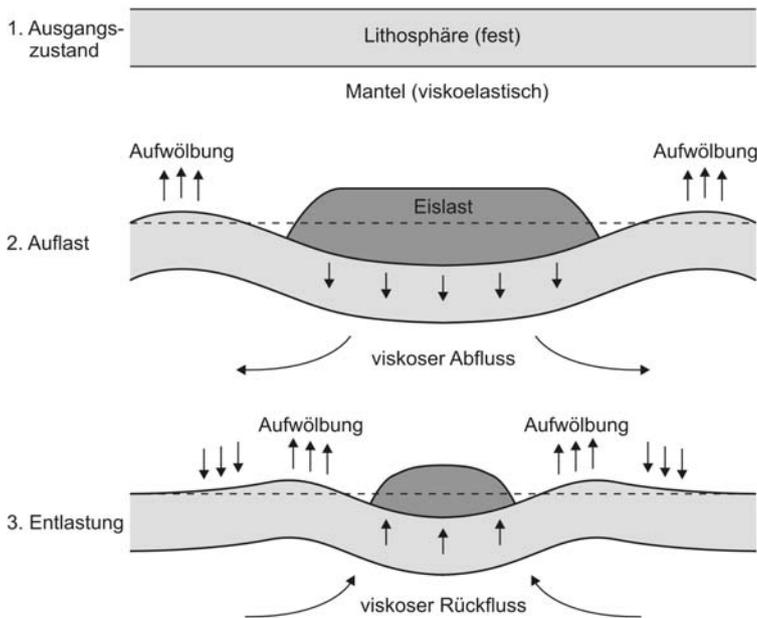


Abbildung 6.2: Entstehung der nacheiszeitlichen Landhebung nach [Watts, 2001]. Die Eislast drückt die feste Lithosphäre nach unten (2), viskoses Mantelmateriale fließt ab und ein isostatisches Gleichgewicht stellt sich ein. Nach dem Abschmelzen des Eisschildes wird die Lithosphäre entlastet (3), Mantelmateriale fließt aus den umliegenden Gebieten in das Hebungszentrum zurück bis das isostatische Gleichgewicht des Ausgangszustandes (1) wieder erreicht wird.

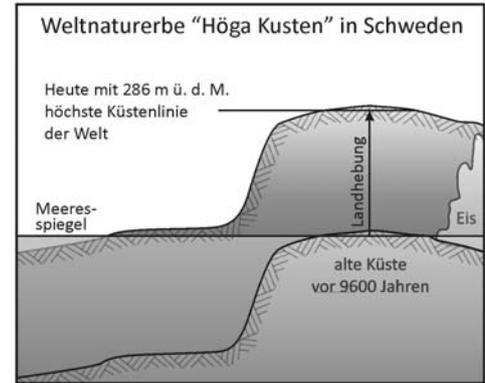


Abbildung 6.3: Schematische Darstellung der höchsten sichtbaren Küstenlinie der Welt (laut Auskunft lokaler Behörden). Sie befindet sich mit 286 m über dem Meer auf dem Skuleberget in dem Weltnaturerbe „Höga Kusten“ (Hohe Küste) in Schweden.

[Watts, 2001; Lowrie, 2007]. Wegen des Massentransports im Mantel wird das Erhebungsgebiet von einer Land-senkungszone umgeben, die jedoch viel schwächer als die Landhebung ist, da diese Senkungsgebiete weitläufig und nicht deutlich abgrenzbar sind.

Das Fennoskandische Landhebungsphänomen ist eine postglaziale Rückkehr der Lithosphärenplatte in ihre ursprüngliche Lage. Die deformierte Erdkruste strebt aufgrund der viskoelastischen Eigenschaft des Erdmantels mit einer zeitlichen Verzögerung von vielen tausend Jahren auf ein isostatisches Gleichgewicht zu. Diese Ausgleichsbewegung ist nicht abgeschlossen und kann heute noch beobachtet werden, s. Abs. 6.3. Die jetzige Landhebungsrate beträgt im Landhebungszentrum Fennoskandiens, das sich im Norden des Bottnischen Meerbusens befindet, ca. 1 m pro 100 Jahre. Inseln, Klippen tauchen auf, Seen und Flüsse versumpfen und an den Küsten werden Strandlinien sichtbar. Finnlands Festland nimmt täglich um 2 Hektar zu, vgl. [Kakkuri, 1985]. Mit 286 m über dem Meer ist auf dem Berg Skuleberget im Weltnaturerbegebiet „Höga Kusten“ in Schweden die höchste sichtbare Küstenlinie der Welt zu finden, s. Abb. 6.3. Im November 2000 wurde „Höga Kusten“ vom UNESCO-Komitee in die Welterbeliste eingetragen.

6.2.0.2 Geologische Entwicklung Fennoskandiens

Geologisch betrachtet besteht Fennoskandien aus zwei Haupteinheiten, dem Baltischen Schild und den Kaledoniden, die den Großteil Norwegens ausmachen, vgl. Abb. 6.4. Der Baltische Schild ist ein Abtragungsgebiet, d. h., dass Gesteine aufgeschlossen sind, die ursprünglich in mehreren Kilometern Tiefe entstanden. Das Grundgebirge¹ ist in weiten Teilen des Schildes zum Vorschein gekommen. Es handelt sich um die größte zusammenhängende Fläche von magmatischen und metamorphen Gesteinen in Europa. Dieser Schild gehört weltweit zu den ältesten

¹Als Grundgebirge wird das Gestein bezeichnet, das die Basis des Kontinents darstellt und sich unterhalb aller Sedimente befindet.

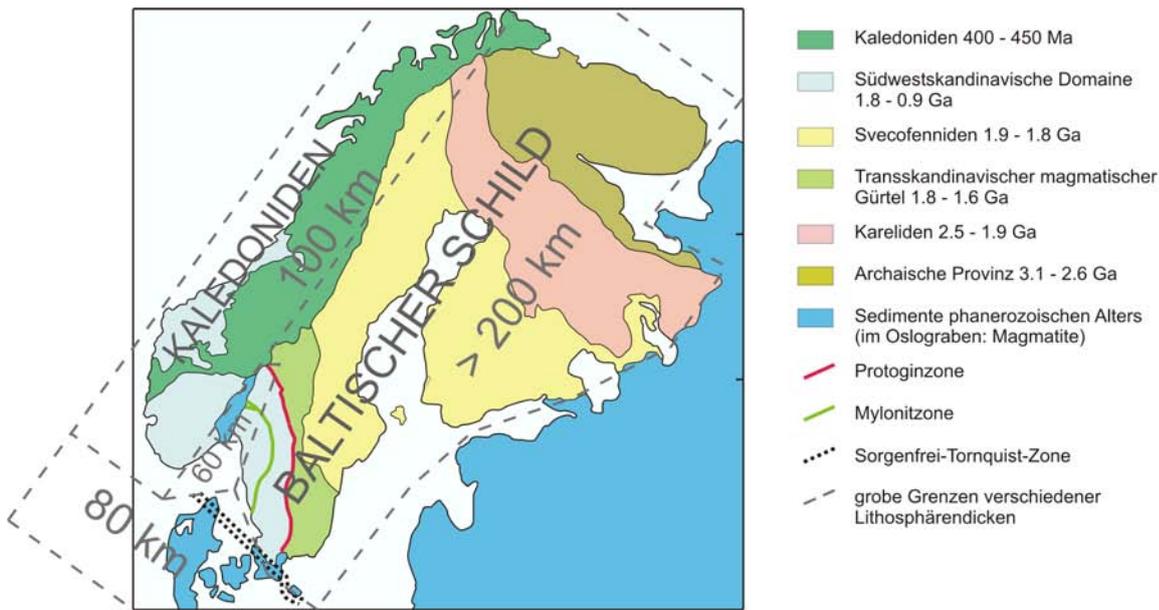


Abbildung 6.4: Geologische Karte des Baltischen Schildes, nachgezeichnet nach [Bahlburg und Christoph, 1998], und das Alter der geologischen Provinzen. Die Kaledoniden gehören nicht zum Baltischen Schild. Die grobe Struktur und Dicken der Lithosphäre entsprechen den Angaben aus [Calgagnile, 1982; Balling, 1995; Cotte *et al.*, 2002; Gregersen und Voss, 2002; Shomali *et al.*, 2006].

orogenen Provinzen. In Abb. 6.4 sind die geologische Struktur und das Alter der tektonischen Provinzen schematisch dargestellt, die nach [Balling, 1995; Gee und Zeyen, 1996; Bahlburg und Christoph, 1998] nachgezeichnet wurden. Ebenfalls ist die Dicke der Lithosphäre (Erdkruste und lithosphärischer Mantel) in Fennoskandien eingetragen, nach [Calgagnile, 1982; Balling, 1995; Gee und Zeyen, 1996; Gregersen und Voss, 2002; Kaufmann *et al.*, 2000].

Die ältesten Gebiete des Baltischen Schildes befinden sich auf der Halbinsel Kola. Von dort aus ist der Baltische Schild durch Kollisionen mit anderen Lithosphärenplatten in südwestliche Richtung gewachsen. Der Prozess der Plattentektonik hat sich bei der Entstehung des skandinavischen Grundgebirges mehrfach abgespielt. Die entstandenen Gebirge wurden jedoch durch Erosion größtenteils abgetragen. Nur noch die jüngste Berglandschaft, das Kaledonische Gebirge, ist vorhanden. Die Gletscher der Eiszeit haben dabei nur einen kleinen Beitrag zur Einbnung Fennoskandiens geleistet. Die Kaledoniden sind durch Auffaltung entstanden und weisen zahlreich hohe Berge auf. Die dabei entstandenen Überschiebungsdecken wurden zum Teil hunderte Kilometer weit nach Osten gedrückt und liegen heute verfaltet übereinander. An der Entstehung waren drei kollidierende Lithosphärenplatten beteiligt: Laurentia (heute: Nordamerika und Grönland), Baltika (heute: Baltischer Schild) und Avalonia (heute: in Teilen England und Irland).

Bei der jüngsten geologischen Struktur Fennoskandiens handelt sich um eine Bruchzone, die von Norddänemark nach Südschweden verläuft und „Sorgenfrei-Tornquist-Zone“ heißt. An diesem Abbruch sinkt das Grundgebirge mehrere 10er Kilometer tief ab und wird durch Sedimente jüngeren Alters überdeckt. Die Sorgenfrei-Tornquist-Linie bildet den Südwestrand des Baltischen Schildes. Laterale Provinzen wie der Oslo graben im Süden Fennoskandiens sind vorhanden, deren Lithosphärendicken im Vergleich zu der des Baltischen Schildes deutlich kleiner sind. Die Lithosphäre des Baltischen Schildes ist mit über 200 km sehr mächtig, s. [Balling, 1995; Cotte *et al.*, 2002; Gregersen und Voss, 2002; Shomali *et al.*, 2006]. Der globale Durchschnittswert für die kontinentale Lithosphärendicke liegt bei 100 km, s. [Torge, 2003].

Die resultierende Landhebung ist von der Lithosphärendicke und -struktur sowie von der Viskosität des Erdmantels abhängig. Zusätzlich spielt die Mächtigkeit des auf der Lithosphäre liegenden Eisschildes eine Rolle. Dazu gibt es verschiedene geophysikalische Modellannahmen (Erd- und Eismodelle) und Untersuchungen, die

größtenteils auf Meeresspiegeldaten gestützt sind, s. dazu [Lambeck *et al.*, 1998a,b; Wu *et al.*, 1999]. Regionale bzw. lateral heterogene Charakteristika der Erdmodelle sollten bei geophysikalischen Landhebungsmodellen berücksichtigt werden, s. [Kaufmann *et al.*, 2000]. Für die vorliegende Arbeit stellte [Klemann, 2004] dankenswerterweise Landhebungsraten für die Absolutschwerestationen in Fennoskandien zur Verfügung, die auf der Grundlage einer geophysikalischen Modellierung berechnet wurden. Diese Ergebnisse der Schwereänderungen werden in Abs. 7.2 herangezogen, um sie den Landhebungsraten gegenüberzustellen, die aus terrestrischen Absolutschweremessungen bestimmt wurden.

6.3 Vorhandene geodätische Ergebnisse zur Fennoskandischen Landhebung

Zur Beobachtung und Untersuchung der heutigen nacheiszeitlichen Landhebung können verschiedene geodätische Messverfahren eingesetzt werden. Die Höhenänderung kann durch den Einsatz von Höhenmessungen durch GPS oder Nivellement in Kombination mit Pegelmessungen bestimmt werden. Werden diese geometrischen Höhenänderungen mit Daten kombiniert, die Schwerefeldinformationen enthalten, kann daraus die Änderung des Geoids abgeleitet werden. Im Wesentlichen gibt es dazu folgende geodätische Messmethoden, die zur Kombination von gravimetrischen und geometrischen Verfahren genutzt werden können:

1. Nivellement mit Anschluss an Pegelregistrierungen und Relativgravimetrie (klassische Verfahren: Bezug Meeresspiegelhöhe) und
2. GPS und Absolutgravimetrie (moderne Verfahren: Bezug Geozentrum).

Mit Hilfe der Satellitenmission GRACE kann die Änderung des Schwerefeldes im Landhebungsgebiet direkt aus den monatlichen Schwerefeldlösungen abgeleitet werden. In den folgenden Abschnitten werden kurz einige Ergebnisse zu Landhebungsmodellen vorgestellt, die auf verschiedenen Beobachtungs- und Auswerteverfahren basieren. Diese Landhebungsmodelle werden u. a. in dieser Arbeit verwendet, um die Ergebnisse aus der absolutgravimetrischen Vermessung damit zu vergleichen und diese Modelle für weitere Analysen zu nutzen.

6.3.1 Nivellement, Pegelregistrierungen und Relativgravimetrie

In der Vergangenheit wurden zahlreiche geodätische Messungen durchgeführt, um die Landhebung zu bestimmen. [Ekman, 1996] leitete aus wiederholten geometrische Präzisionsnivellements und Pegelaufzeichnungen, die den Zeitraum 1892 bis 1991 abdecken, ein Modell der nacheiszeitlichen Landhebung Fennoskandiens ab. Abb. 6.5 zeigt das daraus berechnete Modell der „scheinbaren“ Landhebung, das relativ zur mittleren Meeresspiegelhöhe bestimmt wurde. Die unterbrochenen Isolinien deuten an, dass in diesen Gebieten interpoliert werden musste und deshalb größere Unsicherheiten bestehen.

Seit 1966 wurden zusätzlich relative Schweremessungen auf Ost-West-Linien in Fennoskandien durchgeführt, die speziell zur gravimetrischen Vermessung der Landhebung angelegt wurden, s. [Mäkinen *et al.*, 2005]. Durch die Kombination von Relativgravimetrie, Nivellement und Pegelregistrierungen wurde die Geoidänderung von [Ekman und Mäkinen, 1996] bestimmt sowie das Verhältnis zwischen der absoluten Höhenänderung und der damit verbundenen Schwereänderung berechnet. Als Endergebnis von [Ekman und Mäkinen, 1996] kann für das Zentrum des Landhebungsgebietes zusammengefasst werden:

- Die „scheinbare“ Höhenänderung relativ zum mittleren Meeresspiegel (Abb. 6.5) beträgt $\dot{H}_a = 9.0$ mm pro Jahr.

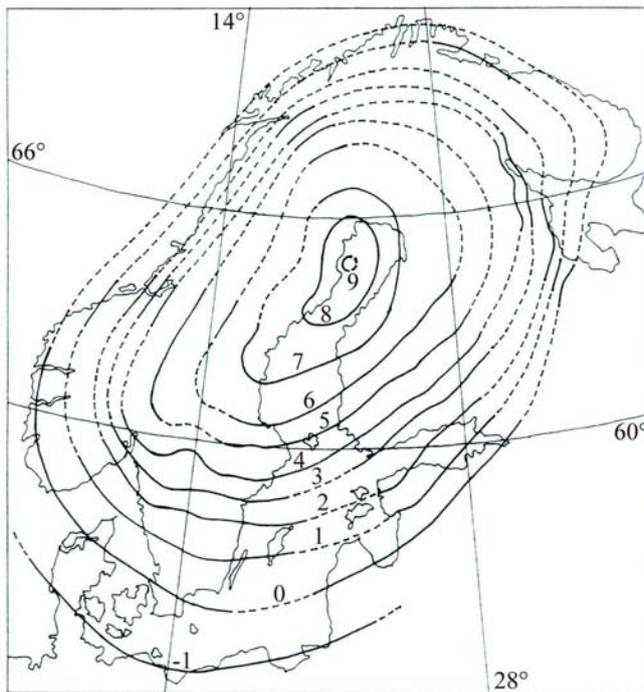


Abbildung 6.5: Landhebungsraten aus Messungen seit 1892, die aus Pegelregistrierungen und Nivellement abgeleitet wurden, mit Genehmigung von [Ekman, 1996]. Dargestellt ist die „scheinbare“ Höhenänderung in mm pro Jahr in Bezug auf mittlere Meeresspiegelhöhe.

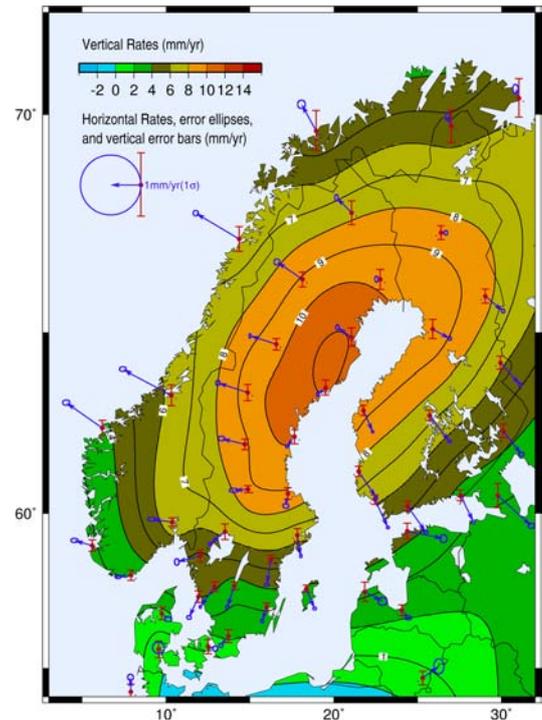


Abbildung 6.6: Landhebungsraten aus Messungen seit 1993, die im Rahmen des BIFROST-Projektes aus kontinuierlichen GPS-Registrierungen berechnet wurden. Dargestellt ist die absolute Höhenänderung in mm pro Jahr, mit Genehmigung von [Lidberg, 2007].

- Das milde Klima im letzten Jahrhundert hat zum eustatischen Meeresspiegelanstieg von $\dot{H}_e = 1.2$ mm pro Jahr geführt, vgl. [Nakiboglu und Lambeck, 1991], der bei der Bestimmung der tatsächlichen im Gegensatz zur scheinbaren Landhebungsrate berücksichtigt werden muss, vgl. [Ekman, 1996]. Die Höhenänderung der Erdoberfläche relativ zum Geoid (physikalische, orthometrische Höhe) ergab $\dot{H} = \dot{H}_a + \dot{H}_e = 9.0 + 1.2 = 10.2$ mm pro Jahr.
- Die Geoidhöhenänderung in Zentrum wurde angegeben mit $\dot{N} = 0.6$ mm pro Jahr.
- Die absolute Höhenänderung (ellipsoidische Höhe, GPS-Höhe) relativ zum Geozentrum wurde erhalten mit $\dot{h} = \dot{H} + \dot{N} = 10.8$ mm pro Jahr.
- Das Verhältnis zwischen zeitlicher Schwereänderung und zeitlicher absoluter Höhenänderung wurde berechnet mit $\dot{g}/\dot{h} = -2.04$ nm/s² pro mm, s. Abs. 7.4 für weitere Auswertungen.

Ausgehend von den obigen Ergebnissen berechneten [Ekman und Mäkinen, 1996] die noch verbleibende Geoidhöhenänderung mit $\Delta N \approx 5$ m, die bis zum Abschluss der isostatischen Ausgleichsbewegung erreicht sein wird, sowie die absolute Höhenänderung mit $\Delta h \approx 90$ m im Landhebungszentrum. Ähnliche Ergebnisse werden auch auf der Grundlage von geophysikalischen Modellierungen erhalten.

6.3.2 Das GPS-Projekt BIFROST

Die absolute Landhebungsrate (geometrische Höhenänderung) in Bezug auf das Geozentrum der Erde kann durch kontinuierliche GPS-Registrierungen bestimmt werden. Durch eine sinnvolle Verteilung von GPS- und Absolutschwerestationen im Hebungsgebiet können klein- und großräumige Strukturen der Landhebung erfasst

werden. Seit 1993 werden in Fennoskandien permanente GPS-Stationen im Rahmen des Projektes BIFROST (Baseline Inferences for Rebound Observations, Sea Level, and Tectonics) eingerichtet, um zur Landhebungsbestimmung die geodätische Messmethode mit GPS zu nutzen, vgl. [Johansson *et al.*, 2002; Scherneck *et al.*, 2003; Lidberg, 2007]. Das Hauptziel ist, dreidimensionale Bewegungen der Erdkruste zu beobachten und Modelle des nacheiszeitlichen isostatischen Ausgleichsprozesses in Fennoskandien zu erstellen. Des Weiteren dient das Projekt dazu, globale Meeresspiegeländerungen zu bestimmen, s. a. [Bergstrand *et al.*, 2005].

In Abb. 6.6 ist die absolute Höhenänderung in Fennoskandien nach [Lidberg, 2007] dargestellt, die das aktuelle Ergebnis des BIFROST-Projektes zeigt. Die Genauigkeit für die vertikale Komponente wird mit 0.5 mm pro Jahr angegeben. Mittlerweile wurde das BIFROST-Netz auf über 80 GPS-Stationen ausgedehnt und schließt auch Stationen der Nachbarländer Fennoskandiens ein, vgl. [Lidberg, 2007].

GPS bietet im Vergleich zu klassischen Ansätzen wesentliche Vorteile, die beim BIFROST-Projekt positiv genutzt werden: kontinuierliche Datenerfassung, homogene Stationsverteilung, große Gebietsausdehnung, dreidimensionale Vermessung über große Strecken (> 10 km) bessere Genauigkeit gegenüber Nivellement, geringe Kosten. In einem global definierten geodätischen Referenzsystem mit den Weltraum- und Bodensegmenten der geodätischen Messverfahren GPS, VLBI, SLR liefert GPS die höchste räumliche und zeitliche Verdichtungsstufe auf der Erdoberfläche. Der Einsatz von GPS stellt damit heutzutage das optimale geometrische Messverfahren zur Beobachtung der Landhebung dar. Es ist möglich, die absolute Höhenänderung relativ zum Geozentrum zu bestimmen. Werden diese Höhenänderungen zusätzlich mit Pegelregistrierungen kombiniert, kann daraus der Meeresspiegelanstieg an den Küsten Fennoskandiens abgeleitet werden.

6.3.3 Das Landhebungsmodell NKG2005LU

Geodätische Höhenbeobachtungen in einem Landhebungsgebiet müssen auf eine gemeinsame Referenzepoche reduziert werden, um die Ergebnisse für gewisse Anwendungen nutzen zu können. Deswegen wurde in Zusammenarbeit mit der Nordischen Geodätischen Kommission (NKG) ein Oberflächenmodell mit Hebungsraten erstellt (s. Abb. 6.7), das aus der Kombination des mathematischen Oberflächenmodells von [Vestøl, 2006] mit dem geophysikalischen Modell von [Lambeck *et al.*, 1998b] berechnet wurde, vgl. [Ågren und Svensson, 2006].

[Vestøl, 2006] berechnete ein Modell der Landhebung Fennoskandiens, indem er die bis dato zur Verfügung stehenden Beobachtungen aus wiederholten Nivellements, aus Pegelaufzeichnungen und aus kontinuierlichen GPS-Registrierungen (ca. 10 Jahre) ausgeglichen hat. Dabei wurde eine mathematische Oberfläche konstruiert, um diese Beobachtungsgrößen einzupassen.

Das geophysikalische Modell von [Lambeck *et al.*, 1998b] wurde als das beste verfügbare gewählt, das sich auf physikalische Modelle der Lithosphäre, des Erdmantels und des Eisschildes stützt. Ein Vorteil geophysikalischer Modelle ist, dass sie ermöglichen, die Landhebungsraten geophysikalisch sinnvoll zu interpolieren und extrapolieren.

Beide Modelle, das geophysikalische und das geodätische, wurden miteinander zum Nordischen Modell NKG2005LU kombiniert, das zur Zeit die Landhebungsraten am besten flächenhaft beschreibt. Der zentrale Bereich der Landhebung wird im Wesentlichen durch die geodätischen Ergebnisse bestimmt. Die Hebungsraten im Außenbereich entsprechen im Wesentlichen dem geophysikalischen Modell von [Lambeck *et al.*, 1998b].

6.3.4 Die Schwerefeldsatellitenmission GRACE

Das primäre Ziel der Satellitenmission GRACE ist, globale monatliche Modelle des statischen und zeitvariablen Schwerefeldes der Erde mit einer hohen Genauigkeit im lang- und mittelwelligen Bereich bereitzustellen. Daraus können zeitliche Änderungen des Schwerefeldes abgeleitet werden, die mit Massenveränderungen in den Ozeanen, in der Atmosphäre, in der Hydrosphäre und Kryosphäre und innerhalb des Erdkörpers verbunden sind.

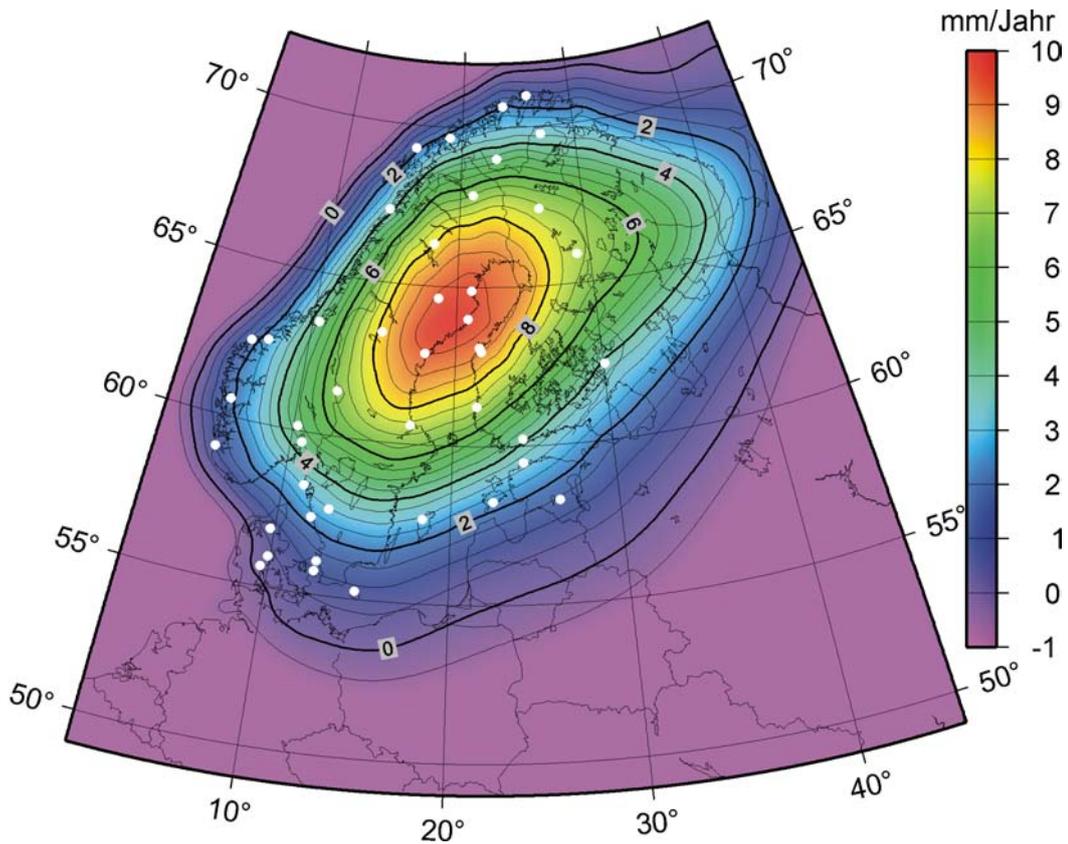


Abbildung 6.7: Landhebungsraten des Modells NKG2005LU, die von [Ågren und Svensson, 2006] zur Verfügung gestellt wurden. Dargestellt ist die absolute Höhenänderung in mm pro Jahr.

Bezogen auf die nacheiszeitliche Landhebung in Fennoskandien ist eine Geoidänderung von etwa 3.5 mm im Landhebungszentrum während einer Missionsdauer von 6 Jahren zu erwarten, vgl. Abs. 6.3.1. Aufgrund des Mantelmaterialzuflusses unter die Lithosphäre des Landhebungsgebietes wird für einen raumfesten Fixpunkt oberhalb der Erdoberfläche eine maximale Schwerezunahme über 6 Jahre von etwa $+85 \text{ nm/s}^2$ nach bisherigen Kenntnissen abgeschätzt (entspricht ca. $+14 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr; berechnet mit einer Hebungsrate $\dot{h}_{\text{max}} = 1 \text{ cm}$ pro Jahr und einer Schwereänderung auf der Erdoberfläche $\dot{g}_{\text{max}} = -17 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr: -17 nm/s^2 pro Jahr (Bougueranteil) $+30.86 \text{ nm/s}^2$ pro cm $\times 1 \text{ cm}$ pro Jahr (Freiluftanteil) = $+14 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr). Dieser Fixpunkt ist als ein raumfester Punkt zu verstehen, der innerhalb des globalen erdfesten geozentrischen Koordinatensystems definiert ist und dessen Position unabhängig von den zeitlichen Veränderungen der Erdoberfläche ist. Aufgrund der Amplitude und der räumlichen Ausdehnung ist das (säkulare) Landhebungssignal bei entsprechend langem Beobachtungszeitraum (6 Jahre) oberhalb der Messgenauigkeit von GRACE, s. [Tapley *et al.*, 2004; Wahr und Velicogna, 2003; Wahr *et al.*, 2006].

Im Folgenden wird kurz die Auswertung und Berechnung der zeitlichen Änderungen des Schwerefeldes aus den globalen GRACE-Produkten beschrieben. Die Änderungen speziell im Landhebungsgebiet in Fennoskandien werden in Abs. 7.5 ausführlicher behandelt. Dabei werden die GRACE-Messungen den Ergebnissen aus der Absolutgravimetrie gegenübergestellt.

Die monatlichen GRACE-Lösungen werden von verschiedenen Analysezentren bereitgestellt. Die drei wichtigsten Auswertezentren sind das Center for Space Research (CSR) der University of Texas in Austin (USA), das Jet Propulsion Laboratory (JPL) der National Aeronautics and Space Administration (NASA) in Pasadena (Kalifornien, USA) und das Deutsche GeoForschungsZentrum (GFZ) in Potsdam. Jede monatliche GRACE-Lösung wird von den Analysezentren nach deren eigenen Standardprozeduren um zeitliche Schwereänderungen wegen Erd- und Ozeangezeiten sowie ozeanischen und atmosphärischen Variationen reduziert. Dabei werden von den jewei-

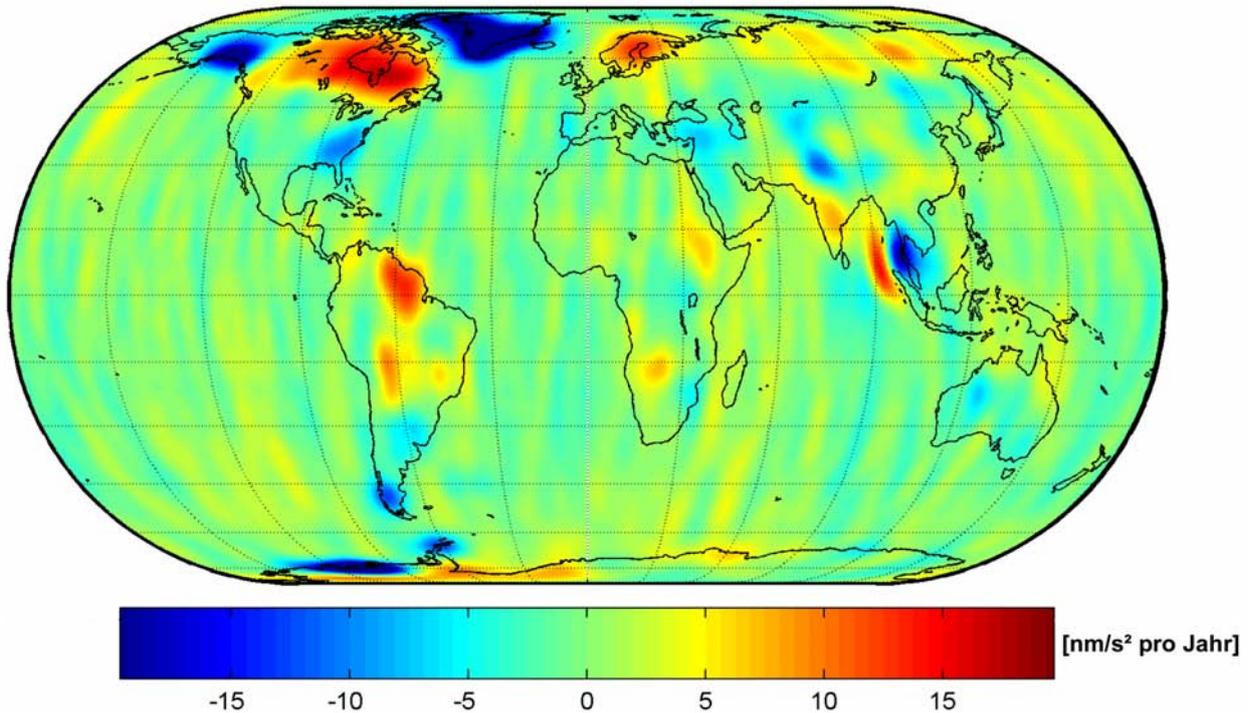


Abbildung 6.8: Lineare Schwereänderungen, die aus monatlichen GRACE-Schwerefeldmodellen (08.2002 – 09.2008) des GFZ-Analysezentrams berechnet wurden (Filterung mit dem Gauß-Filter mit einem Radius von 400 km). Einheit in nm/s^2 pro Jahr.

ligen Zentren unterschiedliche Reduktionsmodelle verwendet. Aus den monatlichen Modellen können zeitliche Schwereänderungen abgeleitet werden, die hauptsächlich auf hydrologische und geotektonische Signale zurückzuführen sind. In den zeitlichen Änderungen können jedoch auch noch residuale Schwereeffekte aufgrund von Ungenauigkeiten in den Reduktionsmodellen enthalten sein. Das Potential der GRACE-Mission kann zukünftig noch durch verbesserte Reduktionsmodelle gesteigert werden.

[Steffen *et al.*, 2008] vergleichen die GRACE-Modelle der drei Analysezentren CSR, JPL und GFZ bezüglich der Fennoskandischen Landhebung. Dabei geben die Lösungen des GFZ das Landhebungsphänomen, das aus geodätischen Beobachtungen und geophysikalischen Oberflächenmodellen bekannt ist, am besten wieder. Daher werden in dieser Arbeit nur die GRACE-Daten des GFZ näher betrachtet.

Für diese Analysen wurden die monatlichen Schwerefeldmodelle Release 4 (RL04) des GFZ von August 2002 bis September 2008 benutzt, die eine Zeitspanne von sechs Jahren abdecken. Jede GRACE-Monatslösung besteht aus einer Reihe von sphärisch-harmonischen Kugelfunktionskoeffizienten \bar{C}_{nm} und \bar{S}_{nm} , die vollständig bis Grad n und Ordnung m gleich 120 gegeben sind. Um aus den GRACE-Lösungen signifikante Schwerfeldänderungen ableiten zu können, müssen die hochfrequenten Feldanteile wegen des ungünstigen Signal-Rausch-Verhältnisses gefiltert werden. Dazu wurden verschiedene Filtertechniken und Filteransätze entwickelt, s. [Kusche, 2007] für eine Übersicht. Oft wird der isotrope Gauß-Filter genutzt, der besonders in hohen Breiten die typischen „Fehler-Streifen“ (stripes) gut unterdrückt und die großräumigen Schwerefeldänderungen weitgehend erhält. Der glättende Gauß-Filter lässt sich einfach auf Kugelfunktionsentwicklungen anwenden durch Multiplikation der entsprechenden Koeffizienten mit den ausschließlich vom Grad n abhängigen Filterkoeffizienten. Der Gauß-Filter wurde von [Jekeli, 1981] näher untersucht und von [Wahr *et al.*, 1998] für die GRACE-Analysen vorgeschlagen. Auch in dieser Arbeit wird der Gauß-Filter genutzt.

Für die Auswertung der GRACE-Monatslösungen wurde von [Denker, 2008] folgender Ansatz für einen Punkt mit vorgegebenem Koordinatenvektor \mathbf{X} genutzt, s. a. [Müller *et al.*, 2007]:

$$l(t) = A + B\Delta t + \sum_{i=1}^3 (C_i \cos(\omega_i \Delta t) + D_i \sin(\omega_i \Delta t) + \varepsilon) . \quad (6.1)$$

Hierin sind die Beobachtungen l aus den Kugelfunktionskoeffizienten abgeleitete Größen (z. B. Schwere, Schwereerstörung, Geoidhöhe, ect.) zum Zeitpunkt t ; A ist ein konstanter Term zum Zeitpunkt t_0 ; B ist ein linearer Trend, C_i , D_i beschreiben periodische Anteile mit entsprechenden Frequenzen ω_i ; ε beinhaltet das Rauschen sowie residuale unmodellerte Signale; Δt ist die Zeitdifferenz $t - t_0$ in Jahren. In der obigen Gleichung sind sowohl die Beobachtungen l als auch die Parameter A, B, C_i, D_i sowie ε ortsabhängig, d. h. abhängig von \mathbf{X} . Entwickelt man nun alle ortsabhängigen Größen in eine Kugelfunktionsreihe, so folgt schließlich, dass der obige Ansatz nach Gl. (6.1) auch direkt auf die Kugelfunktionskoeffizienten \bar{C}_{nm} und \bar{S}_{nm} angewendet werden kann, was insbesondere rechen-technische Vorteile bietet. In diesem Fall können dann die grad- und ordnungsabhängigen Parameter durch Kugelfunktionssynthese in ortsabhängige Größen transformiert werden. Die unbekannt Parameter A, B, C_i, D_i sowie ε werden schließlich durch eine Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt, wobei Gl. (6.1) als Beobachtungsgleichungen eingehen. Hier ist der Parameter B hauptsächlich von Interesse, da er den linearen Trend beschreibt.

Die praktischen Berechnungen von [Denker, 2008] erfolgten mit einem Gauß-Filter mit einem Radius von 400 km. Die Zeitpunkte t (in Jahren) wurden jeweils für die Mitte des Zeitfensters der Monatslösungen berechnet und t_0 wurde auf 2002.0 festgesetzt. Bei den periodischen Anteilen in Gl. (6.1) wurden Perioden von 1 Jahr ($i = 1$), 1/2 Jahr ($i = 2$) und 161.0 Tagen ($i = 3$) mit entsprechenden Frequenzen ω_i zugelassen. Die jährlichen Perioden dominieren bei den Variationen, während die halbjährlichen Änderungen deutlich geringer sind. Die Periode von 161 Tagen resultiert aus Aliasing-Fehlern im Zusammenhang mit den S2-Ozeangezeiten, s. [Ray *et al.*, 2003]. Weitere Aliasingperioden treten z. B. im Zusammenhang mit den Ozeangezeiten K1 (7.4 Jahre) und K2 (3.7 Jahre) auf, die jedoch aus dem vorhandenem Beobachtungszeitraum nicht sinnvoll bestimmt werden können.

Die resultierenden linearen Schwereänderungen sind in Abb. 6.8 für die gesamte Erde dargestellt. Die Farbskala wurde entsprechend angepasst, um die Änderungen besser sichtbar zu machen. Die Extremwerte liegen bei -45 nm/s^2 pro Jahr und $+18 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr. Man erkennt sehr gut Gebiete mit Schwereabnahmen in Grönland (-45 nm/s^2 pro Jahr), in der Antarktis und in Alaska, die auf Eisschmelze zurückzuführen sind. Signifikante Schwerezunahmen wurden in den nacheiszeitlichen Landhebungsgebieten in Kanada (max. $+18 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr) und in Fennoskandien (max. $+13.4 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr) erhalten. In Südostasien zeigen sich Änderungen, die wegen des Sumatra-Erdbebens im Dezember 2004 entstanden sind. Auch in Südamerika sind Veränderungen sichtbar.

Die global verteilten Nord-Süd-Streifen sind zwar noch leicht vorhanden, sie befinden sich aber größtenteils im Unsicherheitsbereich der Schwerefeldmodelle. Aus der Ausgleichung wurde für den linearen Trend eine formale Genauigkeit von etwa 1 nm/s^2 pro Jahr erhalten. Durch die Filterung wird das Signal geglättet, so dass mögliche lokal vorhandene Schwerevariationen nicht enthalten sind. Um die Zuverlässigkeit der aus den monatlichen GRACE-Lösungen abgeleiteten Schwerefeldveränderungen zu verifizieren, werden Vergleiche mit anderen unabhängigen Datenquellen durchgeführt. In Abs. 7.5 werden speziell für Fennoskandien die hier vorgestellten GRACE-Resultate den absolutgravimetrischen Ergebnissen gegenübergestellt. Für das Landhebungsphänomen in Fennoskandien passt die maximale Schwereänderung von etwa $+13 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr aus GRACE gut mit den Ergebnissen aus bisherigen Studien mit etwa $+14 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr zusammen, s. Abs. 6.3.3.

6.4 Absolutgravimetrische Vermessung der Landhebung

Um die nacheiszeitliche Landhebung zu untersuchen und zu beobachten, hat die terrestrische Absolutgravimetrie als zusätzliche und ergänzende Methode zu den geometrischen Verfahren gewisse Vorteile. Die Messungen

sind absolut, beinhalten sowohl die Schwereänderung aufgrund der vertikalen Verschiebung der Erdoberfläche als auch die Schwereänderung aufgrund von Massenumverteilungen, z. B. Mantelmaterialzufluss unterhalb der Lithosphäre des Landhebungsgebietes. Wird die Absolutgravimetrie kombiniert mit geometrischen Techniken, wie z. B. GPS, kann zwischen vertikalen Höhenänderungen und Massenumverteilungen innerhalb des Erdkörpers, die zum einen mit einer Deformation der Erdoberfläche verbunden sind und die zum anderen keine geometrische Veränderung der Erdoberfläche verursachen, unterschieden werden. Veränderungen im z. B. Grundwasservolumen bedingen gewöhnlich eine sehr geringe Deformation der Erdoberfläche. Das absolutgravimetrische Verfahren bietet sich als eine unabhängige Methode an, um die Verfahren GPS, VLBI und SLR zu validieren. Ein weiterer Vorteil ist, dass die Genauigkeit einer Schwere­differenz im absoluten Schwerenet­z un­abhängig von der geographischen Distanz zwischen zwei Punkten ist.

Die Absolutgravimetrie wurde und wird bereits in verschiedenen Forschungsprojekten genutzt, um Veränderungen zu beobachten, die aufgrund von regionalen und globalen Massenverlagerungen verursacht werden, s. [Bödecker und Fritzer, 1986; Lambert *et al.*, 2001; Williams *et al.*, 2001; Mäkinen *et al.*, 2007; Teferle *et al.*, 2007; Gitlein *et al.*, 2008]. Um die säkulare Veränderung aufgrund der Landhebung als sinnvollen Beitrag zur Geodynamikforschung messtechnisch bereitzustellen, sollten die Schwereänderungen absolutgravimetrisch mit einer Genauigkeit von etwa 5 nm/s^2 pro Jahr bestimmt werden, was durch jährliche Messungen nach etwa fünf bis sechs Jahren erreicht werden kann.

Einige der überlagerten zeitvariablen Anteile können durch Modelle hinreichend genau reduziert werden (z. B. Gezeiten, Polbewegung, atmosphärische Massenverlagerungen). Ein großes Problem in der terrestrischen Gravimetrie stellt jedoch die Hydrosphäre dar, deren Schwerewirkung schwer oder gar nicht zu modellieren ist (Änderungen des Grundwasserspiegels, Wasseransammlungen in Klüften, windgetriebene Wasserstandsänderungen in Buchten oder Fjorden). Zum einen sollte der hydrologische Störeinfluss durch eine geeignete Standortwahl der Absolutschwerestation gering gehalten werden. Zum anderen kann der störende Einfluss teilweise eliminiert werden, wenn auf einer Station jährlich Messungen (ggf. zur gleichen Jahreszeit) über mehrere Jahre durchgeführt werden (günstiger Mittel- und Differenzbildungseffekt). Um Indikatoren zu erhalten, ob ein störender hydrologischer Schwereeffekt auf den verschiedenen Stationen vorhanden ist, werden zusätzlich, soweit es möglich ist, während der Absolutschweremessungen Grundwasserstandsmessungen in vorhandenen Bohrlöchern in oder nahe der Station vorgenommen oder die Wasserstandshöhen nahe gelegener Seen mittels Nivellement gemessen.

Seitdem Frei-Fall-Gravimeter in größerem Umfang operationell genutzt werden können (Mitte 1980er), wurden absolute Schweremessungen auf mehreren Stationen in Fennoskandien durchgeführt. Eines der ersten Frei-Fall-Gravimeter der JILAg-Serie besaß das FGI (Finnish Geodetic Institute, Finnland), das seit Anfang 2003 über das neue Absolutgravimeter FG5-221 verfügt. Deswegen existieren auf einigen finnischen Stationen lange Zeitreihen mit Absolutschweremessungen, s. [Bilker-Koivula *et al.*, 2008]. Das BKG und NOAA führten seit 1993 Absolutschweremessungen mit FG5-Gravimetern auf Stationen in Norwegen, Schweden und Finnland durch. Dankenswerterweise wurden die Messergebnisse des BKG mit den Gravimetern FG5-101 und FG5-301 und des NOAA mit den Gravimetern FG5-102 und FG5-111 für diese Arbeit zur Verfügung gestellt und sind im Anhang D zu finden. Auf diese Messzeitreihen wird in Abs. 7.3 zurückgegriffen.

Von 2003 bis 2008 wurde am IfE das Projekt „Die Fennoskandische Landhebung – Ein Test- und Anwendungsgebiet für GRACE“ zur Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung mittels Absolutgravimetrie durch die DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) gefördert. Die Plattform zur Organisation und Realisierung des Projektes stellte die Arbeitsgruppe Geodynamik der Nordischen Geodätischen Kommission (NKG). Eine enge Zusammenarbeit besteht zwischen den folgenden Forschungs- und Vermessungsinstitutionen aus

- Dänemark

- Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space, Kopenhagen) seit 2005, National Survey and Cadastre (KMS, Kopenhagen) bis 2005;

- Deutschland
 - Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG, Frankfurt),
 - Leibniz Universität Hannover, Insitut für Erdmessung (IfE, Hannover);
- Finnland
 - Finnish Geodetic Institute (FGI, Masala);
- Norwegen
 - Department of Mathematical Sciences and Technology, University of Environmental and Life Sciences (UMB, Ås),
 - Norwegian Mapping Authority, Statens Kartverk (SK, Hønefoss);
- Schweden
 - Lantmäteriet, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority, (LM, Gävle),
 - Onsala Space Observatory, Chalmers University of Technology (Onsala).

Im Zuge dieses Projektes wurden in Fennoskandien seit 2003 verstärkt Absolutschweremessungen mit dem FG5-220 des IfE durchgeführt. Die Universität in Norwegen (UMB) erwarb im Frühjahr 2004 das FG5-226 und auch die schwedische Vermessungsbehörde (LM) bekam im Herbst 2006 ein Absolutgravimeter, das FG5-233. Seit 2003 nehmen insgesamt fünf FG5-Absolutgravimeter an der absolutgravimetrischen Vermessung der Landhebung teil. Mit der Unterstützung der skandinavischen Vermessungsinstitutionen wurden zusätzliche Absolutschwerestationen errichtet.

Das absolutgravimetrische Schwerenetz in Fennoskandien besteht derzeit aus 46 Stationen, auf denen seit 2003 mindestens einmal der absolute Schwerewert bestimmt wurde, siehe dazu die eingezeichneten Stationen in Abb. 6.7. Ein Schwereüberwachungsnetz, das auf Absolutgravimetrie basiert, erfordert eine kontinuierliche und sorgfältige Kontrolle der Gravimeter und hochgenaue Modellierungen der anzubringenden Schwerereduktionen.

Die baulichen Bedingungen einer Absolutstation und die vorhandenen Umgebungsbedingungen (z. B. Temperaturstabilität) sollten möglichst genau dokumentiert sein und bezüglich Veränderungen lokal kontrolliert werden. Zur Projektrealisierung werden vom IfE u. a. folgende Strategien zur Kontrolle der Absolutgravimetrie angewendet:

- Die Standards für Länge und Zeit werden regelmäßig kontrolliert und Änderungen entsprechend berücksichtigt.
- Bestimmung eines Run-Schwerewertes: Innerhalb eines Runs werden viele gleichmäßig verteilte Absolutschweremessungen über einen Zeitraum von einigen Stunden bis über einen halben Tag computergesteuert durchgeführt. Ein Run beinhaltet die Messserie, die nach dem Start eines Softwareprogramms abläuft. Die Experimentdurchführung, dessen Auswertung und die Datenabspeicherung erfolgen online. Vor und nach einem Run werden die Aufstellung und die Justierung des Gravimeters von dem Messexperten vorgenommen bzw. überprüft. Innerhalb eines Runs ist die Messsequenz so gewählt, dass alle 30 Minuten ein Set beginnt, welches aus 50 Drops besteht. Die einzelnen Drop-Messungen wiederum finden im 10-sekündlichen Abstand statt. Das Anbringen der Reduktionen (Gezeiten, Polbewegung, Luftdruckänderungen) erfolgt für jeden Drop. Das Run-Ergebnis ergibt sich als Mittelwert aus allen reduzierten Einzeldrops.
- Mehrere Gravimetraufstellungen und Runs werden zur Bestimmung eines Stationsschwerewertes (mehrere Aufstellungen und Orientierungen des Instrumentes) durchgeführt, die sich gewöhnlich über zwei bis vier Tage verteilen. Bei den unterschiedlichen Aufstellungen werden mindestens zwei Orientierungen des Gravimeters realisiert, wobei gewöhnlich eine Nord- und eine Südorientierung erfolgen.

- Für Stationen in Küstennähe ist besonders wichtig, den Stationsschwerewert durch Messungen über 25 Stunden gleichmäßig verteilt zu bestimmen, um den Schwereeffekt ungenügend modellierter halbtägiger Ozeangezeiten zu eliminieren.
- Alle Stationsschwerewerte beziehen sich auf eine gemeinsame Referenzhöhe von 1.200 m über der Messmarke. Dadurch wird der Einfluss auf den Absolutschwerewert minimiert, der wegen Ungenauigkeiten im angenommenen vertikalen Schweregradienten entsteht. Der Gradient muss mit Hilfe relativgravimetrischer Messungen bestimmt werden, s. Abs. 4.2.
- Wiederholte Messungen werden auf Referenzstationen durchgeführt, um die Langzeitstabilität des Gravimetersystems zu kontrollieren und die Qualität der Modellierung von Umwelteffekten zu beurteilen.
- Messungen mit mehreren FG5-Gravimetern im Absolutschwerewertnetz werden vorgenommen, um die Genauigkeit und die Zuverlässigkeit des Netzes zu steigern.
- Simultane und zeitversetzte Vergleichsmessungen mit verschiedenen Instrumenten werden auf einzelnen Stationen durchgeführt, um ggf. Versätze (Offsets) zwischen den Instrumenten aufzudecken.
- Die Absolutgravimeter nehmen an internationalen und regionalen Vergleichskampagnen teil.
- Durch Vergleiche von Schweredifferenzen aus Absolutgravimetrie und Relativgravimetrie wird eine unabhängige Kontrolle der Messpräzision erreicht.
- Die vertikale Stabilität der Absolutschwerpunkte wird lokal durch Nivellements überprüft.
- Die hydrologischen Verhältnisse an einer Station werden durch Messungen von Wasserständen (Grundwasserrohre, Nivellements zu Seen) berücksichtigt.
- Fast alle Absolutschwerestationen sind auch permanente GPS-Stationen, so dass simultane GPS-Messungen (geometrische Komponente) vorhanden sind.
- Absolutgravimetrische Messungen in der Nähe von Meeresspiegeln werden vorgenommen, um die vertikale Stabilität der Pegel zu überwachen. Damit wird ein Beitrag zur Bestimmung der Meeresspiegelhöhe und deren Veränderung geleistet.

Für den Zeitraum 2003 bis 2008 war das IfE verstärkt an der absolutgravimetrischen Vermessung der der Fennoskandischen Landhebung beteiligt. Damit wurde eine zur GRACE-Mission gleichzeitige terrestrische Vermessung durchgeführt. Nach 2008 wird die Vermessung im Wesentlichen durch die skandinavischen Institutionen in jeweils eigenem Land vorgenommen. Das IfE wird nur noch sporadisch Beobachtungen durchführen.

7 Ergebnisse der absolutgravimetrischen Vermessung in Fennoskandien

7.1 Beobachtete Absolutschwerestationen von 2003 bis 2008

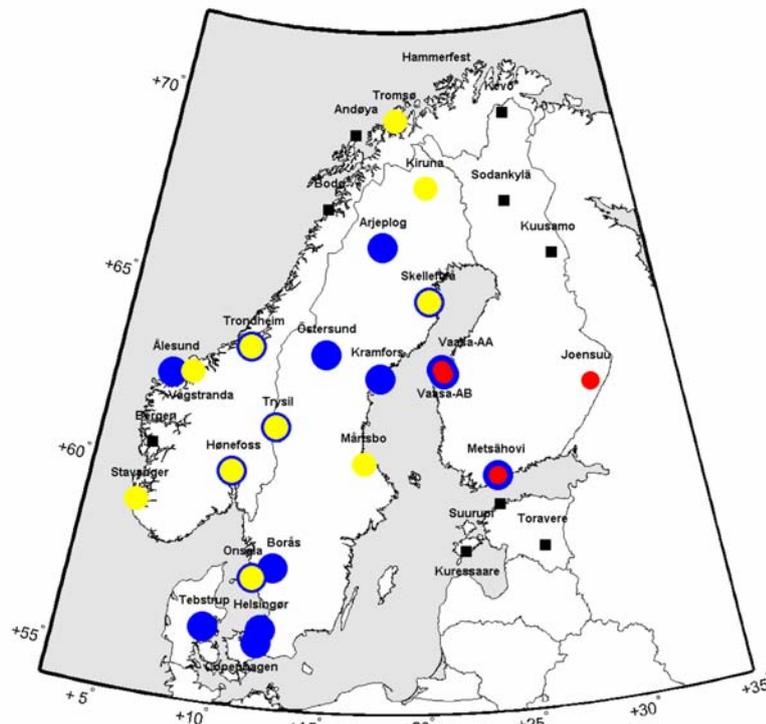
Innerhalb des Nordischen Projektes zur Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung wurden seit 2003 verstärkt Absolutschweremessungen mit verschiedenen FG5-Gravimetern durchgeführt. Daran waren das BKG, das IfE und skandinavische Institutionen beteiligt. In den Abb. 7.1 bis 7.3 sind für die einzelnen Messepochen in den Jahren 2003 bis 2008 die Stationen eingezeichnet, die von den verschiedenen Gruppen im jeweiligen Jahr absolutgravimetrisch vermessen wurden. Die Tabelle 7.1 gibt dazu einige statistischen Angaben zu den durchgeführten Beobachtungen wieder.

Im Jahr 2003 nahmen an den Vermessungen das FG5-301 (BKG), das FG5-220 (IfE) und das FG5-221 (FGI) teil. In den darauf folgenden Jahren führten auch das FG5-226 (UMB) und das FG5-233 (LM) Absolutschweremessungen durch. Während des Projektes wurde versucht, einige Stationen mehrfach oder parallel mit mehreren Instrumenten zu vermessen, um die Genauigkeit und Stabilität der Gravimeter zu kontrollieren. Mit der gestiegenen Anzahl der teilnehmenden Absolutgravimeter nahm sowohl die Anzahl der vermessenen Stationen als auch die Anzahl der überlappenden Stationen zu. Zur Landhebungsbestimmung im Nordischen Absolutschwerenetz wurden seit 2003 Absolutschwerewerte von insgesamt 46 verschiedenen Stationen mit fünf FG5-Gravimetern bestimmt. Die Verteilung aller bis einschließlich 2008 beobachteten Stationen kann Abb. 7.3(b) und Abb. 6.7 entnommen werden.

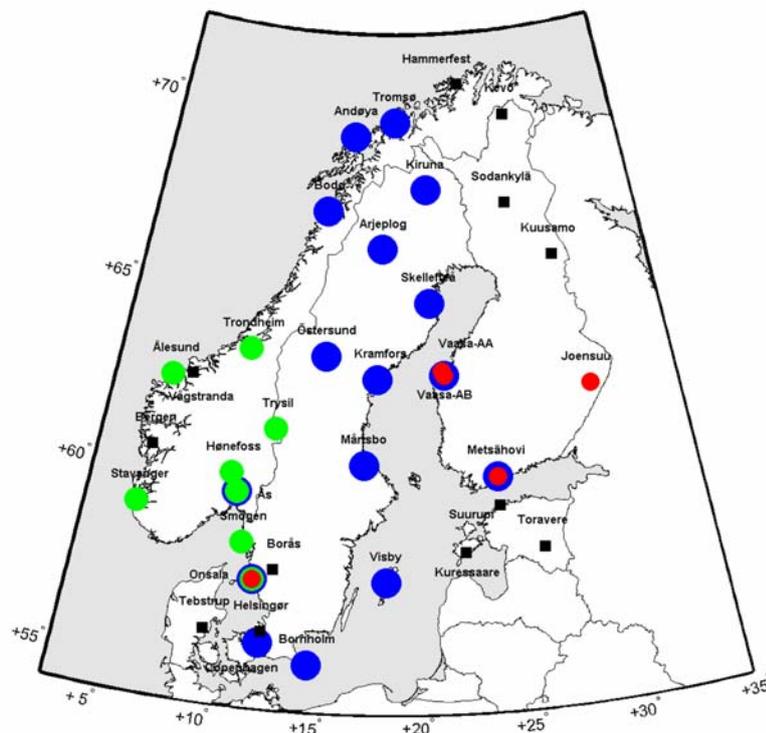
Das IfE bestimmte seit 2003 (mindestens einmal) die absolute Schwere von 34 verschiedenen Stationen mit dem Gravimeter FG5-220. Die Verteilung der Absolutschwerpunkte im Landhebungsnetz ist in Abb. 7.4 dargestellt. Zusätzlich zu den eingezeichneten Stationen wurde die Schwere auf zwei weiteren Stationen in Kopenhagen (Buddinge und Universität) und auf einer Station in Färöer-Kollafjordur (Färöer-Inseln) bestimmt. Die vom IfE vermessenen Absolutschwerestationen wurden dokumentiert und sind im Anhang E abgebildet. Folgende Informationen können den Stationsbeschreibungen entnommen werden:

- Koordinaten der Absolutschwerestation und der Absolutschwerewert angegeben mit 10^{-6} m/s^2 ,
- zuständige Institution (Kontakt-Adresse), über die man Zugang zu dem Gebäude erhält,
- Fotografie des Stationsgebäudes mit weiteren Informationen zu bspw. permanenten GPS-Pfeilern,
- Bedingungen über die Stabilität der Temperatur, Luftfeuchte etc., die im Messraum herrschen,
- Lage des Absolutpunkts auf dem Messpfeiler oder im Messraum mit der Orientierung (Nord-Süd) sowie Informationen zur Markierung des Punktes,
- Fotografie des Absolutgravimeters während der Messungen.

Um die lokale vertikale Stabilität der Absolutschwerpunkte zu kontrollieren, wurden Nivellementsmessungen zu den Höhenfestpunkten durchgeführt, die zur Sicherung der permanenten GPS-Antennen angelegt sind. Dadurch können Schwereänderungen, die evtl. mit lokalen Höhenänderungen verbunden sind, ausgeschlossen werden. Die Ergebnisse der Nivellementsmessungen sind im Anhang F zu finden. Die dargestellten Höhendifferenzen zu den GPS-Höhenfestpunkten beziehen sich auf den Absolutpunkt. Viele Stationen wurden mehrfach nivellitisch vermessen. Während des Zeitraums 2003 bis 2008 wurden keine Instabilitäten der Absolutpunkte festgestellt.

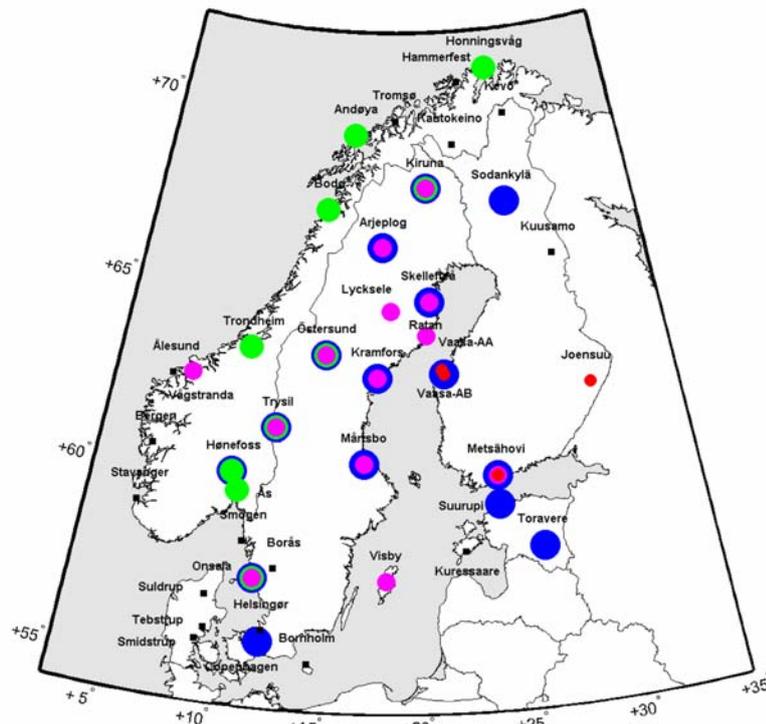


(a) 2003

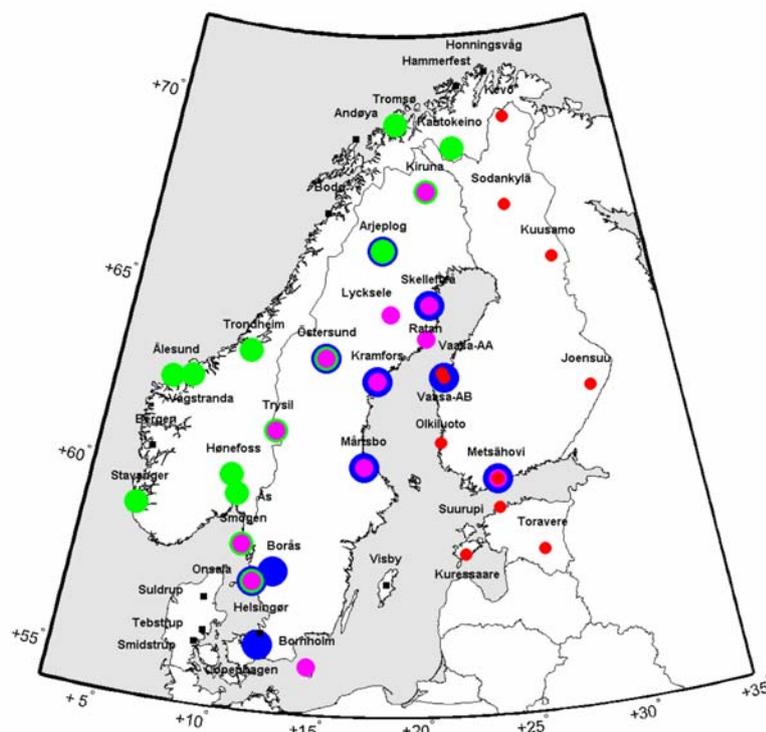


(b) 2004

Abbildung 7.1: Stationen, auf denen 2003 und 2004 der Absolutschwerewert mit verschiedenen FG5-Gravimetern bestimmt wurde, sind mit Kreisen markiert. Blau: IFE mit FG5-220. Gelb: BKG mit FG5-301. Rot: FGI mit FG5-221. Grün: UMB mit FG5-226. Stationen mit Quadrat-Markierungen wurden nicht vermessen.



(a) 2007



(b) 2008.

Abbildung 7.3: Stationen, auf denen 2007 und 2008 der Absolutschwerewert mit verschiedenen FG5-Gravimetern bestimmt wurde, sind mit Kreisen markiert. Blau: IFE mit FG5-220. Rot: FGI mit FG5-221. Grün: UMB mit FG5-226. Magenta: LM mit FG5-233. Stationen mit Quadrat-Markierungen wurden nicht vermessen.

Tabelle 7.1: Statistik der jährlichen Stationsbestimmungen (2003 – 2008) in Fennoskandien durch verschiedene Institutionen mit deren FG5-Absolutgravimetern sowie parallele und zeitversetzte Messungen mit unterschiedlichen FG5-Instrumenten auf einer Station.

Jahr	Anzahl Stationen	Stationen mit mehreren FG5	Absolutgravimeter FG5-Nr. (Institution)
2003	22	8	FG5-301 (BKG), FG5-220 (IfE), FG5-221 (FGI)
2004	24	4	FG5-220 (IfE), FG5-221 (FGI), FG5-226 (UMB)
2005	32	4	FG5-220 (IfE), FG5-221 (FGI), FG5-226 (UMB)
2006	25	7	FG5-220 (IfE), FG5-221 (FGI), FG5-226 (UMB)
2007	26	10	FG5-220 (IfE), FG5-221 (FGI), FG5-226 (UMB), FG5-233 (LM)
2008	33	11	FG5-220 (IfE), FG5-221 (FGI), FG5-226 (UMB), FG5-233 (LM)

Wie bereits in den vorherigen Abschnitten erläutert wurde, verursachen hydrologische Variationen auch Änderungen des Schwerewertes. Um einen Indikator für diesen Zusammenhang zu erhalten, wurde auf den Stationen in Arjeplog, Kopenhagen-Vestvolden, Onsala und Vaasa AB der Wasserspiegel von nahe liegenden Seen oder Staubecken durch Nivellement bestimmt. Die Ergebnisse sind ebenfalls im Anhang F dargestellt und geben die Wasserspiegelhöhe bezüglich des Absolutpunktes wieder.

Auf den Stationen in Metsähovi, Sodankylä, Tromsø und Trysil befinden sich Bohrungen zum Untergrundwasser. Dadurch kann der Wasserspiegelstand zum Zeitpunkt der stattgefundenen Absolutschweremessungen bestimmt werden. Die Messwerte der Wasserspiegelhöhe können Anhang E oder F entnommen werden.

Die Absolutschwereergebnisse wurden in dieser Arbeit nicht um Schwereeffekte reduziert, die durch hydrologische Variationen hervorgerufen wurden. Es liegen zu wenig gleichzeitige Wasserstands-/Schweremessungen vor, aus denen ein signifikanter Zusammenhang hergestellt werden könnte, vgl. dazu Langzeitbeobachtungen auf der Referenzstation in Hannover in Abs. 3.2.1. Die hydrologischen Schwereinflüsse auf den einzelnen Stationen sollten daher sinnvollerweise näher untersucht werden.

Viele der insgesamt 34 vom IfE vermessenen Stationen wurden in dem Zeitraum 2003 bis 2008 mehrfach besetzt. Somit wurden mit dem FG5-220 insgesamt 90 absolutgravimetrische Stationsbestimmungen durchgeführt, wenn die Stationen in Metsähovi, Mårtsbo und Onsala, die über zwei absolute Messpositionen verfügen, als eine Stationsbestimmung gewertet werden (ansonsten wären es 104 Stationsbestimmungen). Alle Ergebnisse der Absolutschweremessungen des IfE sind im Anhang C zusammengestellt und nach den Ländern Finnland, Schweden, Norwegen und Dänemark geordnet.

Die Messungen wurden mit der Software „g V4.0“ des Herstellers der Absolutgravimeter FG5 „Micro-g LaCoste“ prozessiert. Alle absoluten Schwerewerte g beziehen sich auf eine Referenzhöhe von 1.200 m über der Messmarke. Die Streuung der Schwerewerte der einzelnen Frei-Fall-Versuche (Drops), die Streuung der Schwerewerte der Sets, die sich aus dem Mittelwert aus meistens 50 Drop-Schwerewerten ergeben, sowie die Anzahl der Drops sind für jede Stationsbestimmung tabelliert. Die Stationsschwerewerte wurden um die Schwereeffekte der zeitvariablen Anteile aufgrund von Gezeiten Δg_{Tide} , von Polbewegung Δg_{Pol} und von atmosphärischen Veränderungen Δg_{Atmo} reduziert, wie in Abs. 2.3 beschrieben, und sind in der Tabelle als Reduktionswerte angegeben.

Die Reduktion des Schwereeffektes wegen atmosphärischen Veränderungen Δg_{Atmo} wurde vorerst nach der klassischen Methode mit dem Regressionskoeffizienten $\alpha = -3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa und dem gemessenen Stationsluftdruck vorgenommen. Für die Absolutschweremessungen, die 2003 bis 2007 durchgeführt wurden, wurde auch der Schwereeffekt der atmosphärischen Variationen Δg_{ECMWF} berechnet, der auf global verteilten Wetterdaten des ECMWF basiert, s. Kapitel 5. Die Ergebnisse der ECMWF-Schwereeffekte für diese Stationsbestimmungen werden in Kapitel 8 diskutiert. Die Verbesserung der Reduktion nach der ECMWF-Methode im Vergleich zur

Tabelle 7.2: Lokale lineare Schwereänderungen dg/dt für 11 Absolutschwerestationen im Fennoskandischen Landhebungsgebiet. Die Ergebnisse stammen aus einem geophysikalischen Modell, s. [Klemann, 2004], und aus dem Landhebungsmodell NKG2005LU, s. [Ågren, 2008], wobei die absoluten Höhenänderungen des NKG2005LU in Schwereänderungen mit dem Umrechnungsfaktor $\dot{g}/\dot{h} = -1.7 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr transformiert wurden. Aus den Absolutschweremessungen, die mit dem FG5-220 des IfE von 2003 bis 2008 durchgeführt wurden, wurden lineare Schwereänderungen sowie die Standardabweichungen dieser Trends abgeleitet.

Station	Geophys. Modell	Lineare Schwereänderung dg/dt in nm/s^2 pro Jahr			
		NKG Modell transformiert	Absolutschwerewerte (FG5-220)		
			Std. Abw.	Anzahl g	
Arjeplog	-11.6	-13.6	-8.7	2.4	4
Kopenh.-Vest.	-1.9	-1.7	1.9	5.7	6
Kiruna	-9.7	-11.0	-11.3	11.0	4
Kramfors	-15.8	-16.2	-14.4	2.7	5
Mårtsbo	-11.7	-12.6	-15.6	3.8	5
Metsähovi	-7.4	-7.0	-8.8	5.2	7
Onsala	-4.2	-3.9	5.0	5.7	6
Östersund	-12.5	-13.9	-14.8	10.8	5
Skellefteå	-16.6	-16.5	-18.8	3.8	5
Sodankylä	-10.4	-12.1	-16.0	35.1	3
Vaasa AB	-14.4	-15.3	-12.2	7.8	5

in Fennoskandien durchführten, nicht festgestellt werden, vgl. Abs. 3.3. Da das mittlere Messniveau des FG5-220 für die Messperiode 2003 bis 2007 keine auffälligen Abweichungen zeigte, wird somit ein systematisches Offset an die Messungen vom Herbst 2003 nicht angebracht.

Eine andere Ursache für die zu klein bestimmten Schwerewerte könnten auch echte großräumige Schwereabnahmen sein, die hydrologische Variationen bewirkt haben. In Großteilen Zentral- und Nordeuropas war es im Sommer 2003 überdurchschnittlich warm und trocken, was zu einer großflächigen Abnahme des Wassers in den Grundwasserspeichern und damit auch zur großflächigen Schwereabnahme führte. Die Messergebnisse im Herbst 2003 könnten darauf zurückzuführen sein. Für die Berechnungen der linearen Schwereänderungen für die Absolutstationen werden deshalb die Absolutschwereergebnisse der Kampagne im Herbst 2003 nicht verwendet. Die Stationsbestimmungen der Frühjahrskampagne in 2003 wurden aber genutzt.

Aus den Ergebnissen der Absolutschweremessungen wurden für diese 11 Stationen lokale lineare Schwereänderungen $dg/dt_{\text{Messungen, IfE}}$ sowie die Standardabweichungen der Trends berechnet, s. Tabelle 7.2. Für die meisten Stationen stehen dafür vier bis sechs Absolutschwerewerte zur Verfügung.

Das Landhebungsmodell NKG2005LU von [Ågren und Svensson, 2006] wurde in Abs. 6.3.3 beschrieben. Daraus wurden von [Ågren, 2008] absolute Höhenänderungsraten für die Absolutschwerestationen in Fennoskandien berechnet (vgl. das absolutgravimetrische Landhebungsnetz in Abb. 6.7) und für die vorliegende Arbeit zur Verfügung gestellt. Um diese Höhenänderungen mit den Schwereänderungen, die aus absolutgravimetrischen Vermessungen abgeleitet sind, vergleichen zu können, müssen sie in entsprechende Schwereänderungen umgerechnet werden. Dafür ist ein Umrechnungsfaktor \dot{g}/\dot{h} zwischen Schwere- und Höhenänderung notwendig. In dieser Arbeit werden die von [Ågren, 2008] bereitgestellten lokalen absoluten Höhenänderungen mit dem Faktor $\dot{g}/\dot{h} = -1.7 \text{ nm/s}^2$ pro mm in Schwereänderungen $dg/dt_{\text{NKG Modell}}$ umgerechnet, vgl. dazu auch Abs. 7.4. Diese zeitlichen Schwereraten sind in Tabelle 7.2 zu finden und werden nachfolgend mit den absolutgravimetrisch bestimmten Trends verglichen.

Im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit wurden von [Klemann, 2004] lokale zeitliche Schwereänderungsraten aus geophysikalischen GIA-Modellbildungen für die Absolutstationen in Fennoskandien dankenswerterwei-

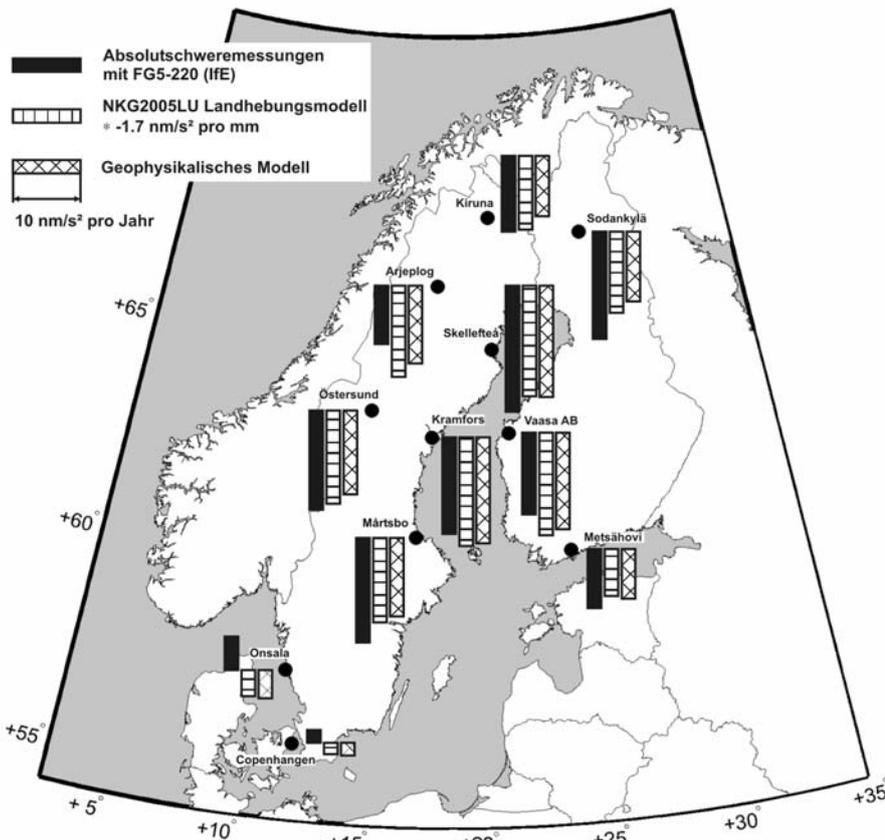


Abbildung 7.5: Zeitliche lineare Schwereänderungen für Absolutschwerestationen in Fennoskandien, die aus Messungen mit dem FG5-220 (IfE) berechnet wurden (dg/dt_{IfE}) sowie aus dem NKG2005LU-Oberflächenmodell (dg/dt_{NKG}) und dem geophysikalischen GIA-Modell ($dg/dt_{Geophys.}$) präzidiert wurden, vgl. dazu Tabelle 7.2.

se berechnet. Die Berechnungen wurden für eine nicht-rotierende, viskoelastische und sphärisch-symmetrische Erde basierend auf [Martinec, 2000] durchgeführt. Dafür wurden das Viskositätsmodell von [Wieczerkowski *et al.*, 1999] und das regionale Eismodell SCAN-II verwendet, das von K. Lambeck zur Verfügung gestellt wurde, s. [Lambeck *et al.*, 1998b]. Zur Berechnung der Änderungsraten wurde das Programmpaket *genesis* von [Hagedoorn, 2005] verwendet. Diese Ergebnisse $dg/dt_{Geophys. Modell}$ sind ebenso in Tabelle 7.2 zusammengefasst und werden im Folgenden zu Vergleichszwecken mit den IfE-Trends herangezogen.

Die Trends aus den IfE-Messungen, aus dem NKG2005LU-Modell und aus der geophysikalischen Modellierung, die in Tabelle 7.2 zusammengefasst sind, sind auch in Abb. 7.5 dargestellt.

Für jede Station ist der lineare Trend aus den IfE-Messungen in den Abb. 7.6 bis 7.9 dargestellt und durch eine schwarz durchgezogene Linie gekennzeichnet. Aus der Streuung der Einzelergebnisse wurde die Standardabweichung des Trends für jede Station bestimmt. Diese Abweichung um den ermittelten Trend ist mit grau durchgezogenen Linien gekennzeichnet. Für alle Stationsbestimmungen wurde eine Genauigkeit von 30 nm/s^2 angenommen. In die Abbildungen wurden ebenfalls die Schwereänderungen aus dem geophysikalischen Modell und aus dem NKG2005LU-Modell eingezeichnet, die zuvor beschrieben wurden. Alle Trendlinien in den Abbildungen beziehen sich auf den Zeitpunkt der ersten durchgeführten Messung auf der jeweiligen Station.

Die Trendergebnisse der neun Stationen, die sich in der Nähe des Landhebungszentrums befinden (Arjeplog, Kiruna, Kramfors, Märtsbo, Metsähovi, Östersund, Skellefteå, Sodankylä und Vaasa AB) und für die somit ein großes zeitliches Änderungssignal erwartet wird, wurden Schwereabnahmen erhalten. Das Mittel aus den Standardabweichungen der IfE-Trends von den zehn Stationen mit mindestens vier Absolutschwerewertbestimmungen (alle außer Sodankylä) beträgt 5.9 nm/s^2 pro Jahr. Im Einzelnen treten Variationen zwischen 2.4 und

Tabelle 7.3: Diskrepanzen zwischen den zeitlichen linearen Schwereänderungen dg/dt_{IfE} aus der Absolutgravimetrie und aus den vorhandenen Studien für 11 Absolutschwerestationen im Fennoskandischen Landhebungsgebiet, vgl. dazu Tabelle 7.2. Zum Vergleich wurden die Ergebnisse $dg/dt_{\text{Geophys.}}$ aus einem geophysikalischen Modell und die Ergebnisse dg/dt_{NKG} aus dem Landhebungsmodell NKG2005LU verwendet. Die Abweichungen zum Gesamtsignal sind zusätzlich prozentual angegeben.

Station	$dg/dt_{\text{IfE}} - dg/dt_{\text{Geophys.}}$		$dg/dt_{\text{IfE}} - dg/dt_{\text{NKG}}$	
	[nm/s ² pro Jahr]	[%]	[nm/s ² pro Jahr]	[%]
Arjeplog	2.9	-25	4.9	-36
Kopenhagen-Vestv.	3.8	-200	3.6	-212
Kiruna	-1.6	16	-0.3	3
Kramfors	1.4	-9	1.8	-11
Mårtsbo	-3.9	33	-3.0	24
Metsähovi	-1.4	19	-1.8	26
Onsala	9.2	-219	8.9	-228
Östersund	-2.3	18	-0.9	6
Skellefteå	-2.2	13	-2.3	14
Sodankylä	-5.6	54	-3.9	32
Vaasa AB	2.2	-15	3.1	-20
Mittelwert*	-0.6	6	0.2	1
RMS*	2.4	20	2.6	20

* Die Stationen Kopenhagen-Vestvolden, Onsala und Sodankylä wurden zur Berechnung nicht verwendet.

11.0 nm/s² pro Jahr auf. Vergleicht man die IfE-Trends in den Abb. 7.6 bis 7.9 mit den zeitlichen Schwereänderungen aus dem geophysikalischen Modell und dem NKG-Modell, so befinden sich die Ergebnisse beider Modelle innerhalb des Standardabweichungsbereiches der IfE-Trends von fast allen Absolutschwerestationen. Die zeitlichen Schwereänderungen, die aus den IfE-Messungen abgeleitet wurden, passen somit gut mit den bereits vorhandenen Raten zusammen.

Zur Station Sodankylä ist anzumerken, dass erhebliche Schwerevariationen aufgrund der Änderungen im Grundwasser über relativ kurze Zeiträume (wenige Tage) auftreten können. Eine erste grobe Abschätzung zum Regressionsfaktor zwischen der Grundwasserstandsmessung und der Schwerebestimmung (FG5-220 (IfE) und FG5-221 (FGI)) ergab einen Wert von ca. 70 nm/s² bei 10 m Wasserspiegelschwankung. Zwischen den beiden IfE-Messungen im August 2005 und August 2006 wurde ein maximaler Grundwasserunterschied von über 11 m beobachtet.

Kopenhagen-Vestvolden könnte in der Nähe der vermuteten Nulllinie des Landhebungsmodells liegen, was auch aus den IfE-Messungen abgeleitet werden kann. Die Schwereraten nach dem NKG2005LU-Modell und aus der GIA-Modellierung befinden sich innerhalb des Standardabweichungsbereiches des vom IfE bestimmten Trends.

Für die Station in Onsala wurde signifikant eine Schwerezunahme erhalten, was jedoch den Erwartungen widerspricht. Die IfE-Ergebnisse enthalten nicht nur Schwereänderungen aufgrund der nacheiszeitlichen Landhebung, sondern auch nicht modellierte Schwereänderungen. Diese Station befindet sich an der Küste des Kattegats, wo größere hydrologische Variationen entstehen können, die nicht reduziert wurden und somit diese Schwereeffekte in den Messungen noch enthalten sein können. Speziell für die Station Onsala sind zukünftig weitere Untersuchungen geplant. U. a. wurde vor kurzem ein Supraleitgravimeter beschafft, um die tatsächlichen kurzperiodischen und saisonalen Schwereänderungen zu messen.

Differenzen zwischen den Trends aus gravimetrischen Beobachtungen des IfE und den Trends aus dem geophysikalischen sowie aus dem NKG2005LU-Modell sind in Tabelle 7.3 zu finden. Die Abweichungen der erhaltenen

IfE-Trends zu den vorliegenden Ergebnissen sind zusätzlich prozentual angegeben. Werden die Stationen Kopenhagen und Onsala bei dieser Untersuchung nicht einbezogen, da dort zum einen positive IfE-Trends erhalten wurden und zum anderen das Signal im Vergleich zu den anderen Stationen relativ klein ist, sowie auch die Station Sodankylä, wo nur drei IfE-Schwerewerte zur Verfügung standen, dann kann Folgendes zusammengefasst werden: Die Diskrepanzen nehmen Werte zwischen -3.9 und $+4.9$ nm/s^2 pro Jahr an und variieren im RMS-Mittel mit etwa 2.5 nm/s^2 pro Jahr. Diese Abweichungen befinden sich weit unter der erhaltenen mittleren Standardabweichung der IfE-Trends von 5.9 nm/s^2 pro Jahr. Die Absolutbeträge der erhaltenen IfE-Schwereänderungen wurden im Vergleich zum geophysikalischen Modell im Mittel insgesamt mit 0.6 nm/s^2 pro Jahr zu groß und im Vergleich zum NKG-Modell mit 0.2 nm/s^2 pro Jahr zu klein bestimmt. Im Durchschnitt differieren die IfE-Trends im RMS-Unterschied mit etwa 20% im Vergleich zu den beiden anderen Ergebnissen. Die IfE-Resultate sind sehr zufrieden stellend. Nach einer Messzeitreihe von 4 bis 5 Jahren konnten deutliche Schwereabnahmen auf den Stationen um das Landhebungszentrum absolutgravimetrisch bestimmt werden. Aufgrund der guten Übereinstimmung mit den beiden Landhebungsmodellen können die IfE-Trends mit ihren Standardabweichungen als realistische säkulare Schwereänderungen gewertet werden.

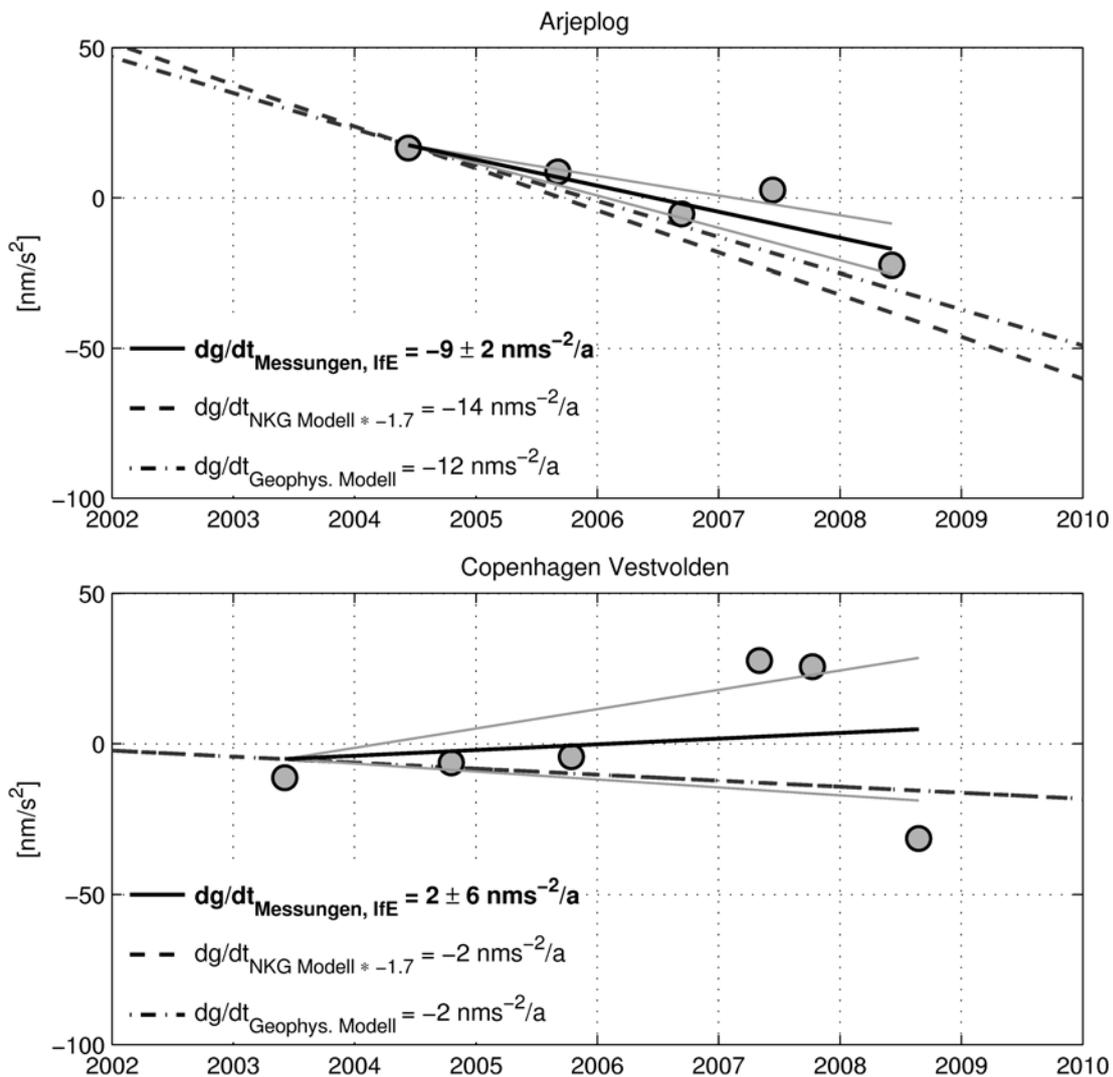


Abbildung 7.6: Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Absolutschwerestationen Arjeplog und Kopenhagen-Vestvolden. Die Trends wurden aus absoluten Schweremessungen mit dem FG5-220 abgeleitet (durchgezogene schwarze Linie; Linien in grau kennzeichnen den Standardabweichungsbereich des Trends) sowie die Ergebnisse aus dem Landhebungsmodell NKG2005LU nach [Ågren, 2008] und aus der geophysikalischen Modellierung nach [Klemann, 2004] eingezeichnet.

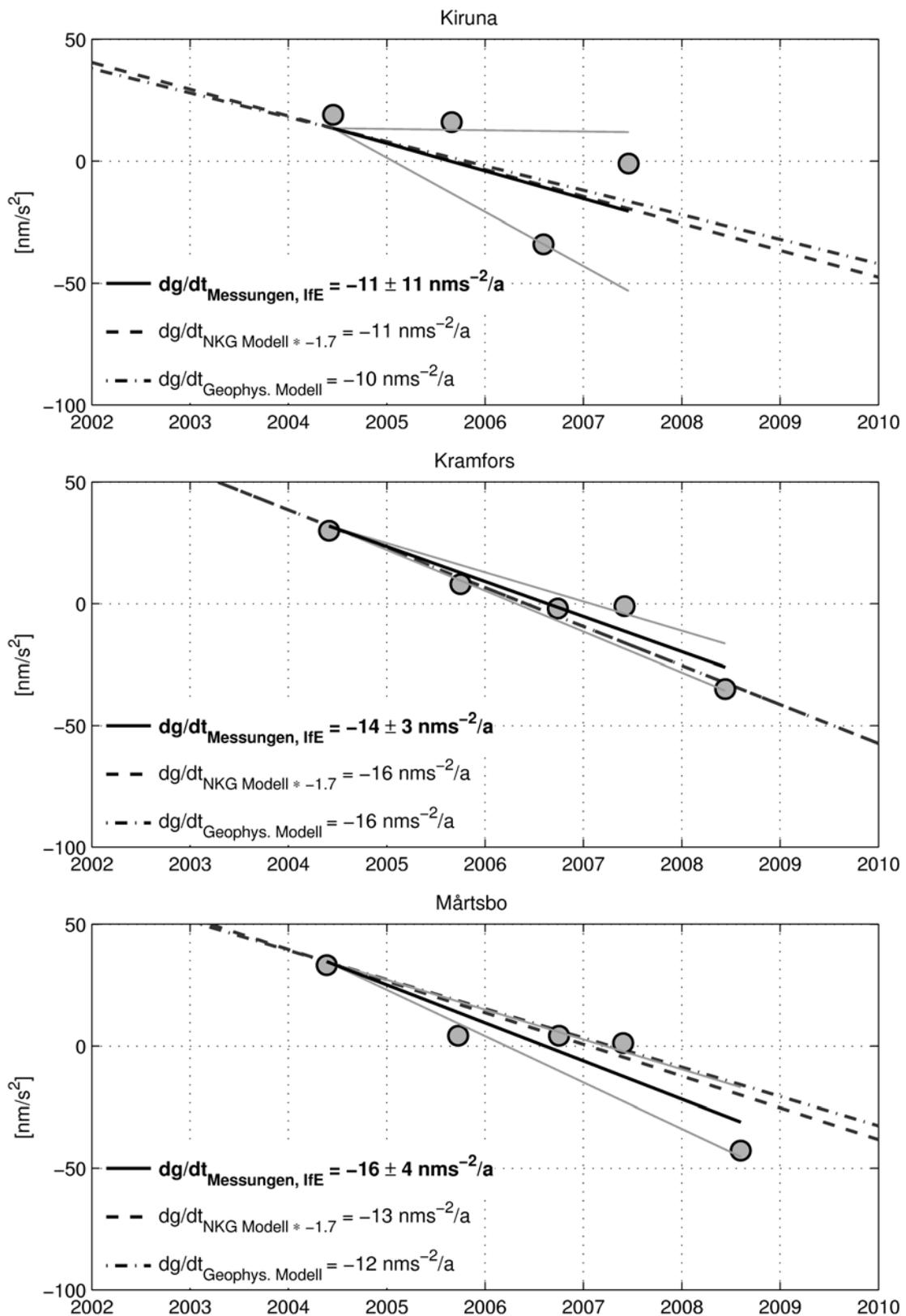


Abbildung 7.7: Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Absolutschwerestationen Kiruna, Kramfors und Mårtsbo. Die Trends wurden aus absoluten Schweremessungen mit dem FG5-220 abgeleitet (durchgezogene schwarze Linie; Linien in grau kennzeichnen den Standardabweichungsbereich des Trends) sowie die Ergebnisse aus dem Landhebungsmodell NKG2005LU nach [Ågren, 2008] und aus der geophysikalischen Modellierung nach [Klemann, 2004] eingezeichnet.

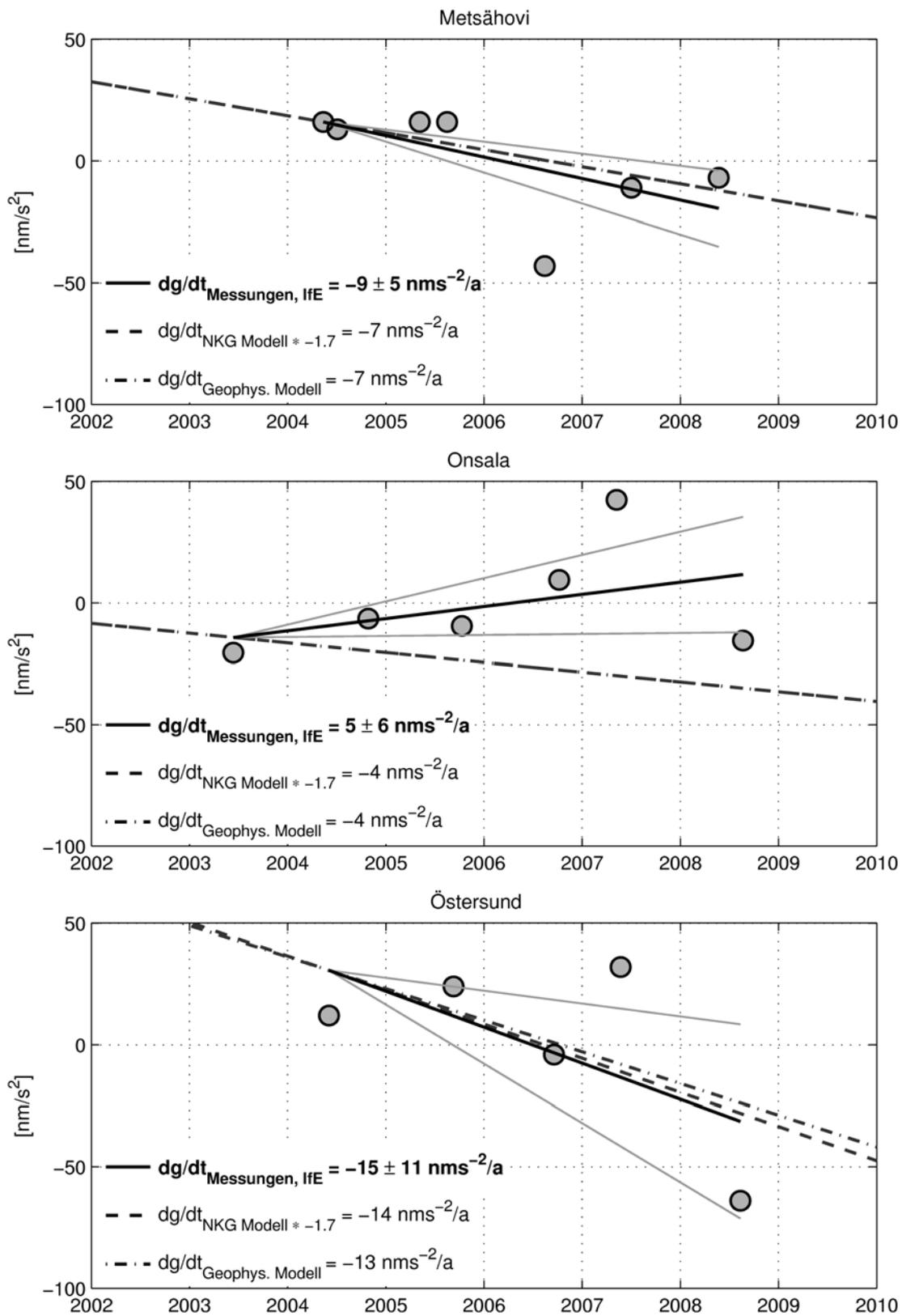


Abbildung 7.8: Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Absolutschwerestationen Metsähovi, Onsala und Östersund. Die Trends wurden aus absoluten Schweremessungen mit dem FG5-220 abgeleitet (durchgezogene schwarze Linie; Linien in grau kennzeichnen den Standardabweichungsbereich des Trends) sowie die Ergebnisse aus dem Landhebungsmodell NKG2005LU nach [Ågren, 2008] und aus der geophysikalischen Modellierung nach [Klemann, 2004] eingezeichnet.

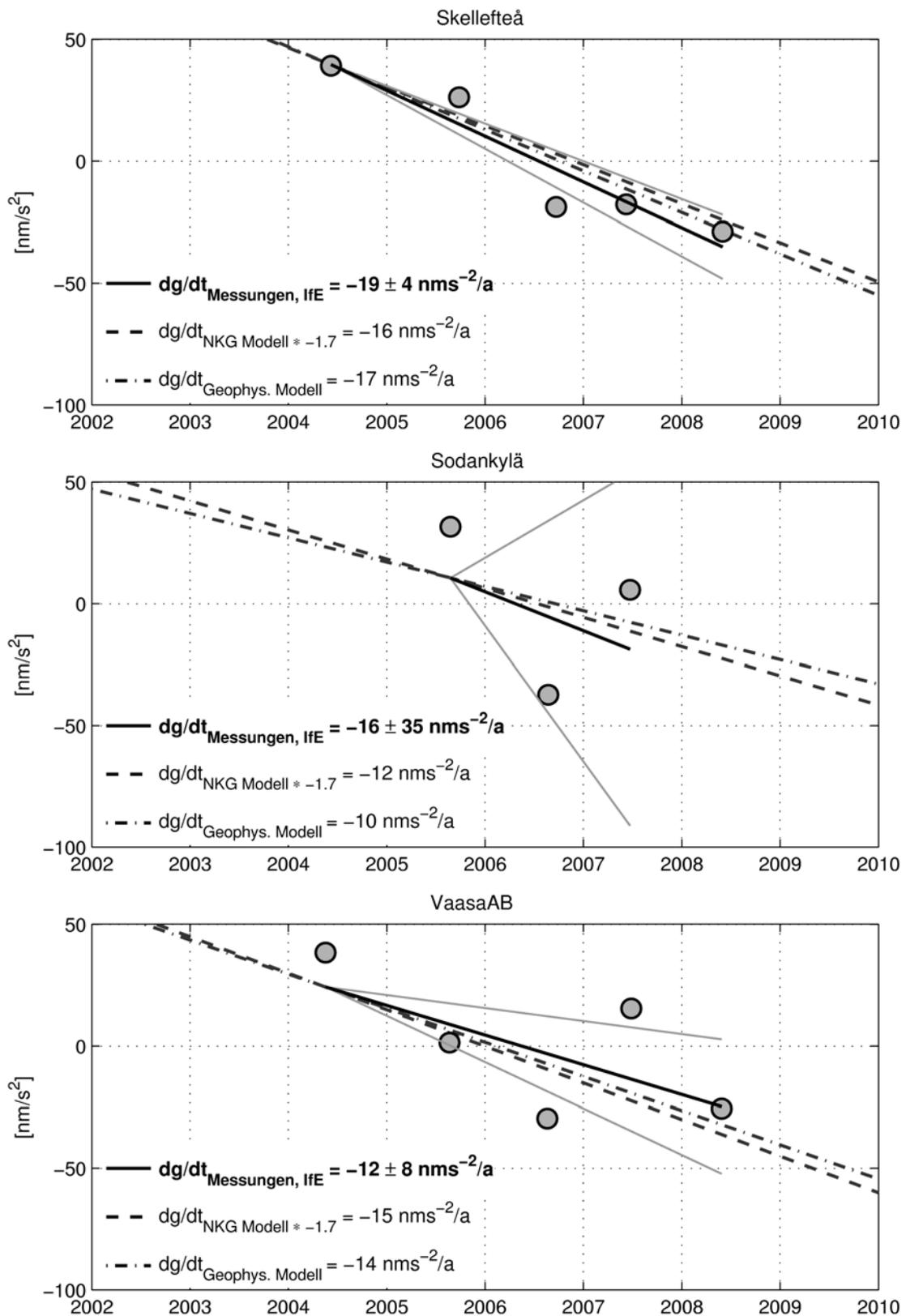


Abbildung 7.9: Zeitliche lineare Schwereänderungen für die Absolutschwerestationen Skellefteå, Sodankylä und Vaasa AB. Die Trends wurden aus absoluten Schweremessungen mit dem FG5-220 abgeleitet (durchgezogene schwarze Linie; Linien in grau kennzeichnen den Standardabweichungsbereich des Trends) sowie die Ergebnisse aus dem Landhebungsmodell NKG2005LU nach [Ågren, 2008] und aus der geophysikalischen Modellierung nach [Klemann, 2004] eingezeichnet.

7.3 Lineare Schwereänderungen aus Langzeitmessreihen seit 1993

Seit 1993 wurden vom BKG und vom NOAA absolute Schweremessungen in den skandinavischen Ländern durchgeführt. Diese Datenreihen wurden vom BKG dankenswerterweise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt und sind im Anhang D zusammengestellt. Damit wird für einige Stationen eine Zeitspanne von etwa 15 Jahren inkl. der Messzeitreihen des IfE abgedeckt. Um zu untersuchen, ob die Absolutgravimetrie das Potential besitzt, bereits innerhalb einer kurzen Messperiode von etwa 4 Jahren tektonische Prozesse wie die Landhebung beobachten zu können, wurden die Langzeitmessreihen herangezogen und den vom IfE gemessenen Trends gegenübergestellt.

Die Schweredaten des BKG und des NOAA wurden auf eine gemeinsame Referenzhöhe von 1.200 m reduziert, um sie mit den IfE-Schwerewerten kombinieren zu können. Die IfE-Zeitreihen von sechs Stationen (Kiruna, Mårtsbo, Metsähovi, Onsala, Skellefteå und Vaasa AB) wurden um die Schweredaten des BKG und des NOAA ergänzt und daraus zeitliche Schwereänderungen $dg/dt_{\text{BKG, NOAA, IfE}}$ berechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.4 zusammengefasst. Zum Vergleich sind nur die IfE-Trends dg/dt_{IfE} aus Abs. 7.2 ebenfalls in der Tabelle zu finden.

Die zeitlichen Schwereänderungen aus den Langzeitbeobachtungen passen gut mit den Änderungsraten des IfE zusammen, die sich auf eine Zeitspanne von etwa 4 Jahren beziehen. Abgesehen von Onsala weichen die Trends aus der langen von der kurzen Messzeitreihe nur mit Extremwerten von -1.1 und $+4.4 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr ab und befinden sich innerhalb der Standardabweichungen der IfE-Trends. Da auf den meisten Stationen das Änderungssignal relativ groß ist, weil sie um das Landhebungszentrum verteilt sind, konnten Schwereabnahmen aus kurzen Messzeitreihen des IfE abgeleitet werden. Nach einer Messperiode von etwa 15 Jahren konnten zeitliche Schwereänderungen im Mittel mit einer Genauigkeit von etwa 1.6 nm/s^2 pro Jahr bestimmt werden. Die Genauigkeit wurde somit um etwa das 4-fache gesteigert.

Die Abweichung für Onsala liegt nicht im Genauigkeitsbereich des IfE-Trends. Vom IfE wurde sogar entgegen den Erwartungen ein positiver Trend beobachtet. Das Ergebnis aus Langzeitbeobachtungen in Onsala ist sehr erfreulich, denn es passt nun sehr gut zu den bisherigen Studien zur Landhebung. Anhand dieses Beispiels wird ersichtlich, dass es zur Bestimmung einer kleinen zeitlichen Schwereänderung von etwa -5 nm/s^2 pro Jahr vorteilhaft ist, die Messungen über einen langen Zeitraum zu verteilen. Dadurch werden störende nicht modellierte episodische Schwereeffekte größtenteils eliminiert.

Aus dieser Analyse wird auch ersichtlich, dass es möglich ist, nach einer relativ kurzen Beobachtungsperiode von etwa 4 Jahren die Landhebung in Fennoskandien an den meisten Stationen absolutgravimetrisch zu bestimmen. Die Raten für die einzelnen Stationen können sich allerdings um 30% im Vergleich zu anderen Resultaten unterscheiden. Damit wird bestätigt, dass die IfE-Trends mit ihren Standardabweichungen als durchaus realistische Abschätzungen zur Landhebung anzusehen sind.

7.4 Verhältnis zwischen zeitlicher Schwereänderung und Höhenänderung

Zur Beschreibung des Landhebungsprozesses, der durch die isostatische Ausgleichsbewegung zustande kommt, werden oft zwei Vereinfachungen benutzt, vgl. auch [Mäkinen *et al.*, 2005]. Durch diese zwei Modelle werden Grenzwerte für das Verhältnis zwischen der zeitlichen Schwereänderung \dot{g} und der zeitlichen Höhenänderung \dot{h} gesetzt:

- „Freiluft-Modell“

Es wird angenommen, dass eine Entlastung der Erdoberfläche stattfindet und keine zusätzliche Masse unter das Gebiet fließt sondern nur Luft. Der Umrechnungsfaktor beträgt in diesem Fall

$$\dot{g}/\dot{h} = -3.1 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm} . \quad (7.1)$$

Tabelle 7.4: Zeitliche Schwereänderungen aus Langzeitmessreihen und aus IfE-Messreihen. Zur Berechnung der Langzeittrends wurden die Schweredaten des IfE mit den Daten des BKG und des NOAA ergänzt, s. Anhang D.

Station	$dg/dt_{\text{BKG, NOAA, IfE}}$ [nm/s ² pro Jahr]	Std. Abw.	Anz. <i>g</i>	Zeitraum	dg/dt_{IfE} [nm/s ² pro Jahr]	Std. Abw.	Anz. <i>g</i>	Zeitraum
Kiruna	-7.1	2.4	6	1995-2007	-11.3	11.0	4	2004-2007
Mårtsbo	-11.2	1.1	8	1995-2008	-15.6	3.8	5	2004-2008
Metsähovi	-6.6	1.7	8	1995-2008	-8.8	5.2	7	2004-2008
Onsala	-4.5	1.4	12	1993-2008	5.0	5.7	6	2003-2008
Skellefteå	-14.6	1.2	9	1993-2008	-18.8	3.8	5	2004-2008
Vaasa AB	-13.3	2.0	6	1995-2008	-12.2	7.8	5	2004-2008
Mittelwert	-9.6	1.6			-10.3	6.2		

- „Bouguer-Modell“

Die Erdoberfläche hebt sich, indem ausschließlich Masse aufgefüllt wird. Diese fließt in den oberen Mantel unterhalb des Gebietes. Diese Bouguer-Annahme, in der für den oberen Mantel eine Dichte von 3300 kg/m³ angenommen wird, führt zur Relation

$$\dot{g}/\dot{h} = -1.7 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm} . \quad (7.2)$$

[Wahr *et al.*, 1995] zeigen numerisch, dass für ein Gebiet mit isostatischer Ausgleichsbewegung in der Antarktis das Verhältnis für Schwere- und Höhenänderung von $\dot{g}/\dot{h} = -1.5 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$ gilt (Maxwell-Rheologie des Mantels), vgl. [Fang und Hage, 2001; de Linage *et al.*, 2007]. [Ekman und Mäkinen, 1996] benutzten Relativschweremessungen (1966 – 1993) in Fennoskandien und berechneten einen Faktor von $\dot{g}/\dot{h} = -2.0 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$. Längere Zeitreihen mit Schweremessungen und verschiedene neue Datenreihen mit Höheninformationen wurden von [Mäkinen *et al.*, 2005] hinzugefügt, um den Umrechnungsfaktor für das Schwere- und Höhenverhältnis für Fennoskandien zu bestimmen. Im Durchschnitt beträgt dieser $-1.7 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$ und variiert zwischen -1.6 und $-2.0 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$.

In diesem Abschnitt wird das Verhältnis \dot{g}/\dot{h} aus zeitlichen Schwereänderungen, die aus Absolutschweremessungen berechnet wurden, und absoluten Höhenänderungen berechnet. Dieser Faktor sollte die geophysikalischen Annahmen zur Rheologie im Mantel unterhalb der Lithosphäre und zum Landhebungsphänomen bestätigen.

Für diese Untersuchung werden die linearen Schwereänderungen dg/dt_{IfE} für die Absolutschwerestationen verwendet, die im Abs. 7.2 aus absolutgravimetrischen Vermessungen mit dem FG5-220 des IfE berechnet wurden. Für die gleichen Stationen werden die zeitlichen absoluten Höhenänderungen dh/dt_{BIFROST} von [Lidberg *et al.*, 2007] herangezogen, die aus GPS-Registrierungen im Rahmen des BIFROST-Projektes erhalten wurden, vgl. Abs. 6.3.2. Für jede Station wurde der Verhältnisfaktor für die Schwere- und Höhenänderung mit

$$\dot{g}/\dot{h} = \frac{dg/dt_{\text{IfE}}}{dh/dt_{\text{BIFROST}}} \quad (7.3)$$

berechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.5 zusammengefasst. Der Verhältnisfaktor beträgt im Mittel ungewichtet $-1.73 \pm 0.14 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$ sowie gewichtet $-1.63 \pm 0.20 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$ und passt gut zu den bisherigen Ergebnissen von [Mäkinen *et al.*, 2005].

Zusätzlich wird zur Berechnung eine Regressionsmethode gewählt, die die Bedingung enthält, dass eine Landhebung von 0.0 m mit einer Schwereänderung von 0.0 nm/s² verbunden ist. Diese Bedingung wurde hier gewählt,

Tabelle 7.5: Verhältnisfaktor \dot{g}/\dot{h} zwischen absoluter Schwereänderung und absoluter Höhenänderung für Stationen in Fennoskandien. dg/dt_{IFE} = zeitliche Schwereänderung aus Absolutschweremessungen mit FG5-220; dh/dt_{BIFROST} = zeitliche absolute Höhenänderung aus GPS-Zeitreihen, entnommen aus [Lidberg *et al.*, 2007].

Station	Schwereänderung dg/dt_{IFE} [nm/s ² pro Jahr]		Höhenänderung dh/dt_{BIFROST} [mm pro Jahr]		Faktor \dot{g}/\dot{h} [nm/s ² pro mm]	
Arjeplog	-8.7	±2.4	7.7	±0.2	-1.14	±0.31
Kiruna	-11.3	±11.0	6.4	±0.3	-1.78	±1.72
Kramfors	-14.4	±2.7	10.2	±0.5	-1.41	±0.27
Mårtsbo	-15.6	±3.9	6.7	±0.2	-2.32	±0.59
Metsähovi	-8.8	±5.2	4.3	±0.2	-2.07	±1.21
Östersund	-14.8	±10.8	8.3	±0.2	-1.79	±1.30
Skellefteå	-18.8	±3.8	9.6	±0.2	-1.95	±0.40
Vaasa AB	-12.2	±7.8	8.6	±0.2	-1.41	±0.91
Mittelwert (ungewichtet)					-1.73	±0.14
Mittelwert (gewichtet)					-1.63	±0.20

da erforderliche Messungen im Randbereich der Landhebung nicht genügend vorhanden sind. Die zeitlichen Änderungen der Schwere und der Höhe sind für die acht Stationen in Abb. 7.10 eingetragen. Aus der Regression zwischen beiden Messergebnissen unter der Bedingung, dass die Gerade durch den Ursprung verläuft, wurde der Wert $-1.67 \pm 0.04 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$ erhalten und bestätigt in etwa den Mittelwert aus Tabelle 7.5.

Der Verhältnisfaktor von etwa $-1.7 \text{ nm/s}^2 \text{ pro mm}$ zwischen zeitlicher Schwereänderung und zeitlicher Höhenänderung konnte aus relativ kurzen (4 Jahre) absolutgravimetrischen Messzeitreihen bestimmt werden. Dieser bestätigt die theoretische Annahme für das „Bouguer-Modell“ und das empirische Ergebnis von [Mäkinen *et al.*, 2005].

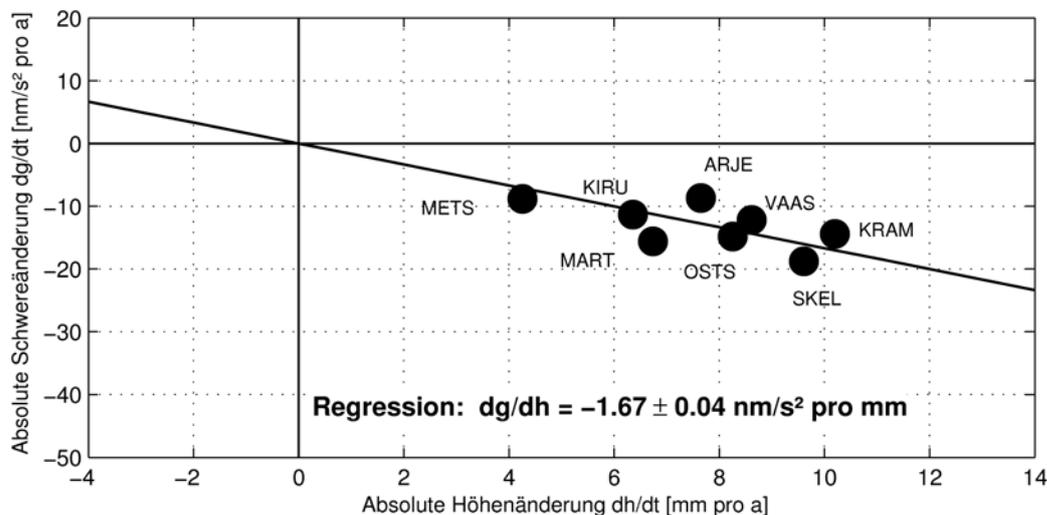


Abbildung 7.10: Verhältnisfaktor \dot{g}/\dot{h} zwischen absoluter Schwereänderung und absoluter Höhenänderung. Dieser wurde bestimmt mittels Regression zwischen zeitlichen Schwereänderungen aus absolutgravimetrischen Messungen mit dem FG5-220 und zwischen Höhenänderungen aus kontinuierlichen GPS-Registrierungen aus [Lidberg *et al.*, 2007].

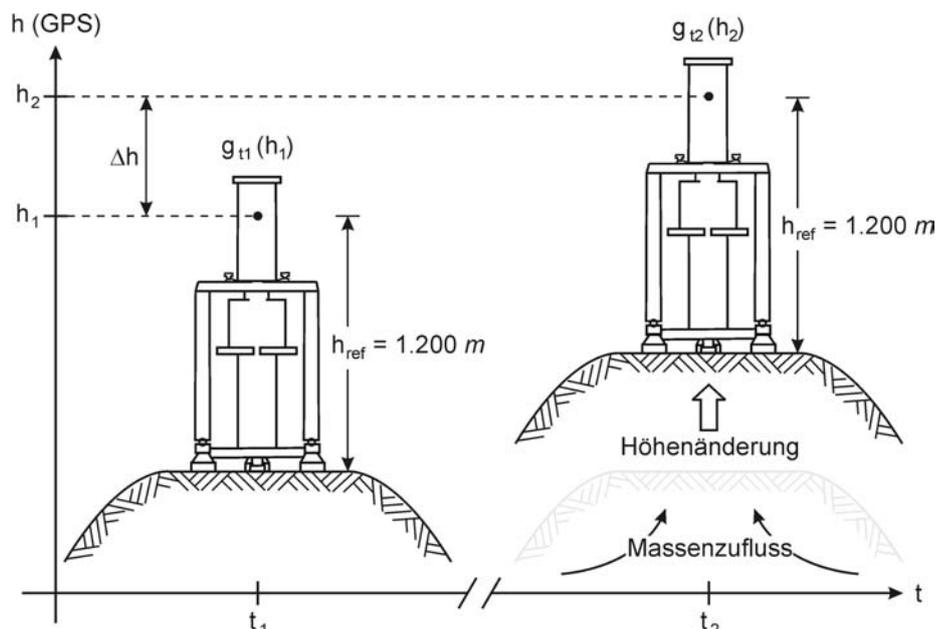


Abbildung 7.11: Darstellung zur Reduktion der Schwereergebnisse aufgrund der Höhenänderung Δh auf einer Station im Landhebungsgebiet; Messungen mit dem FG5-Absolutgravimeter zu verschiedenen Zeitpunkten t_1 und t_2 . Bei gleich bleibendem h_{ref} über der Messmarke verändert sich die absolute Höhe.

7.5 Zeitliche Schwereänderungen aus Absolutgravimetrie und GRACE

Um die Resultate der Schwerefeldmission GRACE mit der terrestrischen Vermessung der Fennoskandischen Landhebung („ground truth“) vergleichen zu können, werden zeitliche Schwereänderungen in einem raumfesten Fixpunkt benötigt. Dazu werden die zeitlichen Änderungen aus Absolutgravimetrie und aus GPS-Registrierungen miteinander kombiniert. Diese Ergebnisse dienen als „punktweise“ Vergleichswerte für die GRACE-Resultate, die in Abs. 6.3.4 beschrieben wurden.

Die absoluten Schwerewerte, z. B. im Landhebungsgebiet Fennoskandiens, werden zu verschiedenen Zeitpunkten t_1 und t_2 bestimmt, s. Abb. 7.11. Sie gelten für eine definierte Referenzhöhe von $h_{ref} = 1.200\text{ m}$ über der Messmarke bzw. über dem Fußbodenniveau. Zwischen den Messzeitpunkten t_1 und t_2 kann sich jedoch die Erdoberfläche aufgrund der Landhebung um einen Betrag Δh gehoben haben, z. B. um ca. 10 cm nach 10 Jahren im Landhebungszentrum, vgl. Abs. 6.2.

Um die zeitliche Änderung der Schwere für eine feste Position im Raum (Fixpunkt) innerhalb des erdfesten geozentrischen Koordinatensystems zu beschreiben, müssen die zu unterschiedlichen Zeitpunkten erhaltenen absolutgravimetrischen Messergebnisse auf einen einheitlichen Referenzpunkt bezogen werden. Das bedeutet, dass eine konstante Distanz zum Ursprung des geozentrisch gelagerten Koordinatensystems gewährleistet wird (hier: ITRF2000¹).

Deshalb ist zusätzlich zu den mit dem Absolutgravimeter an der veränderlichen Erdoberfläche bestimmten Schwereänderungen dg/dt noch der Effekt der Höhenänderungen dh/dt zu berücksichtigen. Die auf einen Fixpunkt im Raum bezogene Schwereänderung ergibt sich zu

$$\left(\frac{dg}{dt}\right)_{\text{raumfest}} = \left(\frac{dg}{dt}\right)_{\text{Erdoberfl.}} - \gamma_F \frac{dh}{dt}. \quad (7.4)$$

Dabei ist $\gamma_F = -3.086\text{ nm/s}^2$ pro mm der vertikale Schweregradient, der in der freien Luft gilt (Freiluftgradient). Durch die Reduktion wird gewährleistet, dass alle Messungen auf eine identische Position innerhalb eines geozentrisch gelagerten erdfesten globalen kartesischen Koordinatensystems bezogen sind.

¹International Terrestrial Reference Frame, Solution 2000

In Tabelle 7.6 sind die lokalen linearen Schwereänderungen dg/dt (raumfest) zusammengefasst, die aus den absolutgravimetrischen IfE-Trends (dg/dt , s. Tabelle 7.2) und aus den GPS-Höhenänderungen (dh/dt_{BIFROST} , s. [Lidberg *et al.*, 2007]) nach Gl. (7.4) für Stationen berechnet wurden, die sich in der Nähe des Landhebungszentrums befinden und somit ein möglichst großes Änderungssignal aufweisen. Für den Vergleich mit den GRACE-Resultaten aus Abs. 6.3.4 wurde das Gebiet in Fennoskandien extrahiert und in Abb. 7.12 flächenhaft dargestellt. Die lokalen linearen Schwereänderungen aus der terrestrischen Vermessung aus Tabelle 7.6 sind zusätzlich als Balken eingezeichnet. Auch aus GRACE wurden für die 11 Stationen lokale Schwereraten berechnet, die in der vorletzten Spalte der Tabelle 7.6 zu finden sind. Ebenso sind die Differenzen zwischen der terrestrischen und der GRACE-Vermessung dargestellt.

Aus der terrestrischen Bestimmung wurden große Änderungen für die Stationen Arjeplog, Kramfors, Skellefteå und Vaasa AB abgeleitet, die sich um das Landhebungszentrum herum befinden. Für diese Stationen ergaben sich auch große Raten aus GRACE. Für die Stationen zum Außenbereich hin wurden aus beiden Messmethoden erwartungsgemäß kleinere Schwereänderungen erhalten. Im Mittel unterscheiden sich beide Resultate um nur 1 nm/s^2 pro Jahr. Sowohl GRACE als auch die terrestrischen Methoden (Absolutgravimetrie und GPS) zeigen die Landhebung deutlich.

Die GRACE-Lösung hat auch die im Uhrzeigersinn gedrehte elliptische Form des Landhebungsphänomens, wie man sie aus dem Oberflächenmodell NKG2005LU erwartet (vgl. Abb. 6.7). Bei beiden Oberflächenmodellen befindet sich das Hebungszenrum im Norden des Bottnischen Meerbusens zwischen den Stationen Skellefteå, Kramfors und Vaasa AB. Im Vergleich zu NKG2005LU ist das Zentrum aus GRACE leicht nach Osten verschoben und könnte sich in der Nähe der Station Ratan befinden. Aus GRACE wurde für das Zentrum eine maximale Schwereänderung mit $+13.4 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr bestimmt. Dieser Wert stimmt sehr gut mit dem Änderungssignal von $+14 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr überein, der aus dem NKG2005LU-Modell abgeleitet wurde. Der auffälligste Unterschied zwischen den GRACE- und NKG2005LU-Raten liegt jedoch im Außenbereich der Landhebung. GRACE zeigt in der Nähe der vermuteten Nulllinie Änderungen von etwa 5 nm/s^2 pro Jahr, die ca. $1/3$ des maximalen Signals entsprechen. Ebenso unterscheidet sich die Struktur der Isolinien. Diese Unstimmigkeiten sind durch die niedrigere räumliche Auflösung der GRACE-Resultate begründet. Zusätzlich wird durch die Filterung der GRACE-Monatslösungen nicht nur eine Glättung, sondern auch eine Verschmierung des Signals über einen größeren geographischen Bereich verursacht, was hier besonders im Randbereich des Phänomens sichtbar wird.

Im Vergleich zu den Absolutgravimetrie/GPS-Lösungen und zu dem NKG2005LU-Modell zeigt sich bzgl. GRACE somit eine Dämpfung der Amplitude im zentralen Landhebungsbereich von etwa 30%. Zusätzlich lässt sich ein zu schwaches Abfallen zu den Außenbereichen erkennen. Verbesserte GRACE-Datenanalysen und längere Zeitreihen werden diese Unterschiede in Zukunft reduzieren.

Tabelle 7.6: Lokale lineare Schwereänderungen aus terrestrischen Messungen und aus monatlichen GRACE-Schwerefeldmodellen. dg/dt_{IfE} = lineare Schwereänderung aus Absolutschweremessungen mit FG5-220; dh/dt_{BIFROST} = lineare absolute Höhenänderung aus GPS-Zeitreihen, aus [Lidberg *et al.*, 2007].

Station	Schwereänderung auf Erdoberfläche		Höhenänderung dh/dt_{BIFROST} [mm pro Jahr]	Schwereänderung raumfest		
	dg/dt_{IfE} [nm/s ² pro Jahr]			terrestrisch	GRACE	Differenz
Arjeplog	-8.7		7.7	15	11	4
Kiruna	-11.3		6.4	8	10	-2
Kramfors	-14.4		10.2	17	13	4
Mårtsbo	-15.6		6.7	5	12	-7
Metsähovi	-8.8		4.3	4	9	-5
Östersund	-14.8		8.3	11	11	0
Skellefteå	-18.8		9.6	11	13	-2
Sodankylä	-16.0		7.1	6	9	-3
Vaasa AB	-12.2		8.6	14	13	1
Mittelwert				10	11	-1

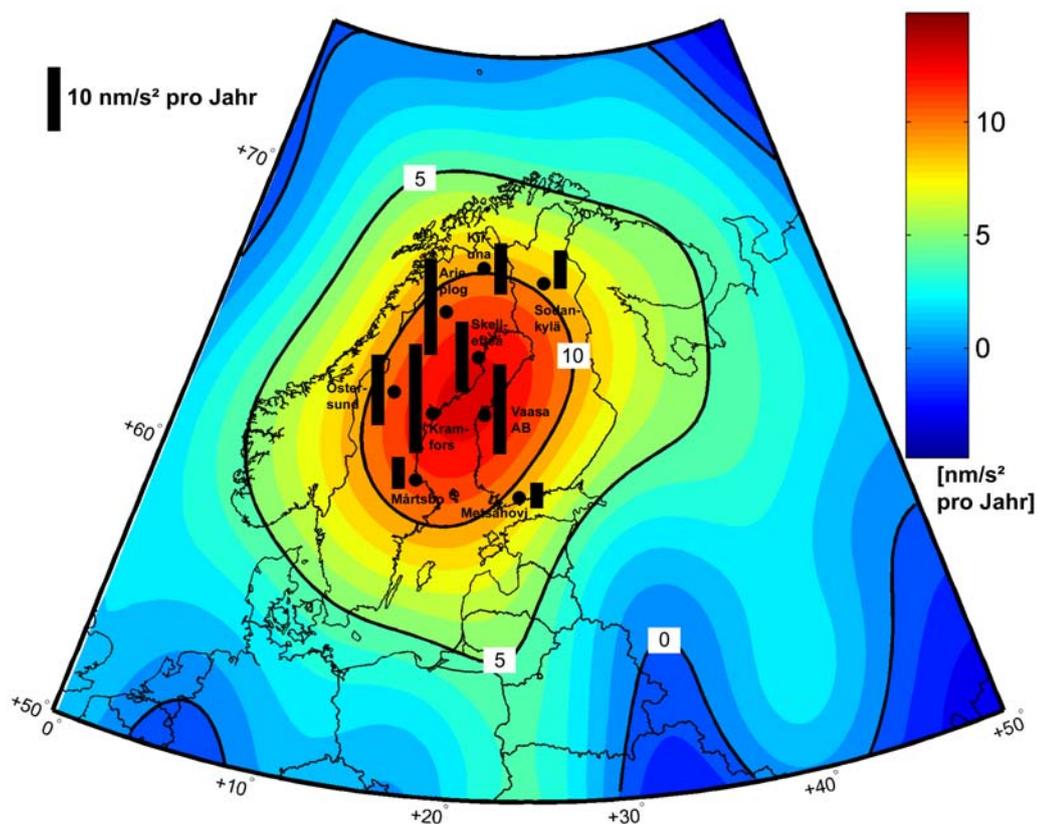


Abbildung 7.12: Lineare Schwereänderungen für Fennoskandien, die aus monatlichen GRACE-Schwerefeldmodellen (08.2002 – 09.2008) abgeleitet wurden, sind mittels farbigen Isolinien dargestellt. Zusätzlich sind die aus der terrestrischen Vermessung (Absolutgravimetrie und GPS) abgeleiteten linearen Schwereänderungen als schwarze Balken eingezeichnet.

8 Atmosphärenreduktion der Absolutschweremessungen mit dem FG5-220

In Kapitel 5 wurde eine Möglichkeit dargestellt, wie die Schwereeffekte aufgrund atmosphärischer Veränderungen mit Hilfe von global vorliegenden ECMWF-Wetterdaten realistischer berechnet werden können. Diese ECMWF-basierenden Reduktionen werden hier an die Absolutschweremessungen im Fennoskandischen Landhebungsgebiet mit dem FG5-220 des IfE angebracht und mit der üblichen klassischen Reduktion nach der „ -3 nm/s^2 pro hPa“-Regel verglichen.

In Abs. 8.3 werden Regressionskoeffizienten zwischen den lokalen Luftdruckvariationen und den damit verbundenen Schwerewirkungen für die Absolutschwerestationen berechnet, die mit Hilfe der ECMWF-Wetterdaten der Jahre 2003 bis 2006 abgeleitet wurden. Die stationsabhängigen Koeffizienten beschreiben den mittleren als linear angenommenen zeitlichen Zusammenhang zwischen Stationsluftdruck- und damit verbundenen Schwerevariationen. Die Regressionskoeffizienten weichen oftmals von dem üblicherweise global benutzten Wert $\alpha = -3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa um 10% und mehr ab. Sie sollen deshalb für die einzelnen Stationen den einfachen Wert ersetzen und können von den Messgruppen genutzt werden, die nicht die aufwendige globale Atmosphärenmodellierung durchführen.

8.1 Atmosphärische Schwereeffekte aus ECWMF-Wetterdaten

Entsprechend den Darstellungen der Abs. 5.3 und 5.4 wurden atmosphärische Schwereeffekte für etwa 90 Absolutschwerebestimmungen in Fennoskandien (2003 – 2007) berechnet. Die einzelnen Beiträge der Attraktions- und Deformationseffekte aus der lokalen, aus der regionalen und aus der globalen Zone wurden aus atmosphärischen 2D-Daten berechnet. Der Attraktionseffekt aus der lokalen Zone wurde zusätzlich aus 3D-Daten bestimmt. Für die Reaktion der Ozeane auf Luftdruckschwankungen wurde die Hypothese des inversen Barometers (IB) verwendet. Die statistischen Angaben zu den Schwereeffekten aus den einzelnen Zonen sind in Tabelle 8.1 zusammengefasst. Die Gesamtschwereeffekte aus allen Zonen können Abb. 8.1 in Verbindung mit einer statistischen Übersicht entnommen werden. Dabei beschreibt ein Kreis den Schwereeffekt aufgrund von Atmosphärenvariationen relativ zur Standardatmosphäre zum Zeitpunkt einer Absolutschwerebestimmung.

Der Schwereeffekt (Attraktion und Deformation) aus der lokalen Zone nimmt zu einem bestimmten Zeitpunkt sogar einen Extremwert von etwa 100 nm/s^2 an. Die beiden anderen Zonen tragen jeweils mit Extrema von etwa -11 nm/s^2 bei. Die Gesamteffekte aus allen Zonen variieren zwischen -71 nm/s^2 und $+73 \text{ nm/s}^2$ mit einem RMS-Mittel von 27 nm/s^2 . Die atmosphärischen Verhältnisse im Landhebungsgebiet können sehr stark von der Standardatmosphäre abweichen. Während sich in den Jahren 2003 und 2006 die geringsten Abweichungen erkennen lassen, zeigt sich in 2007 eine etwa doppelt so große Variation. Die gemessenen Luftdruckwerte an den Stationen variieren um ca. 40 hPa und weichen um 20 hPa vom Normalluftdruck ab.

Zur Berechnung der lokalen Attraktionswirkung wurden 3D-Wetterdaten verwendet, die die vertikale Verteilung der atmosphärischen Parameter innerhalb der Atmosphäre beschreiben und damit die Schwerebeiträge der tatsächlich herrschenden Atmosphärenggebenheiten oberhalb der Schwerestation berücksichtigen. In Abb. 8.2 sind die Differenzen zwischen den Effekten aus der lokalen Zone dargestellt, die aus 3D-Daten und aus 2D-Daten zum Zeitpunkt der Absolutschwerebestimmung berechnet wurden. Die Diskrepanzen erreichen Werte zwischen -25 nm/s^2 und $+13 \text{ nm/s}^2$ und sind somit absolutgravimetrisch erfassbar. Diese Schwereeffekte blieben bei einer Reduktion ohne Verwendung von 3D-Daten unberücksichtigt.

Tabelle 8.1: Beiträge der atmosphärischen Schwereeffekte aus der lokalen, aus der regionalen und aus der globalen Zone berechnet für etwa 90 absolutgravimetrische Stationsbestimmungen in Fennoskandien (A: Attraktionseffekt, E: elastischer Deformationseffekt). Die Effekte aus der lokalen Zone wurden aus atmosphärischen 2D- und 3D-Daten berechnet. Im Ozeanbereich wurde die Hypothese des inversen Barometers (IB) verwendet.

[nm/s ²]	3D-Daten	Atmosphärische Effekte mit Green'schen Funktionen (2D), IB					
	lokal	lokal		regional		global	
	A	A	E	A	E	A	E
Minimum	-83	-77	-4	-5	-19	-9	-4
Maximum	100	94	4	7	15	1	4
Mittel	8	10	0	1	-2	-5	0
RMS	34	35	2	2	7	5	2
Extrema der Summe A und E		96		-12		-11	

Für hochgenaue absolutgravimetrische Stationsbestimmungen, die nach Abs. 2.3 eine Reduktionsunsicherheit von 3 nm/s² nicht überschreiten sollen, ist eine globale Berechnung der Schwerewirkung aufgrund von atmosphärischen Schwankungen notwendig, die den Atmosphärenzustand über der gesamten Erdoberfläche berücksichtigt. Bei der klassischen Reduktion mit einem Regressionskoeffizienten wird der an der Station gemessene Luftdruck verwendet. Dieser Luftdruckmesswert gibt die Gesamtwirkung der Luftmassen innerhalb der lokalen vertikalen Luftsäule oberhalb des Messpunktes wieder. Bei gleich bleibendem Stationsluftdruck könnte eine vertikale Umverteilung in den Schichten innerhalb der Atmosphäre, die mit Änderungen der Schwere verbunden sind, nicht erfasst werden. Die Umverteilung wird durch die klassische Luftdruckreduktion oder durch Verwendung von 2D-Daten nicht berücksichtigt. Auch der Beitrag aus der globalen Zone liegt über den Genauigkeitsanforderungen. Er kann durch den gemessenen Stationsluftdruck nicht erfasst und somit auch nicht reduziert werden.

8.2 Vergleich zwischen der ECMWF-basierenden Atmosphärenreduktion und der klassischen Luftdruckreduktion

Im vorangegangenen Abschnitt wurden Schwereeffekte aus global verteilten ECMWF-Wetterdaten für die Absolutschwerebestimmungen berechnet. Ausgehend von der globalen Atmosphärenmodellierung werden nun die Reduktionsverbesserungen im Vergleich zur klassischen „-3 nm/s² pro hPa“-Luftdruckreduktion untersucht.

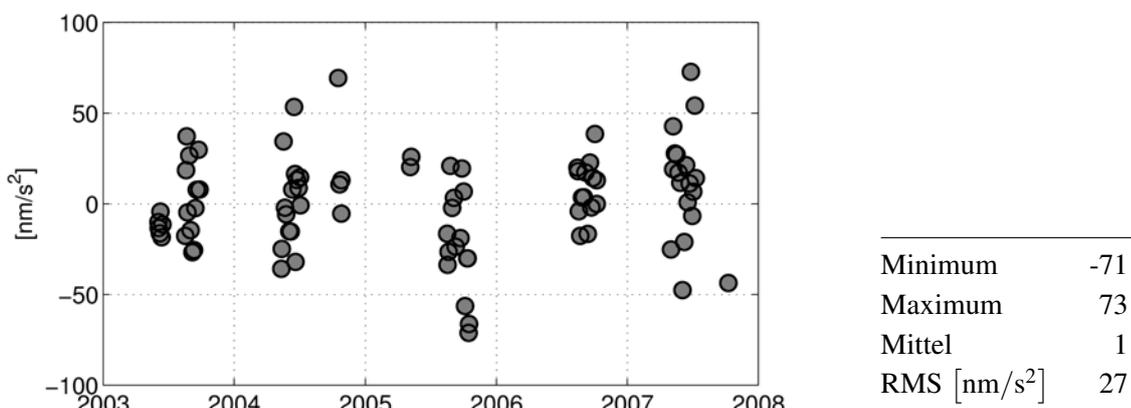


Abbildung 8.1: Summe der atmosphärischen Schwereeffekte aus der lokalen, aus der regionalen und aus der globalen Zone, die zum Zeitpunkt der absolutgravimetrischen Stationsbestimmungen in Fennoskandien (2003 – 2007) aus ECMWF-Daten berechnet wurden.

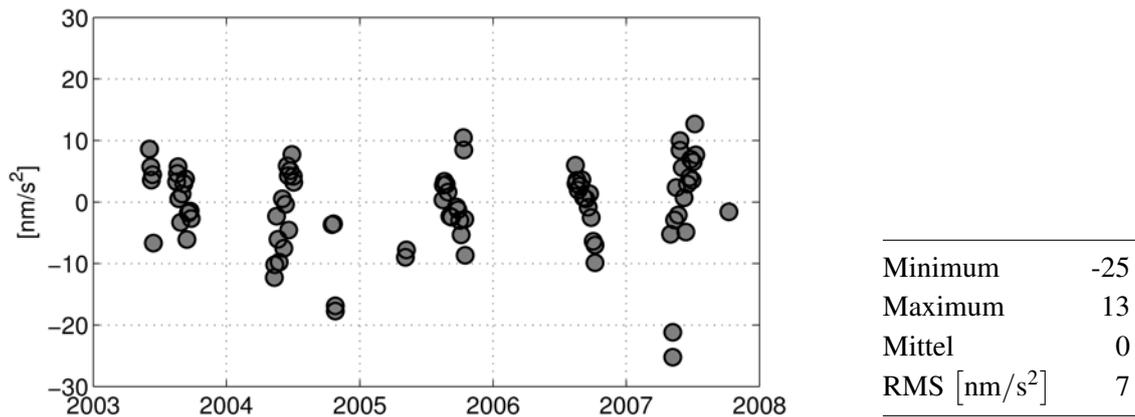


Abbildung 8.2: Differenzen zwischen den Attraktionseffekten aus der lokalen Zone, die aus 3D-Daten und aus 2D-Daten zum Zeitpunkt der absolutgravimetrischen Stationsbestimmungen des IfE in Fennoskandien (2003 – 2007) berechnet wurden.

In Tabelle im Anhang C sind die Reduktionen Δg_{Atmo} zusammengestellt, die nach der „ -3 nm/s^2 pro hPa“-Regel an die Schwerewerte angebracht wurden. Differenzen zwischen den Schwereeffekten mit der globalen ECMWF-Daten basierenden Methode (Abs. 8.1) und mit der klassischen Methode wurden gebildet und sind in Abb. 8.3 dargestellt. Die entsprechenden Reduktionsverbesserungen für die einzelnen Stationsbestimmungen sind im Anhang C als dg_{ECMWF} definiert und sind an die Absolutschwerewerte angebracht.

Die Differenzen erreichen Extrema von -19 nm/s^2 und $+4 \text{ nm/s}^2$ und variieren mit einem RMS-Wert von 8 nm/s^2 . Das arithmetische Mittel aus den Unterschieden zwischen den beiden Methoden beträgt -6 nm/s^2 . Im Allgemeinen fällt die klassische Reduktion im Vergleich zur globalen Modellierung zu groß aus. Die Absolutschwerewerte in Fennoskandien wurden zunächst generell zu niedrig bestimmt, da die klassische Luftdruckreduktion angewendet wurde.

Die mittlere Reduktion nach der klassischen Methode beträgt -6 nm/s^2 , die als Mittelwert aus den Δg_{Atmo} im Anhang C gebildet wurde. Die mittlere Reduktionsverbesserung mit ECMWF-Daten nach Abb. 8.3 beträgt $+6 \text{ nm/s}^2$ (Reduktion = negativer Effekt). Nach Anbringen der global modellierten Atmosphärenreduktion anstelle der einfachen Luftdruckreduktion zeigt sich für das Absolutgravimetrienetz in Fennoskandien kein systematischer Unterschied (einseitiger Versatz, Offset) zur verwendeten Standardatmosphäre, wie auch Abb. 8.1. Dies kann auch als Indiz dafür gewertet werden, dass die komplexe globale Atmosphärenreduktion der klassischen Luftdruckreduktion überlegen ist.

Als weitere Betrachtung zur Atmosphärenreduktion mit den ECMWF-Daten können die Trends aus den IfE-Absolutschweremessungen herangezogen werden, die sowohl nach der klassischen Methode der Luftdruckreduktion als auch nach der ECMWF-basierenden Methode von den atmosphärischen Schwereeffekten befreit wurden. Als Beurteilungskriterium dienen hierfür die bereits verfügbaren Trends aus dem NGK2005LU-Modell und aus dem geophysikalischen Modell, s. [Ågren, 2008; Klemann, 2004], vgl. Abs. 7.2. Im Vergleich zur klassischen Reduktionsmethode verbessert die globale Modellierung die mittlere Übereinstimmung zwischen den drei Trendlinien aus dem NKG2005LU-Modell, aus dem geophysikalischen Modell und aus den IfE-Absolutschwerewerten. An sechs der insgesamt 11 betrachteten Stationen passen sich die IfE-Trends besser an die beiden anderen Trendangaben an. Bei den übrigen fünf Stationen wurden allerdings größer werdende Abweichungen erhalten. Im Mittel zeigt sich nach Anbringen der globalen Atmosphärenreduktion keine sichtbare Verbesserung bzgl. der Trends.

8.3 Regressionskoeffizienten zwischen Schwere- und Luftdruckänderungen

Gemäß der klassischen Luftdruckreduktion werden die Schweremessungen um den Anteil der atmosphärenbedingten Schwereänderungen mit einem ein globalen mittleren Regressionskoeffizienten von -3 nm/s^2 pro hPa

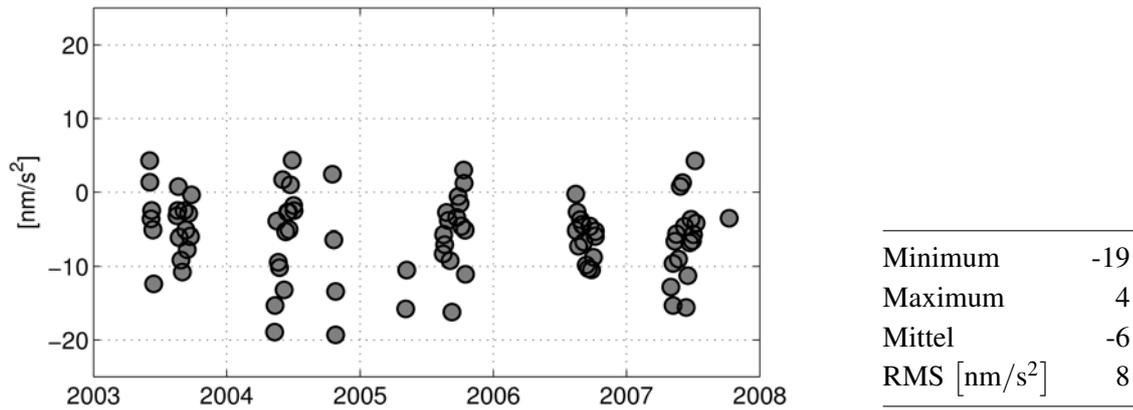


Abbildung 8.3: Differenzen zwischen den ECMWF-basierenden Atmosphäreffekten und den Effekten, die nach der klassischen Methode mit dem Regressionskoeffizienten $\alpha = -3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa für die absolutgravimetrische Stationsbestimmungen des IfE in Fennoskandien (2003 – 2007) berechnet wurden.

befreit, s. Abs. 2.3.2. Der tatsächliche Koeffizient ist jedoch abhängig von der Lage der Messstation und unterliegt zeitlichen Änderungen, die abhängig von der aktuellen Massenverteilung innerhalb der globalen Atmosphäre ist. Die Reduktion der Schweremessungen mit den ECMWF-Wetterdaten ist aufwendig und die Beschaffung der Daten kann für die Anwender mit Unkosten verbunden sein, die z. B. keiner Forschungseinrichtung angehören.

Deswegen werden hier mit Hilfe der ECMWF-Wetterdaten Regressionskoeffizienten berechnet, die als vereinfachte Annahme einen linearen Zusammenhang zwischen der Stationsluftdruck- und Schwereänderung unterstellen und die als Faktor α in Gl. (2.17) zur Luftdruckreduktion verwendet werden können. Die berechneten Koeffizienten sollen die realen Relationen zwischen Luftdruck- und Schwerevariationen an den Gravimetriestation im Mittel besser beschreiben als der globale mittlere Faktor -3 nm/s^2 pro hPa.

Die Berechnung der atmosphärischen Schwereeffekte erfolgt nach dem in Kapitel 5 beschriebenen Verfahren. Dafür wurden ECMWF-Daten von Januar 2003 bis Dezember 2006 verwendet, die in einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden vorliegen. Der an der Station vorliegende Luftdruck wurde aus den Wetterdaten durch Interpolation erhalten. Aus den Luftdruckänderungen und den berechneten Schwereänderungen wurden mittlere Koeffizienten α mittels der Regressionsmethode für die Stationen in Fennoskandien und einige Stationen in Mitteleuropa abgeleitet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 8.2 zusammengefasst. Die erhaltenen Regressionskoeffizienten erreichen Extremwerte von -4.2 nm/s^2 pro hPa für Onsala und -2.9 nm/s^2 pro hPa für Toravere. Für die Stationen entlang der norwegischen Nordatlantikküste wurden größere Beträge für α erhalten, die zwischen -3.5 nm/s^2 pro hPa und -3.7 nm/s^2 pro hPa variieren. Im Mittel wurde für Fennoskandien ein Faktor $\alpha = -3.2 \text{ nm/s}^2$ pro hPa bestimmt.

Wie bereits erwähnt, ändern sich die Regressionskoeffizienten in Abhängigkeit vom aktuellen Atmosphärenzustand. Um diese Variationen abzuschätzen, wurden monatliche Koeffizienten berechnet und als maximale und minimale Abweichungen vom mittleren α in Tabelle 8.2 dargestellt. In Fennoskandien können die Koeffizienten durchschnittlich um -0.3 nm/s^2 pro hPa bis $+0.3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa abweichen. Größere Variationen von etwa -0.5 nm/s^2 pro hPa und $+0.5 \text{ nm/s}^2$ pro hPa wurden für die kontinentaler liegenden SLG-Stationen Medicina (Italien) und Wettzell (Süddeutschland) erhalten. Die Korrelationen zwischen den Änderungen des Stationsluftdrucks dp und der Schwere dg sind mit einem mittleren Koeffizienten $k = -0.996$ sehr hoch.

In Tabelle 8.2 sind zusätzlich einige statistische Angaben zu den atmosphärischen Schwereeffekten und den Variationen des Stationsluftdrucks zum Normalluftdruck p_N , der an der untersuchten Station gilt, zusammengefasst. An den Fennoskandischen Stationen können zeitliche Luftdruckänderungen von bis zu 80 hPa auftreten. Im arithmetischen Mittel wurde eine systematische Abweichung der tatsächlichen Atmosphäre zu der Referenzatmosphäre von -1.9 hPa erhalten. Da im Norden das Klima relativ kalt ist, treten verstärkt Tiefdruckgebiete auf, was durch die negative systematische Abweichung des Luftdrucks bestätigt wird.

Im Vergleich zum verbesserten durchschnittlichen Wert von -3.2 nm/s^2 pro hPa blieben Reduktionsfehler von -16 nm/s^2 erhalten, wenn nur die „ -3 nm/s^2 pro hPa“-Reduktionsmethode angewendet wird ($\equiv -0.2 \text{ nm/s}^2$ pro hPa \cdot 80 hPa). Für den Extremwert von -4.2 nm/s^2 pro hPa in Onsala könnten sogar unmodellerte Schwereeffekte von bis zu -100 nm/s^2 in den Schweremessungen enthalten sein.

[Virtanen und Mäkinen, 2003] benutzten SLG-Datenreihen in Metsähovi, um einen Regressionskoeffizienten zwischen den Luftdruckänderungen und den registrierten Schweremessungen abzuleiten. Sie erhielten den Faktor -2.88 nm/s^2 pro hPa, der sehr gut mit dem hier berechneten Regressionskoeffizienten -2.9 nm/s^2 pro hPa zusammenpasst.

Ebenfalls werden für die SLG-Stationen in Bad Homburg, in Medicina und in Wettzell Koeffizienten verwendet, die sich vom globalen Wert -3 nm/s^2 pro hPa unterscheiden. [Wziontek und Falk, 2008] berechneten für diese Stationen Regressionskoeffizienten, die ebenfalls auf einer globalen ECMWF-Atmosphärenmodellierung basieren. Die hier abgeleiteten Regressionskoeffizienten -3.1 nm/s^2 pro hPa und -3.2 nm/s^2 pro hPa für Bad Homburg und Medicina bestätigen die Angaben von [Wziontek und Falk, 2008]. Für Wettzell geben [Wziontek und Falk, 2008] einen Luftdruckregressionskoeffizienten von -2.8 nm/s^2 pro hPa und [Kroner, 2002] von -3.3 nm/s^2 pro hPa (Korrelation zwischen SLG- und Luftdruckmessreihen) an. Der hier berechnete Faktor von -3.1 nm/s^2 pro hPa unterscheidet sich von beiden, passt jedoch in etwa mit dem Mittelwert der beiden Angaben zusammen. Die relativ großen Unterschiede sind bisher noch nicht geklärt.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass in der Absolutgravimetrie die klassische Luftdruckreduktion mit dem Faktor -3 nm/s^2 pro hPa zu niedrige Stationsschwerewerte in Fennoskandien liefert. Durch die Verwendung eines verbesserten Faktors wird durchschnittlich eine Verbesserung der Luftdruckreduktion um 5% bis 10% und in Ausnahmefällen (Andøya, Honningsvåg, Onsala) mehr als 30% erreicht.

Tabelle 8.2: Gemittelte Regressionskoeffizienten α zwischen Schwere- und Stationsluftdruckänderung basierend auf globaler Modellierung von atmosphärischen Schwereeffekten, berechnet mit Hilfe global verteilter ECMWF-Wetterdaten ($d\alpha = \alpha_{\text{einzel}} - \alpha$). Die Stationsluftdruckwerte p wurden ebenfalls aus ECMWF-Wetterdaten interpoliert; 4-mal täglich für die Jahre 2003 bis 2006 ($p_N =$ Luftdruck der verwendeten Standardatmosphäre für die jeweilige Station).

Station	Regr.-Koeff. α [nm/s^2 pro hPa]		Variation $d\alpha$		Korr.-Koeff. k zw. $d\alpha$ und dp	Atmosph. Schwereeffekte $d\alpha$ [nm/s^2]			Variation dp des Stationsluftdrucks p zu p_N [hPa]				
	Min.	Max.	Min.	Max.		Min.	Max.	Mittel	RMS	Min.	Max.	Mittel	RMS
Ålesund	-3.5	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-96	174	8	44	-47	29	-3	13
Andøya	-3.7	0.3	-0.2	0.3	-0.999	-89	230	18	49	-60	25	-6	14
Arjeplog	-3.2	0.3	-0.3	0.3	-0.989	-94	158	8	38	-48	27	-5	13
Ås	-3.1	0.2	-0.3	0.2	-0.999	-98	161	1	37	-50	33	-1	12
Bad Homburg	-3.1	0.4	-0.3	0.4	-0.996	-87	88	-16	29	-30	29	4	9
Bodø	-3.4	0.3	-0.2	0.3	-0.999	-93	201	13	44	-56	30	-4	13
Borås	-3.2	0.3	-0.4	0.3	-0.998	-97	134	-3	35	-42	32	0	11
Bornholm	-3.0	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-94	161	-7	32	-48	35	2	11
Kopenh.-Bud.	-3.2	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-99	168	-6	34	-48	34	1	11
Kopenh.-Vest.	-3.1	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-94	161	-6	33	-48	34	1	11
Hannover	-3.2	0.4	-0.3	0.4	-0.999	-96	107	-12	32	-33	31	3	10
Helsingør	-3.2	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-96	163	-6	34	-47	34	1	11
Hønefoss	-3.2	0.3	-0.3	0.3	-0.999	-98	163	1	37	-51	33	-1	12
Honningsvåg	-3.6	0.4	-0.2	0.4	-0.999	-90	195	18	47	-51	27	-5	13
Kautokeino	-3.3	0.4	-0.3	0.4	-0.993	-85	178	11	39	-49	25	-6	13
Kiruna	-3.3	0.4	-0.3	0.4	-0.987	-91	162	10	39	-47	26	-6	13
Kramfors	-3.0	0.3	-0.3	0.3	-0.998	-93	151	4	35	-50	32	-2	12
Mårtsbo	-3.1	0.3	-0.3	0.3	-0.999	-95	162	1	36	-50	32	-1	12
Medicina	-3.2	0.5	-0.5	0.5	-0.998	-71	82	-12	25	-26	24	3	8
Membach	-3.1	0.3	-0.2	0.3	-0.995	-85	93	-15	30	-32	28	4	9
Metsähovi	-2.9	0.3	-0.4	0.3	-0.998	-88	149	-1	32	-49	34	-1	11
Onsala	-4.2	0.2	-0.4	0.2	-1.000	-129	176	-3	47	-42	33	0	11
Östersund	-3.3	0.4	-0.3	0.4	-0.991	-99	150	4	38	-48	29	-4	12
Skellefteå	-3.0	0.2	-0.3	0.2	-0.999	-91	165	6	36	-52	32	-3	12
Smidstrup	-3.3	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-96	152	-6	35	-44	31	1	11
Sodankylä	-3.1	0.3	-0.3	0.3	-0.993	-96	143	7	36	-44	29	-4	12
Suldrup	-3.3	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-99	134	-3	37	-40	31	0	11
Suurupi	-3.0	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-91	140	-2	32	-45	34	0	11
Tebstrup	-3.3	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-97	151	-5	35	-43	32	1	11
Toravere	-2.9	0.3	-0.4	0.3	-0.998	-90	123	-4	31	-40	34	1	11
Tromsø	-3.5	0.3	-0.2	0.3	-0.999	-89	207	17	46	-57	27	-6	13
Trondheim	-3.3	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-94	159	7	41	-49	31	-3	13
Trysil	-3.3	0.5	-0.2	0.5	-0.983	-95	162	1	37	-51	27	-3	12
Vaasa AA	-3.0	0.3	-0.3	0.3	-0.999	-90	154	4	35	-49	32	-2	12
Vaasa AB	-3.0	0.3	-0.3	0.3	-0.999	-89	151	4	34	-50	32	-2	12
Visby	-3.0	0.3	-0.4	0.3	-0.999	-88	139	-3	32	-45	34	0	11
Wetzell	-3.1	0.6	-0.6	0.6	-0.960	-85	74	-18	29	-26	25	4	8

9 Zusammenfassung und Ausblick

Zu Beginn der Arbeit wurde das Absolutgravimeter FG5-220 auf seine Genauigkeit und Stabilität hin untersucht. Das gesamte Fehlerbudget einer Stationswertbestimmung setzt sich zum einen aus rein instrumentellen Fehlerquellen zusammen, die der Hersteller der FG5-Gravimeter mit einer instrumentellen Genauigkeit von 10 nm/s^2 abschätzt. Zum anderen kommen Unsicherheiten durch unvollständig oder nicht vorgenommene Modellierungen und Reduktionen von tatsächlichen Schwereänderungen hinzu (infolge von Erd- und Ozeangezeiten, Polbewegung, Veränderungen in der Atmosphäre und Hydrosphäre). Die erst genannten zeitlichen Schwereänderungen können normalerweise ausreichend genau modelliert werden. Die Schwerewirkung der hydrologischen Änderungen ist allerdings kaum modellierbar, so dass die Stationsschwerewerte nicht von diesem Einfluss befreit werden konnten. Fehlerabschätzungen aufgrund der Erfahrungen von sechs Jahren mit dem FG5-220 wurden durchgeführt, die sich auf Wiederholungsmessungen auf Referenzstationen und auf Vergleiche mit anderen Gravimetern stützen. Diese vergleichenden Betrachtungen beinhalten nicht nur die unmodellierten Schwereeffekte sondern auch die so genannten Setup-Unsicherheiten. Aus den Untersuchungen wurde für das FG5-220 eine Genauigkeit von 30 nm/s^2 für eine Stationsbestimmung als empirische Abschätzung erhalten. Die Schwerewirkungen der hydrologischen Variationen (lokale und regionale Grundwasserstandsänderungen oder windgetriebene Wasserstandsänderungen in Buchten, Fjorden und Seen) können mehrere 10 nm/s^2 erreichen und können gewöhnlich nicht als Reduktionen angebracht werden. Besonders in der Ostsee ist dieser Effekt stark ausgeprägt. Zum Zeitpunkt der absoluten Schweremessungen wurden an einigen Stationen Grundwasserstände oder Wasserstände nahe gelegener Seen gemessen. Diese Beobachtungen können zukünftig genutzt werden, um den Zusammenhang zwischen Schwere- und Wasserstandsänderungen besser verstehen und evtl. modellieren zu können. Für Stationen, die sich in der Nähe von Pegeln an der Küste der Ostsee oder des Atlantiks befinden, sollten die Pegelregistrierungen verwendet werden, um sie mit den Schweremesszeitreihen zu korrelieren. Auch lokale und regionale hydrologische Modelle zum Bodenwasser und zur Ostsee sollen zukünftig verwendet werden, um die resultierenden Schwereänderungen zu modellieren und zu reduzieren.

Da die Relativgravimetrie eine wichtige ergänzende Messmethode zur Absolutgravimetrie ist, wurde sie in einem eigenen Kapitel behandelt. Für die Analysen zur Kalibrierung und Genauigkeit des Gravimeters Scintrex SG-3M Nr. 4492 des IfE wurden Messungen von 2001 bis 2007 verwendet. Aus den Ergebnissen der Kalibrierungen 2001 bis 2005 wurde eine Variation des linearen Maßstabsfaktors von $1.4 \cdot 10^{-4}$ erhalten und keine Abhängigkeiten des Maßstabsfaktors von den untersuchten Schwerebereichen festgestellt. Das Relativgravimeter kann unter optimalen Bedingungen eine Kurzzeitmessgenauigkeit von etwa 10 nm/s^2 erreichen. Eine Langzeitwiederholbarkeit des Instrumentes von besser als 20 nm/s^2 wurde nachgewiesen.

Die genaue Kenntnis der Schwereabnahme mit der Höhe entlang der Lotlinie über der Messmarke, d. h. der vertikale Schweregradient, ist für zahlreiche Anwendungen notwendig. Für die verschiedenen Reduktionsanwendungen sollten entsprechende Reduktionsgenauigkeiten eingehalten werden. Dazu werden Genauigkeiten für den vertikalen Schweregradienten von bis zu 20 nm/s^2 pro m gefordert. Um diesem hohen Genauigkeitsanspruch gerecht zu werden, wurden auf verschiedenen Stationen in Fennoskandien ein linearer und ein quadratischer Koeffizient zur Modellierung der Schwereänderung entlang der Lotlinie bestimmt. Wenn die Nicht-Linearität vernachlässigt wird, können Diskrepanzen von bis zu 222 nm/s^2 pro m auftreten, was oftmals die Genauigkeitsanforderungen für die Reduktionsanwendungen übersteigt.

Bei der absolutgravimetrischen Bestimmung der Schwere ist nicht nur der Bezug des Wertes auf eine definierte Höhe von Bedeutung, sondern auch die horizontale Ausrichtung des Absolutgravimeters über der Messmarke. Bei der Aufstellung des Instrumentes ist darauf zu achten, dass der Sensor so gut wie möglich über die Messmarke

gebracht wird, um Fehler bei der Bestimmung des Schwerewertes zu vermeiden. Um abzuschätzen, wie stark sich das horizontale Gradientenfeld ändern kann, wurde auf der Station in Clausthal (Deutschland) die horizontale Änderung der Schwere über dem Messpfiler vermessen. Um einen Fehler von etwa 3 nm/s^2 nicht zu übersteigen, sollte das Absolutgravimeter auf etwa 1 cm genau über der Messmarkierung aufgestellt werden. Es ist jedoch durchaus möglich, dass der horizontale Schweregradient an manchen Stationen noch größer sein kann.

In der direkten Nähe der Absolutschwerestation in Onsala (Schweden) wurden bauliche Maßnahmen durchgeführt (Bau eines Zaunwalls). Der dadurch verursachte Schwereeffekt wurde auf zwei Wegen bestimmt. Zum einen ergab die relativgravimetrische Messung zu einem Exzentrumsunkt, der von den Massenbewegungen unbeeinflusst ist, eine Schwerezunahme von 18 nm/s^2 . Zum anderen wurde eine Schwerezunahme mittels einer Dichtebestimmung der zugefügten Masse (via Relativgravimetrie) und des bewegten Volumens (via Nivellement) durch eine physikalische Modellierung mit 10 nm/s^2 berechnet. Beide Methoden ergaben trotz des relativ kleinen Schwerebetrags eine Schwerezunahme, was als sehr zufrieden stellend beurteilt wird. Die Relativgravimetrie kann somit genutzt werden, die Dichte eines kleinen Massenvolumens und kleine anthropogene Schwereänderungen zu bestimmen und ggf. an die absolutgravimetrischen Messzeitreihen als Reduktionen anzubringen.

Die exakte Reduktion der Schwerewirkung wegen Luftmassenbewegungen in der Erdatmosphäre stellt in der Absolutgravimetrie eine zentrale Aufgabe dar. Üblicherweise werden die Absolutschwerebestimmungen von den atmosphärischen Schwereeffekten nach der klassischen „ -3 nm/s^2 pro hPa“-Regel befreit. Diese vereinfachte Reduktionsmethode basierend auf Stationsluftdruckmessungen und einem global durchschnittlichen Regressionskoeffizienten von -3 nm/s^2 pro hPa berücksichtigt die tatsächlichen globalen Veränderungen in der Atmosphäre nur begrenzt. In dieser Arbeit wurde zur Atmosphärenreduktion ein Ansatz genutzt, der global verteilte Wetterdaten des ECMWF berücksichtigt. In Kapitel 5 wurden Berechnungen der Attraktions- und Deformationseffekte mit Hilfe von Green'schen Funktionen behandelt, die die atmosphärischen Variationen über der gesamten Erde beinhalten. Zusätzlich wurde der Einfluss der Atmosphärenänderungen in der Nähe der Station (lokale Zone) untersucht, indem Wetterdaten in verschiedenen Höhenschichten verwendet wurden. Die atmosphärischen Daten wurden in drei Berechnungsgebiete um die Schwerestation eingeteilt, die unterschiedlich zum Gesamtschwereeffekt beitragen: lokale Zone, regionale Zone und globale Zone. Die größten Beiträge kommen aus der lokalen Zone, da sich die Luftmassenänderungen quasi über dem Gravimeterstandpunkt ereignen. Saisonale Umverteilungen der Luftmassen innerhalb der atmosphärischen Höhenschichten können Schwereänderungen von einigen 10 nm/s^2 verursachen, die vom beobachteten Stationsluftdruck nicht erfasst werden. Ebenso wird größtenteils der Anteil durch die klassische Reduktionsmethode vernachlässigt, der aus der globalen Zone außerhalb des 10° -Gebietes um die Station stammt und größtenteils ozeanische Flächen umfasst. Schwereeffekte von über 10 nm/s^2 wurden aus den Berechnungen für die globale Zone erhalten. Untersuchungen zur Reaktion der Ozeanflächen auf Luftdruckschwankungen wurden durchgeführt, indem zwei Extrema angenommen wurden, da die tatsächliche Reaktion der Ozeane nicht genau bekannt ist. Zum einen wurde angenommen, dass die Wasserflächen wie ein inverses Barometer (IB) reagieren und somit die Wassermassen ausweichen und die Luftdruckänderungen nicht auf den Ozeanboden übertragen werden. Der Meeresboden erfährt dadurch keine elastische Deformation. Zum anderen wurde die Hypothese des nicht-inversen Barometereffektes (NIB) betrachtet, bei der die Luftdruckschwankungen auf den Ozeanboden übertragen werden und dieser elastisch deformiert wird. Unterschiede zwischen den Berechnungen mit beiden Hypothesen können im RMS-Mittel 3 bis 5 nm/s^2 betragen. Die Unsicherheiten in der Modellierung des Deformationseffektes werden mit etwa 1 bis 2 nm/s^2 abgeschätzt.

Zur Verifizierung des Ansatzes zur Atmosphärenreduktion mit global verteilten ECMWF-Wetterdaten wurde eine Datenreihe (August 2004 bis Oktober 2006) des supraleitenden Gravimeters (SLG) in Membach (Belgien) benutzt. Die komplexe Atmosphärenmodellierung verbesserte die residuale SLG-Datenreihe um 14% im Vergleich zur klassischen Luftdruckreduktion, weswegen diese Reduktionsmethode auch bei den Absolutschweremessungen des IfE in Fennoskandien angewendet wurde. Für die absolutgravimetrischen Stationsbestimmungen wurden Differenzen zwischen der ECMWF-basierenden Atmosphärenreduktion und der Reduktionen nach der klassischen „ -3 nm/s^2 pro hPa“-Methode berechnet und als Reduktionsverbesserungen an die Schwerewerte angebracht. Im Durchschnitt fällt in Fennoskandien die klassische Luftdruckreduktion im Vergleich zur globalen

Modellierung zu groß aus, was mit zu niedrig bestimmten Schwerewerten verbunden ist. Die Unterschiede können bis zu etwa 20 nm/s^2 betragen, variieren mit einem RMS-Mittel von 8 nm/s^2 und sollten für angestrebte Reduktionsgenauigkeiten von besser als 3 nm/s^2 nicht vernachlässigt werden. Somit wird bei hohen Genauigkeitsanforderungen für absolute Schwerewertbestimmungen die Atmosphärenreduktion mit global verteilten Wetterdaten empfohlen.

Da die Reduktion der Schweremessungen mit den Wetterdaten sehr aufwendig ist und von einigen Arbeitsgruppen nicht vorgenommen werden kann, wurden in dieser Arbeit zusätzlich auf Basis der ECMWF-Daten (2003 bis 2006) Regressionskoeffizienten für die Stationen in Fennoskandien berechnet, die einen linearen Zusammenhang zwischen der Stationsluftdruckänderung und Schwereänderung darstellen. Diese stationsabhängigen Faktoren sollen den globalen Mittelwert ersetzen und können von den Messgruppen zur Luftdruckreduktion verwendet werden. Die berechneten Regressionskoeffizienten weichen von dem üblichen Wert -3 nm/s^2 pro hPa im Mittel um 10% ab, können sich aber auch weitaus größer unterscheiden. Als Mittelwert aus den Regressionskoeffizienten für die Fennoskandischen Stationen wurde -3.2 nm/s^2 pro hPa bestimmt. Durch die Verwendung eines verbesserten Koeffizienten wird eine durchschnittliche Verbesserung der Luftdruckreduktion um 5% bis 10% in Ausnahmefällen sogar 30% erreicht.

Vom IfE wurden in der Periode 2003 bis 2008 insgesamt 34 verschiedene Stationen in Fennoskandien vermessen. Mit dem FG5-220 wurden dort 90 absolutgravimetrische Stationsbestimmungen vorgenommen. Davon wurden 11 Stationen mehrfach vermessen, so dass aus den Messzeitreihen lokale lineare Schwereänderungen abgeleitet wurden. Für die Absolutschwerestationen, die sich in der Nähe des Landhebungszentrums befinden und für die somit ein großes Änderungssignal erwartet wird, wurden entsprechende Schwereabnahmen erhalten. Die Trends aus den absoluten Schweremessungen des IfE wurden mit einer mittleren Standardabweichung von 5.9 nm/s^2 pro Jahr nach einer Messperiode von etwa 4 Jahren bestimmt. Diese Ergebnisse wurden linearen Schwereänderungen gegenübergestellt, die mit alternativen Methoden bestimmt wurden. Zum einen wurde das Landhebungsmodell NKGLU2005 herangezogen, das aus geodätischen Messungen erstellt wurde, und zum anderen ein Landhebungsmodell, das aus geophysikalischer GIA-Modellierung prädiiziert wurde. Die Trends aus IfE-Messungen variieren im Vergleich zu den beiden anderen Ergebnissen im RMS-Mittel um etwa 20%. Die Diskrepanzen befinden sich innerhalb der erhaltenen Standardabweichung der Trends. Die gute Übereinstimmung mit den beiden Landhebungsmodellen bestätigt, dass die absolutgravimetrischen Ergebnisse des IfE zusammen mit den Standardabweichungen die Landhebung realistisch beschreiben.

Die Datenreihen des IfE wurden um Absolutschweremessungen erweitert, die seit 1993 vom BKG und NOAA in den skandinavischen Ländern durchgeführt wurden. Dadurch wird für einige Stationen eine Messzeitspanne von etwa 15 Jahren abgedeckt. Auch aufgrund des Vergleichs zwischen den kurzen Messzeitreihen (nur IfE) und den Langzeitmesszeitreihen (BKG, NOAA und IfE) wird deutlich, dass die Absolutgravimetrie das Potential besitzt, innerhalb einer relativ kurzen Beobachtungsperiode von etwa vier Jahren tektonische Prozesse wie die Landhebung zu beobachten und dadurch verursachte säkulare Schwereänderungen zu bestimmen.

Innerhalb des langfristig angelegten Nordischen Projektes zur Bestimmung der Fennoskandischen Landhebung wurden seit 2003 verstärkt Absolutschweremessungen mit verschiedenen FG5-Gravimetern vorgenommen. Daran waren und sind Gruppen aus allen skandinavischen Ländern beteiligt. Insgesamt wurden in dem Zeitraum 2003 bis 2008 mit fünf verschiedenen FG5-Instrumenten Messungen durchgeführt. Zukünftig ist seitens des IfE geplant, nicht nur die Zeitreihen seit 1993 des BKG und des NOAA, sondern auch die Absolutschwerebestimmungen von allen Messgruppen zu verwenden, um die Fennoskandische Landhebung im gesamten Nordischen Absolutschwerenetz über einen längeren Zeitraum zu analysieren.

Zur Beschreibung des Landhebungsprozesses, der durch die isostatische Ausgleichsbewegung zustande kommt, wurde in dieser Arbeit der Verhältnisfaktor zwischen der zeitlichen Schwereänderung und der zeitlichen Höhenänderung berechnet. Für die Schwereänderungen wurden die Ergebnisse der absolutgravimetrischen Trends aus Messungen des IfE herangezogen. Als Höhenänderungen wurden die Trend-Ergebnisse des GPS-Projektes BIFROST von [Lidberg, 2007] für die jeweiligen Stationen verwendet. Der erhaltene Verhältnisfaktor

-1.7 nm/s^2 pro mm bestätigt sowohl die theoretische Annahme für das „Bouguer-Modell“ als auch das empirische Ergebnis von [Mäkinen *et al.*, 2005].

Aus den monatlichen Resultaten der Schwerefeldmission GRACE können zeitliche Änderungen des Schwerefeldes abgeleitet werden. Um die Schwereänderungen aus GRACE mit der terrestrischen Vermessung der Landhebung („ground truth“) zu vergleichen, werden zeitliche Schwereänderungen in einem raumfesten Fixpunkt benötigt. Dazu wurden die lokalen linearen Schwereänderungen aus Absolutgravimetrie (IfE-Trends) und Höhenänderungen aus GPS-Registrierungen (BIFROST, s. [Lidberg, 2007]) miteinander kombiniert. Die abgeleiteten lokalen Schwereänderungen von 11 Stationen dienen als Punktvergleichswerte für die GRACE-Resultate. Für Stationen, die sich in der Nähe des Landhebungszentrums befinden, wurden sowohl aus der terrestrischen Vermessung als auch aus GRACE die größten Raten erhalten. GRACE zeigt im Landhebungsgebiet einen maximalen Wert von $+13.4 \text{ nm/s}^2$ pro Jahr. Für Stationen im Außenbereich wurden erwartungsgemäß kleinere Werte erhalten, jedoch zeigt das Oberflächenmodell aus GRACE in der Nähe der erwarteten Nulllinie eine Hebung von etwa 30% des maximalen Signals. Dies liegt in der GRACE-Prozessierung und der begrenzten räumlichen Auflösung begründet. Im Mittel aus allen 11 Stationen unterscheiden sich die lokalen Schwereänderungen aus Absolutgravimetrie/GPS und aus GRACE nur um 1 nm/s^2 , was in etwa 9% des gesamten mittleren Signals entspricht, also eine sehr gute Übereinstimmung darstellt.

Am IfE sind weitere Arbeiten bzgl. der Fennoskandischen Landhebung geplant. Für Absolutschwerestationen, die auch permanente GPS-Stationen sind und sich in Küstennähe befinden, sollen die Pegelregistrierungen entlang der Ostsee und der Nordsee mit GPS-Tageslösungen und den Absolutschwerewerten korreliert werden. Dadurch soll der Einfluss der Wasserstandsänderungen auf die Messungen besser verstanden werden. Weiterhin ist die Bestimmung einer einfachen hydrologischen Reduktionsmethode vorgesehen, um die Absolutschweremessungen an Stationen mit verfügbaren lokalen hydrologischen Daten von diesen störenden Effekten zu befreien.

In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass mit dem Absolutgravimeter FG5 Messgenauigkeiten erzielt werden können, die es ermöglichen, geodynamische Phänomene wie die Fennoskandische Landhebung signifikant zu beobachten. Die Absolutgravimetrie eignet sich sehr gut als eine geodätische Methode, um geophysikalische Untersuchungen zu unterstützen.

Literaturverzeichnis

- Agnew, D. C. (1991). *FORTRAN program LOADF for ocean load and gravitation computation*. Geodätisches Institut, Karlsruhe.
- Agnew, D. C. (1997). NLOADF: a program for computing ocean-tide loading. *Journal of Geophysical Research*, 102/B3, Seiten 5109–5110.
- Ågren, J. (2008). Absolute Höhenänderungen für Absolutschwerestationen in Fennoskandien aus dem NKG2005LU, nach [Ågren und Svensson, 2006]. Persönliche Kommunikation.
- Ågren, J. und Svensson, R. (2006). Land Uplift Model and System Definition for the RH 2000 Adjustment of the Baltic Levelling Ring. In *15th General Meeting of the Nordic Geodetic Commission, Copenhagen, May 29 - June 02, 2006*.
- ANSI (2004). *American National Standard - Guide to Reference and Standard Atmosphere Models*. American Institute of Aeronautics and Astronautics, United States of America.
- Bahlburg, H. und Christoph, B. (1998). *Grundlagen der Geologie*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, Deutschland.
- Baker, T. F. und Bos, M. S. (2003). Validating Earth and ocean tide models using tidal gravity measurements. *Geophysical Journal International*, 152, Seiten 468–485.
- Balling, N. (1995). Heat flow and thermal structure of the lithosphere across the Baltic Shield and the northern Tornquist Zone. *Tectonophysics*, 244, Seiten 13–50.
- Bödecker, G. und Fritzer, T. (1986). International Absolute Gravity Basestation Network. In *Astronomisch-Geodätische Arbeiten*, Volume 47. Bayerische Kommission für die Internationale Erdmessung der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, München.
- Bergstrand, S., Scherneck, H.-G., Milne, G. A., und Johansson, J. M. (2005). Upper mantle viscosity from continuous GPS baselines in Fennoscandia. *Journal of Geodynamics*, 39/2, Seiten 91–109.
- Bilker-Koivula, M., Mäkinen, J., Timmen, L., Gitlein, O., Klopping, F., und Falk, R. (2008). Repeated Absolute Gravity Measurements in Finland. In V. G. Peshekhonov, (Hrsg.), *Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements (TG-SMM2007), Proceedings of Int. Symposium, Elektropribor, St. Petersburg, 20-23 August 2007*, Seiten 147–151.
- Bock, D., Noomen, R., und Scherneck, H.-G. (2005). Atmospheric pressure loading displacement of SLR stations. *Journal of Geodynamics*, 39, Seiten 247–266.
- Bolton, D. (1980). The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Monthly Weather Review*, 108, Seiten 1046–1053.
- Bos, M. S. und Baker, T. F. (2005). An estimate of the errors in gravity ocean tide loading computations. *Journal of Geodesy*, 79, Seiten 50–63.
- Bos, M. S., Baker, T. F., Røthing, K., und Plag, H.-P. (2002). Testing ocean tide models in the Nordic seas with tidal gravity observations. *Geophysical Journal International*, 150, Seiten 687–694.
- Boy, J.-P., Hinderer, J., und Gegout, P. (1998). Global atmospheric loading and gravity. *Physics on the Earth and Planetary Interiors*, 109, Seiten 161–177.
- Boy, J.-P., Gegout, P., und Hinderer, J. (2002). Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading. *Geophysical Journal International*, 149, Seiten 534–545.
- Buitkamp, H. (1960). *Modelle für geodätische Anwendungen der Trägheitsnavigation mit besonderer Berücksichtigung von Schachtvermessungen*. Dissertation, Veröffentlichungen der Deutschen Geodätischen Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe C, Nr. 306, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn, München.
- Calgagnile, G. (1982). The lithosphere-asthenosphere system in Fennoscandia. *Tectonophysics*, 90, Seiten 19–35.
- Carter, W. E., Peter, G., Sasagawa, G. S., Klopping, F. J., Berstis, K. A., Hilt, R. L., Nelson, P., Christy, G. L., Niebauer, T. M., Hollander, W., Seeger, H., Richter, B., Wilmes, H., und Lothammer, A. (1994). New Gravity Meter Improves Measurements. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 75/8, Seiten 90–92.
- Cartwright, D. E. und Edden, A. C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics. *Geophysical Journal International*, 33/3, Seiten 253–264.

- Cartwright, D. E. und Taylor, R. J. (1971). New computations of the tide-generating potential. *Geophysical Journal International*, 23/1, Seiten 45–74.
- Cotte, N., Pedersen, H. A., und Group, T. W. (2002). Sharp contrast in lithospheric structure across the Sorgenfrei-Tornquist Zone as inferred by Rayleigh wave analysis of TOR1 project data. *Tectonophysics*, 360, Seiten 75–88.
- Crossley, D., Hinderer, J., und Boy, J.-P. (2004). Regional gravity variations in Europe from superconducting gravimeters. *Journal of Geodynamics*, 38, Seiten 325–342.
- de Linage, C., Hinderer, J., und Yves, R. (2007). A search for the ratio between gravity variation and vertical displacement due to a surface load. *Geophysical Journal International*, 171, Seiten 986–994.
- Dehant, V. (1987). Tidal parameters for an inelastic Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 49, Seiten 97–116.
- Dehant, V. (1995). Theoretical tidal parameters: state of the art. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres (BIM)*, 121, Seiten 9027–9031.
- Denker, H. (2008). Berechnung der zeitlichen Schwerefeldänderung der Erde aus monatlichen GRACE-Lösungen des GFZ-Analysezentrum. *Persönliche Kommunikation*.
- Dickman, S. R. (1988). Theoretical investigation of the oceanic inverted barometer response. *Journal of Geophysical Research*, 93, Seiten 14941–14946.
- Dittfeld, H.-J., Engen, B., Jentzsch, G., Madsen, F., Knudsen, P., Ramatschi, M., Røthing, K., und Schwintzer, P. (1997). Tidal gravity measurements within the MOTIVE project. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres (BIM)*, 127, Seiten 9843–9850.
- Dziewonski, A. M. und Anderson, D. B. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, Seiten 297–356.
- Ekman, M. (1996). A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia. *Terra Nova*, 8/2, Seiten 158–165.
- Ekman, M. und Mäkinen, J. (1996). Recent postglacial rebound, gravity change and mantle flow in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 126, Seiten 229–234.
- Etling, D. (2002). *Theoretische Meteorologie - Eine Einführung*. Springer, Berlin.
- Falk, R. (1995). Erste Erfahrungen mit dem Automatischen Gravimeter Scintrex CG3M Autograv. *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 1, Seiten 26–34.
- Faller, J. E., Gou, Y. G., Geschwind, J., Niebauer, T. M., Rinker, R. L., und Xue, J. (1983). The JILA portable absolute gravity apparatus. *Bureau Gravimétrique International, Bulletin d'Information*, 53, Seiten 87–97.
- Fang, M. und Hage, B. H. (2001). Vertical deformation and absolute gravity. *Geophysical Journal International*, 146/2, Seiten 539–548.
- Farrell, W. E. (1972). Deformation of the Earth by Surface Loads. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10/3, Seiten 761–797.
- Francis, O. und van Dam, T. (2006). Analysis of results of the International Comparison of Absolute Gravimeters in Walferdange (Luxembourg) of November 2003. *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, 26, Seiten 1–23.
- Francis, O., Van Camp, M., van Dam, T., Warnant, R., und Hendrickx, M. (2004). Indication of the uplift of the Ardenne in long term gravity variations in Membach (Belgium). *Geophysical Journal International*, 158/1, Seiten 346–352.
- Francis, O., van Dam, T., Amalvict, M., de Sousa, M. A., Bilker, M., Billson, R., D'Agostino, G., Desogus, S., Falk, R., Germak, A., Gitlein, O., Johnson, D., Klopping, F., Kostelecky, J., Luck, B., Mäkinen, J., McLaughlin, D., Nunez, E., Origlia, C., Palinkas, V., Richard, P., Rodriguez, E., Ruess, D., Schmerge, D., Thies, S., Timmen, L., Van Camp, M., van Westrum, D., und Wilmes, H. (2005). Results of the International Comparison of Absolute Gravimeters in Walferdange (Luxembourg) of November 2003. In C. Jekeli, L. Bastos, und J. Fernandes, (Hrsg.), *Gravity, Geoid and Space Missions – GGSM2004. IAG International Symposium, Porto, Portugal, 30. August-03. September, 2004*, Volume 129 von *IAG Symposia*, Seiten 272–275, Berlin. Springer.
- Francis, O., van Dam, T., Germak, A., Amalvict, M., Bayer, R., Bilker, M., Calvo, M., D'Agostino, G.-C., Dell'Acqua, T., Engfeldt, A., Faccia, R., Falk, R., Gitlein, O., Fernandez, Gjevestad, J., Hinderer, J., Jones, Kostelecky, J., Le Moigne, N., Luck, B., Mäkinen, J., McLaughlin, D., Olszak, T., Olsson, P., Pachuta, A., Palinkas, V., Pettersen, B., Pujol, R., Prutkin, I., Quagliotti, D., Reudink, R., Rothleitner, C., Ruess, D., Shen, C., Smith, V., Svitlov, S., Timmen, L., Ulrich, C., Van Camp, M., Walo, J., Wang, L., Wilmes, H., und Xing, L. (2008). Results of the European Comparison of Absolute Gravimeters in Walferdange (Luxembourg) of November 2007. In *GGEO 2008, IAG Symposia*, Berlin. Springer.

- Gee, D. G. und Zeyen, H. J. (1996). *EUROPROBE 1996 - Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents*. EUROPROBE Secretariate, Uppsala University.
- Gegout, P. und Cazenave, A. (1993). Temporal variations of the Earth gravity field for 1985-1998 derived from Lageos. *Geophysical Journal International*, 114, Seiten 347–359.
- Geotechnologienprogramm (2003). Geotechnologien – Das System Erde: Vom Prozessverständnis zum Management. Technischer Report, Ein geowissenschaftliches FuE-Programm vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), Potsdam.
- Gitlein, O. und Timmen, L. (2007). Atmospheric Mass Flow Reduction for Terrestrial Absolute Gravimetry in the Fennoscandian Land Uplift Network. In P. Tregoning und C. Rizos, (Hrsg.), *Dynamic Planet, IAG Symposium, Cairns, Australia, 22-26 Aug. 2005*, Volume 130, Seiten 461–466. Springer.
- Gitlein, O., Timmen, L., Müller, J., Denker, H., Mäkinen, J., Bilker-Koivula, M., Pettersen, B., Lysaker, D., Svendsen, J., Wilmes, H., Falk, R., Reinhold, A., Hoppe, W., Scherneck, H.-G., Engen, B., Omang, O., Engfeldt, A., Lilje, M., Strykowski, G., und Forsberg, R. (2008). Observing Absolute Gravity Acceleration in the Fennoscandian Land Uplift Area. In V. G. Peshekhonov, (Hrsg.), *Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements (TG-SMM2007), Int. Symposium, Elektropribor, St. Petersburg, 20-23 August 2007*, Seiten 175–180.
- Goodkind, J. M. (1999). The superconducting gravimeter. *Review of Scientific Instruments*, 70/11, Seiten 4131–4152.
- Gregersen, S. und Voss, P. (2002). Summary of project TOR: delineation of a stepwise, sharp, deep lithosphere transition across Germany-Denmark-Sweden. *Tectonophysics*, 360, Seiten 61–73.
- Guo, J. Y., Li, Y. B., Huang, Y., Deng, H. T., Xu, S. Q., und Ning, J. S. (2004). Green's function of the deformation of the Earth as a result of atmospheric loading. *Geophysical Journal International*, 159, Seiten 53–68.
- Hagedoorn, J. M. (2005). *Glaziale Isostasie und rezente Meeresspiegeländerung*. Dissertation, Scientific Technical Report STR05/13, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Hagedoorn, J. M., Wolf, D., und Neumeyer, J. (2000). Modellierung von atmosphärischen Einflüssen auf hochgenaue Schweremessungen mit Hilfe elastischer Erdmodelle. Scientific Technical Report STR00/15, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Häckel, H. (2005). *Meteorologie*. Eugen Ulmer KG, Stuttgart.
- Hugill, A. L. (1988). The new Scintrex CG-3 Automated Gravity Meter: Description and Test Results. Präsentiert auf der ASEG/SEG Konferenz in Adelaide, Australien, Februar 1988.
- IGC (1988). International Absolute Gravity Basestation Network (IAGBN), Absolute Gravity Observations, Data Processing, Standards & Station Documentation (Int. Grav. Com. - WGII: World Gravity Standards). *Bureau Gravimetrique International, Bulletin d'Information*, 63, Seiten 51–57.
- Jekeli, C. (1981). *Alternative methods to smooth the Earth's gravity field*. Department of Geodetic Science, Ohio State University, Ohio.
- Johansson, J., Davis, J., Scherneck, H.-G., Milne, G., Vermeer, M., Mitrovica, J., Bennett, R., Jonsson, B., Elgered, G., Elósegui, P., Koivula, H., Poutanen, M., Rönnäng, B., und Shapiro, I. (2002). Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia, 1. geodetic results. *Journal of Geophysical Research*, 107/B8, ETG 3, Seiten 1–27.
- Jung, K. (1961). *Schwerkraftverfahren in der angewandten Geophysik*. Geest & Portig K.-G., Leipzig.
- Kakkuri, J. (1985). Die Landhebung in Fennoskandien im Lichte der heutigen Wissenschaft. *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 110/2, Seiten 51–59.
- Kanngieser, E., Kummer, K., Torge, W., und Wenzel, H.-G. (1983). Das Gravimeter Eichsystem Hannover. In *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover*, Volume 120. Universität Hannover.
- Kaufmann, G., Wu, P., und Li, G. (2000). Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia for a laterally heterogeneous earth. *Geophysical Journal International*, 143, Seiten 262–273.
- Klemann, V. (2004). Zeitliche lineare Schwereänderungen für Absolutschwerestationen in Fennoskandien prädiert aus geophysikalischen GIA-Modellierungen. Persönliche Kommunikation. GFZ Potsdam.
- Kraus, H. (2004). *Die Atmosphäre der Erde: Eine Einführung in die Meteorologie*. Springer, Berlin.
- Kroner, C. (1997). *Reduktion von Luftdruckeffekten in zeitabhängigen Schwerebeobachtungen*. Dissertation, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät, Technische Universität Clausthal.

- Kroner, C. (2002). *Zeitliche Variationen des Erdschwerefeldes und ihre Beobachtung mit einem supraleitenden Gravimeter in Geodynamischen Observatorium Moxa*. Habilitation, Jenaer Geowissenschaftliche Schriften, Heft 2, Friedrich-Schiller-Universität Jena, Institut für Geowissenschaften.
- Kusche, J. (2007). Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models. *Journal of Geodesy*, 81/11, Seiten 733–749.
- Lambeck, K., Smither, C., und Johnston, P. (1998a). Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International*, 134, Seiten 102–144.
- Lambeck, K., Smither, C., und Ekman, M. (1998b). Tests of glacial rebound models for Fennoscandia based on instrumented sea- and lake-level records. *Geophysical Journal International*, 135, Seiten 375–387.
- Lambert, A., James, T. S., Liard, J. O., und Courtier, N. (1996). The role and capability of absolute gravity measurements in determining the temporal variation in the Earth's gravity field. In R. H. Rapp, A. A. Cazenave, und R. S. Nerem, (Hrsg.), *Global Gravity Field and its Temporal Variations*, Volume 116 von *IAG Symposia*, Seiten 20–29. Springer, Berlin.
- Lambert, A., Courtier, N., Sasagawa, G., Winester, D., James, T. S., und Liard, J. O. (2001). New Constraints on Laurentide Postglacial Rebound from Absolute Gravity Measurements. *Geophysical Research Letters*, 28/10, Seiten 2109–2112.
- Lefèvre, F., Lyard, F., Provost, C. L., und Schrama, E. (2002). FES99: a global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19, Seiten 1345–1356.
- Lidberg, M. (2007). *Geodetic Reference Frames in Presence of Crustal Deformations*. Dissertation, Chalmers University of Technology, Göteborg, Schweden.
- Lidberg, M., Johansson, J. M., Scherneck, H.-G., und Davis, J. L. (2007). An improved and extended GPS-derived 3D velocity field of the glacial isostatic adjustment (GIA) in Fennoscandia. *Journal of Geodesy*, 81, Seiten 213–230.
- Liljequist, G. H. und Cehac, K. (1984). *Allgemeine Meteorologie*. Friedrich Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig.
- Longman, I. M. (1962). A Green's Function for Determining the Deformation of the Earth under Surface Mass Loads. *Journal of Geophysical Research*, 67/2, Seiten 845–850.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 2. Auflage.
- Marson, I., Faller, J. E., Cerutti, G., De Maria, P., Chartier, J.-M., Robertsson, L., Vitushkin, L., Friederich, J., Krauterbluth, K., Stizza, D., Liard, J., Gagnon, C., Lothhammer, A., Wilmes, H., Mäkinen, J., Murakami, M., Rehren, F., Schnüll, M., Ruess, D., und Sasagawa, G. S. (1995). Fourth International Comparison of Absolute Gravimeters. *Metrologia*, 32, Seiten 137–144.
- Martinec, Z. (2000). Spectral-finite element approach to three-dimensional viscoelastic relaxation in a spherical earth. *Geophysical Journal International*, 142, Seiten 117–141.
- Merriam, J. B. (1992). Atmospheric pressure and gravity. *Geophysical Journal International*, 109, Seiten 488–500.
- Micro-g (2002). *Manual FG5*. Micro-g, Solutions Inc Erie Colorado, USA.
- Mäkinen, J., Engfeld, A., Harsson, B. G., Routsalainen, H., Strykowski, G., Oja, T., und Wolf, D. (2005). The Fennoscandian Land Uplift Lines 1966–2003. In C. Jekeli, L. Bastos, und J. Fernandes, (Hrsg.), *Gravity, Geoid and Space Missions – GGSM2004. IAG International Symposium, Porto, Portugal, August 30 - September 3, 2004*, Volume 129 von *IAG Symposia*, Seiten 328–332, Berlin. Springer.
- Mäkinen, J., Almavict, M., Shibuya, K., und Fukuda, Y. (2007). Absolute gravimetry in Antarctica: Status and prospects. *Journal of Geodynamics*, 43, Seiten 339–359.
- Müller, J., Denker, H., und Timmen, L. (2003). Absolute Gravimetry in the Fennoscandian Land Uplift Area: Monitoring of Temporal Gravity Changes for GRACE. In *Observation of the System Earth from Space*, Volume 3, Seiten 112–115. Geotechnologien Science Report, Potsdam.
- Müller, J., Neumann-Redlin, M., Jarecki, F., Denker, H., und Gitlein, O. (2007). Gravity Changes in Northern Europe As Observed by GRACE. In P. Tregoning und C. Rizos, (Hrsg.), *Dynamic Planet, IAG Symposium, Cairns, Australia, 22–26 Aug. 2005*, Volume 130, Seiten 523–526. Springer.
- Mohr, P. J., Taylor, B. N., und Newell, D. B. (2008). CODATA Recommended Values of the Fundamental Physical Constants: 2006. *Reviews of Modern Physics*, 80/2, Seiten 633–730.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, XXXI/2, Seiten 362–371.

- Nagy, D., Papp, G., und Benedek, J. (2000). The gravitational potential and its derivatives for the prism. *Journal of Geodesy*, 74, Seiten 552–560.
- Nakiboglu, S. M. und Lambeck, K. (1991). Secular sea-level change. In R. Sabadini, K. Lambeck, und E. Boschi, (Hrsg.), *Glacial isostasy, sea-level and mantle rheology, Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology, Erice, Italy, July 27 - August 4, 1990*, Volume 334 von *NATO ASI series: Series C, Mathematical and physical sciences*, Dordrecht. Kluwer Academic Publisher.
- Neumeyer, J., Hagedoorn, J., Leitloff, J., und Schmidt, T. (2004). Gravity reduction with three-dimensional atmospheric pressure data for precise ground gravity measurements. *Journal of Geodynamics*, 38, Seiten 437–450.
- Niebauer, T. M. (1989). The Effective Measurement Height of Free-fall Absolute Gravimeters. *Metrologia*, 26, Seiten 115–118.
- Niebauer, T. M., Sasagawa, G. S., Faller, J. E., Hilt, R., und Klopping, F. (1995). A new generation of absolute gravimeters. *Metrologia*, 32, Seiten 159–180.
- Petrov, L. und Boy, J.-P. (2004). Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations. *Journal of Geophysical Research*, 109/B03405.
- Pettersen, B. R., Bilker-Koivula, M., Breili, K., Engfeldt, A., Falk, R., Gitlein, O., Gjevestad, J. G. O., Hoppe, W., Lysaker, D. I., Mäkinen, J., Omang, O. C. D., Reinhold, A., und Timmen, L. (2008). An accuracy assessment of absolute gravimetric observations in Fennoscandia. Nicht publiziert.
- Pietrobon, S. S. (1999). U. S. Standard Atmosphere, 1976. United States Committee on Extension to the Standard Atmosphere, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, United States Air Force. Small World Communications, Software.
- Rabbel, W. und Zschau, J. (1985). Static deformation and gravity changes at the earth's surface due to atmospheric loading. *Journal of Geophysics*, 56, Seiten 81–99.
- Rapp, R. H. (1983). Tidal gravity computations based on recommendations of the Standard Earth Tide Committee. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres (BIM)*, 89, Seiten 5814–5819.
- Ray, R. D., Rowlands, D. D., und Egbert, G. D. (2003). Tidal models in a new era of satellite gravimetry. *Space Science Reviews*, 108, Seiten 271–282.
- Robertsson, L., Francis, O., van Dam, T. M., Faller, J., Ruess, D., Delinte, J.-M., Vitushkin, L., Liard, J., Gagnon, C., Guang, G. Y., Lun, H. D., Yuan, F. Y., Yi, X. J., Jeffries, G., Hopewell, H., Edge, R., Robinson, I., Kibble, B., Mäkinen, J., Hinderer, J., Amalvict, M., Luck, B., Wilmes, H., Rehren, F., Schmidt, K., Schnüll, M., Cerutti, G., Germak, A., Zabek, Z., Pachuta, A., Arnaudov, G., Kalish, E., Stus, Y., Stizza, D., Friederich, J., Chartier, J.-M., und Marson, I. (2001). Results from the Fifth International Comparison of Absolute Gravimeters, ICAG97. *Metrologia*, 38, Seiten 71–78.
- Sasagawa, G. S., Klopping, F. J., Niebauer, T. M., Faller, J. E., und Hilt, R. L. (1995). Intracomparison tests of the FG5 absolute gravity meters. *Geophysical Research Letters*, 22/4, Seiten 461–464.
- Scherneck, H.-G., Johansson, J., Koivula, H., van Dam, T., und Davis, J. (2003). Vertical crustal motion observed in the BIFROST project. *Journal of Geodynamics*, 35, Seiten 425–441.
- Schwiderski, E. W. (1980). Ocean tides, part I: global ocean tidal equations; part II: a hydrodynamical interpolation model. *Marine Geodesy*, 3, Seiten 161–255.
- Shomali, Z. H., Roberts, R. G., Pedersen, L. B., und the TOR Working Group (2006). Lithospheric structure of the Tornquist Zone resolved by nonlinear P and S teleseismic tomography along the TOR array. *Tectonophysics*, 416, Seiten 133–149.
- Simon, D. (2003). Modelling of the gravimetric effects induced by vertical air mass shifts. In *Mitteilungen des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie*. Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main.
- Spratt, R. S. (1982). Modelling the effect of atmospheric pressure variations on gravity. *Geophysical Journal International*, 71, Seiten 173–186.
- Steffen, H., Denker, H., und Müller, J. (2008). Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia from GRACE data and comparison with geodynamical models. *Journal of Geodynamics*, 46, Seiten 155–164.
- Sun, H.-P. (1995). *Static Deformation and Gravity Changes at the Earth's Surface due to the Atmospheric Pressure*. Dissertation, Catholic University of Louvain, Belgium.
- Sun, H.-P., Ducarme, B., und Dehant, V. (1995). Effect of the atmospheric pressure on surface displacements. *Journal of Geodesy*, 70, Seiten 131–139.

- Talwani, M. und Ewing, M. (1960). Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25/1, Seiten 203–225.
- Tamura, Y. (1987). A harmonic development of the tide generating potential. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres (BIM)*, 99, Seiten 6813–6855.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., und Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and rearly results. *Geophysical Research Letters*, 31/L09607.
- Teferle, F. N., Bingley, R. M., Waugh, A. I., und Dodson, A. H. (2007). Sea Level in the British Isles: Combining Absolute Gravimetry and Continuous GPS to Infer Vertical Land Movements at Tide Gauges. In P. Tregoning und C. Rizos, (Hrsg.), *Dynamic Planet, IAG Symposium, Cairns, Australia, 22-26 Aug. 2005*, Volume 130 von *IAG Symposia*, Seiten 23–30, Berlin. Springer.
- Timmen, L. (1994). *Untersuchungen zur Modellbildung bei der Auswertung absoluter Schweremessungen*. Dissertation, Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover, Nr. 204, Universität Hannover.
- Timmen, L. (2003). Precise definition of the effective measurement height of free-fall absolute gravimeters. *Metrologia*, 40, Seiten 62–65.
- Timmen, L. und Gitlein, O. (2004). The Capacity of the Scintrex Autograv CG-3M No. 4492 Gravimeter for „Absolute-Scale“ Surveys. *Revista Brasileira de Cartografia*, 02/56, Seiten 89–95.
- Timmen, L. und Wenzel, H.-G. (1994a). Worldwide synthetic gravity tide parameters. *International Association of Geodesy Symposia, Gravity and Geoid*, 113, Seiten 92–101.
- Timmen, L. und Wenzel, H.-G. (1994b). Worldwide synthetic gravity tide parameters available on INTERNET. *Bureau Gravimetrique International, Bulletin d'Information*, 73, Seiten 32–40.
- Timmen, L., Flury, J., Peters, T., und Gitlein, O. (2006). A new absolute gravity base in the German Alps. *Contributions to Geophysics and Geodesy, Special Issue*, 36, Seiten 7–20.
- Timmen, L., Gitlein, O., Müller, J., Strykowski, G., und Forsberg, R. (2008). Absolute gravimetry with the Hannover meters JILAg-3 and FG5-220, and their deployment in a Danish-German cooperation. *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 133/3, Seiten 149–163.
- Torge, W. (1989). *Gravimetry*. Walter de Gruyter GmbH & Co. KG, Berlin, 2. Auflage.
- Torge, W. (2003). *Geodäsie*. Walter de Gruyter GmbH & Co. KG, Berlin.
- Torge, W., Falk, R., Franke, A., Reinhart, E., Richter, B., Sommer, M., und Wilmes, H. (1999). Das Deutsche Schweregrundnetz 1994 (DSGN94). In *Veröffentlichungen der Deutschen Geodätischen Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, Reihe B, Nr. 309. Verlag der Bayerischen Akademie der Wissenschaften in Kommission bei der C.H.Beck'schen Verlagsbuchhandlung München.
- Tregoning, P. und van Dam, T. M. (2005). Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. *Geophysical Research Letters*, 32/L22310.
- USSA (1976). *United States Committee on Extension to the Standard Atmosphere, 'U. S. Standard Atmosphere, 1976'*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Aeronautics and Space Administration, United States Air Force, Washington D.C.
- Van Camp, M., Vanclooster, M., Crommen, O., Petermans, T., Verbeek, K., Meurers, B., van Dam, T. M., und Dassargues, A. (2006). Hydrogeological investigations at the Membach station, Belgium, and application to correct long periodic gravity variations. *Journal of Geophysical Research*, 111/B10403.
- van Dam, T. M. und Wahr, J. M. (1987). Displacements of the Earth's Surface Due to Atmospheric Loading: Effects on Gravity and Baseline Measurements. *Journal of Geophysical Research*, 92/B2, Seiten 1281–1286.
- van Dam, T. M. und Wahr, J. M. (1993). The atmopseric load response of the ocean determined using Geosat altimeter data. *Geophysical Journal International*, 113, Seiten 1–16.
- van Dam, T. M., Blewitt, G., und Heflin, M. B. (1994). Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. *Journal of Geophysical Research*, 99/B12, Seiten 23939–23950.
- Velicogna, I. und Wahr, J. M. (2001). Potential Problems with the use of gravimeter data for GRACE Cal/Val. *EOS Transactions of the AGU, Fall Meeting Abstracts*, 82(47), Nr. G51A-0242.

- Velicogna, I., Wahr, J. M., und van den Dool, H. (2001). Can surface pressure be used to remove atmospheric contribution from GRACE data with sufficient accuracy to recover hydrologic signals? *Journal of Geophysical Research*, 106, Seiten 16415–16434.
- Vestøl, O. (2006). Determination of postglacial land uplift in Fennoscandia from leveling, tide-gauges and continuous GPS stations using least squares collocation. *Journal of Geodesy*, 80, Seiten 248–258.
- Virtanen, H. (2004). Loading effects in Metsähovi from the atmosphere and the Baltic Sea. *Journal of Geodynamics*, 38, Seiten 407–422.
- Virtanen, H. und Mäkinen, J. (2003). The effect of the Baltic Sea level on gravity at the Metsähovi station. *Journal of Geodynamics*, 35, Seiten 553–565.
- Wahr, J., Molenaar, M., und Bryan, F. (1998). Time variability of Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research*, 103/B12, Seiten 30205–30229.
- Wahr, J. M. (1981). Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless Earth. *Journal of Royal Astronomical Society, Oxford*, 64, Seiten 677–703.
- Wahr, J. M. (1985). Deformation induced by polar motion. *Journal of Geophysical Research*, 90, Seiten 9363–9368.
- Wahr, J. M. und Velicogna, I. (2003). What might GRACE contribute to studies of post glacial rebound? *Space Science Reviews*, 108, Seiten 319–330.
- Wahr, J. M., DaZhong, H., und Trupin, A. (1995). Predictions of vertical uplift caused by changing polar ice volumes on a viscoelastic earth. *Geophysical Research Letters*, 22/8, Seiten 977–980.
- Wahr, J. M., Dehant, V., und Defraigne, P. (1999). Tides for a convective Earth. *Journal of Geophysical Research*, 104/B1, Seiten 1035–1058.
- Wahr, J. M., Swenson, S., und Velicogna, I. (2006). Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophysical Research Letters*, 33/L06401.
- Warburton, R. J. und Goodkind, J. M. (1977). The influence of barometric-pressure variations on gravity. *Geophysical Journal International*, 48, Seiten 281–292.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Wenzel, H.-G. (1996). Zum Stand der Erdgezeitenanalyse. *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 121/6, Seiten 242–255.
- Wieczerkowski, K., Mitrovica, J. X., und Wolf, D. (1999). A revised relaxation-time spectrum for Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 139, Seiten 69–86.
- Wiehl, M., Dietrich, R., und Lehmann, A. (2005). How Baltic sea water mass variations mask the postglacial rebound signal in CHAMP and GRACE gravity field solutions. In C. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer, und J. Wickert, (Hrsg.), *Earth observation with CHAMP*, Seiten 181–186.
- Williams, S. D. P., Baker, T. F., und Jeffries, G. (2001). Absolute gravity measurements at UK tide gauges. *Geophysical Research Letters*, 28, Seiten 2317–2329.
- Wilmes, H. und Falk, R. (2006). Bad Homburg - a regional comparison site for absolute gravity meters. *Cahiers du Centre Europeen de Geodynamique et de Seismologie*, 26, Seiten 29–30.
- Wu, P., Johnston, P., und Lambeck, K. (1999). Postglacial rebound and fault instability in Fennoscandia. *Geophysical Journal International*, 139, Seiten 657–670.
- Wunsch, C. und Stammer, D. (1997). Atmospheric loading and the oceanic 'inverted barometer' effect. *Reviews of Geophysics*, 35/1, Seiten 79–107.
- Wziontek, H. und Falk, R. (2008). Luftdruckfaktoren für die Stationen in Bad Homburg, Medicina und Wettzell. *Persönliche Kommunikation*.
- Wziontek, H., Falk, R., Wilmes, H., und Wolf, P. (2008). On the combination of absolute and superconducting gravity measurements. In V. G. Peshekhonov, (Hrsg.), *Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements (TG-SMM2007), Proceedings of Int. Symposium, Elektropribor, St. Petersburg, 20-23 August 2007*, Seiten 124–128.
- Zahran, K. H., Jentzsch, G., und Seeber, G. (2006). Accuracy assessment of ocean tide loading computations for precise geodetic observations. *Journal of Geodynamics*, 42, Seiten 159–174.
- Zumberge, M. A. (1981). *A portable apparatus for absolute measurements of the Earth's Gravity*. Dissertation, University of Colorado, Boulder, USA.

A Synthetische Gezeitenparameter

Synthetische Gezeitenparameter (Amplitudenfaktoren δ und Phasenverschiebungen κ) wurden für die Absolutschwerestationen im Fennoskandischen Landhebungsnetz berechnet (alphabetisch sortiert) und bei der Reduktion der Schweremessungen mit dem FG5-220 wegen Erd- und Ozeangezeiten verwendet. Für die Wellengruppe MOS0 wurde der Amplitudenfaktor $\delta = 1.000$ und die Phasenverschiebung $\kappa = 0.000^\circ$ verwendet. Die Wellengruppen für den jeweiligen Frequenzbereich (Anfang bis Ende) sind wie folgt definiert:

Frequenz [cpd]		Wellengruppe
Anfang	Ende	
0.000000	0.000000	MOS0
0.000100	0.249951	MF
0.721500	0.906315	Q1
0.921941	0.974188	O1
0.989049	0.998028	P1
0.999853	1.216397	K1
1.719381	1.906462	N2
1.923766	1.976926	M2
1.991787	2.002885	S2
2.004710	2.182843	K2
2.753244	3.081254	M3

Stationsname φ [°] λ [°]	[] [°]	MF	Q1	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2	M3
Ålesund 62.4762 6.1985	δ	1.1931	1.1268	1.1367	1.1589	1.1452	1.1273	1.0911	1.0735	1.0755	1.0678
	κ	-0.6053	-0.4028	0.6323	0.3373	0.1882	-5.7488	-3.5808	-1.3569	-2.5078	0.0000
Andøya 69.2784 16.0087	δ	1.1774	1.1274	1.1416	1.1518	1.1369	0.9214	0.9926	1.1240	1.0919	1.0671
	κ	-0.8872	0.4511	0.7630	-0.0903	-0.3895	0.8161	8.8216	8.6839	8.0125	0.0000
Arjeplog 66.3180 18.1249	δ	1.1775	1.1355	1.1444	1.1513	1.1376	1.0693	1.1024	1.1414	1.1285	1.0674
	κ	-0.5015	0.1170	0.4716	0.0062	-0.1418	0.6383	2.9173	3.0573	2.0083	0.0000
Ås 59.6656 10.7780	δ	1.1823	1.1429	1.1454	1.1510	1.1368	1.1637	1.1728	1.1704	1.1653	1.0681
	κ	-0.2662	-0.1835	0.2918	0.1874	0.0988	1.1258	1.3084	0.4061	-0.1368	0.0000
Bodø 67.2797 14.3953	δ	1.1846	1.1229	1.1400	1.1575	1.1450	0.8944	0.9165	1.0396	1.0211	1.0673
	κ	-0.8174	0.0609	0.7253	-0.0434	-0.2472	-5.2929	3.8896	8.2132	6.3435	0.0000
Borås 57.7159 12.8895	δ	1.1804	1.1460	1.1471	1.1495	1.1351	1.1706	1.1820	1.1787	1.1725	1.0683
	κ	-0.1925	-0.1383	0.2085	0.1629	0.0865	1.5282	1.4607	0.4263	0.0889	0.0000
Bornholm 55.2438 14.8473	δ	1.1779	1.1482	1.1482	1.1483	1.1338	1.1756	1.1841	1.1810	1.1755	1.0686
	κ	-0.1110	-0.0949	0.1548	0.1485	0.0826	1.4832	1.2016	0.2608	0.0543	0.0000
Kopenhagen - Buddinge 55.7389 12.5019	δ	1.1806	1.1483	1.1481	1.1488	1.1345	1.1725	1.1808	1.1798	1.1734	1.0686
	κ	-0.1191	-0.1237	0.1623	0.1725	0.1036	1.4637	1.2780	0.3911	0.1349	0.0000
Kopenhagen - Universitat 55.6976 12.5626	δ	1.1805	1.1484	1.1481	1.1488	1.1344	1.1724	1.1807	1.1797	1.1733	1.0686
	κ	-0.1179	-0.1223	0.1613	0.1724	0.1036	1.4522	1.2700	0.3886	0.1354	0.0000
Kopenhagen - Vestvolden 55.6869 12.4350	δ	1.1807	1.1484	1.1481	1.1488	1.1345	1.1722	1.1805	1.1797	1.1732	1.0686
	κ	-0.1167	-0.1252	0.1604	0.1738	0.1048	1.4537	1.2787	0.4013	0.1476	0.0000
Faror 62.1046 353.0337	δ	12.078	11.173	11.235	11.639	11.530	13.556	13.612	13.195	13.406	10.678
	κ	-0.4435	-12.362	0.6877	10.278	0.9427	38.727	15.245	-49.850	-59.401	0.0000
Helsingør 56.0453 12.5797	δ	1.1806	1.1480	1.1479	1.1489	1.1345	1.1730	1.1828	1.1815	1.1750	1.0685
	κ	-0.1296	-0.1313	0.1689	0.1715	0.1013	1.5939	1.3941	0.3969	0.1347	0.0000
Hønefoss 60.1439 10.2489	δ	1.1827	1.1417	1.1448	1.1515	1.1374	1.1615	1.1688	1.1662	1.1613	1.0680
	κ	-0.2895	-0.1997	0.3139	0.1962	0.1018	0.8374	1.1351	0.3307	-0.2677	0.0000
Honningsvag 70.9772 25.9649	δ	1.1748	1.1237	1.1447	1.1486	1.1346	1.1114	1.3345	1.3798	1.3582	1.0670
	κ	-0.9487	0.7227	0.7465	-0.6587	-0.9644	22.7512	17.2038	8.2528	7.9178	0.0000
Kautokeino 69.0222 23.0195	δ	1.1755	1.1320	1.1449	1.1493	1.1355	1.0386	1.1374	1.2013	1.1794	1.0671
	κ	-0.6778	0.3573	0.5476	-0.2231	-0.4270	6.6106	7.9762	5.5022	4.5665	0.0000
Kiruna - Esrange 67.8776 21.0602	δ	1.1762	1.1341	1.1448	1.1502	1.1364	1.0487	1.1105	1.1648	1.1463	1.0673
	κ	-0.5849	0.2332	0.4997	-0.1036	-0.2786	3.0470	5.2584	4.3737	3.3668	0.0000

Stationsname, φ [°] λ [°]	[] [°]	MF	Q1	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2	M3
Kramfors 62.8754 17.9277	δ	1.1761	1.1417	1.1461	1.1499	1.1355	1.1423	1.1576	1.1633	1.1547	1.0678
	κ	-0.3203	0.0124	0.3222	0.0780	-0.0224	0.7963	1.2931	0.8173	0.2347	0.0000
Mårtsbo 60.5951 17.2585	δ	1.1759	1.1441	1.1470	1.1493	1.1350	1.1596	1.1712	1.1716	1.1641	1.0680
	κ	-0.2489	-0.0187	0.2658	0.1115	0.0214	1.0707	1.1609	0.4365	0.0292	0.0000
Metsähovi 60.2172 24.3983	δ	1.1725	1.1459	1.1481	1.1474	1.1327	1.1667	1.1779	1.1744	1.1669	1.0680
	κ	-0.2311	0.0550	0.2191	0.0653	-0.0188	1.0300	0.9235	0.2196	-0.0485	0.0000
Onsala 57.3956 11.9276	δ	1.1823	1.1465	1.1471	1.1496	1.1352	1.1718	1.1842	1.1804	1.1747	1.0683
	κ	-0.1960	-0.1662	0.2024	0.1731	0.0964	1.7136	1.6095	0.4615	0.1023	0.0000
Östersund 63.4428 14.8581	δ	1.1789	1.1386	1.1445	1.1518	1.1377	1.1206	1.1336	1.1463	1.1385	1.0677
	κ	-0.3790	-0.0339	0.3931	0.1105	0.0009	-0.0151	1.1428	1.1361	0.3481	0.0000
Skellefteå 64.8792 21.0483	δ	1.1746	1.1406	1.1462	1.1489	1.1347	1.1327	1.1557	1.1650	1.1542	1.0676
	κ	-0.3694	0.1061	0.3504	0.0221	-0.0977	1.1915	1.7256	1.2261	0.5294	0.0000
Sodankylä 67.4209 26.3890	δ	1.1727	1.1394	1.1467	1.1467	1.1323	1.1464	1.1844	1.1846	1.1699	1.0673
	κ	-0.4445	0.2859	0.3961	-0.1009	-0.2428	2.4652	2.1848	1.0870	0.3049	0.0000
Suurupi 59.4635 24.3802	δ	1.1723	1.1464	1.1482	1.1473	1.1326	1.1687	1.1785	1.1748	1.1679	1.0681
	κ	-0.2120	0.0367	0.2041	0.0738	-0.0071	1.0339	0.8559	0.1762	-0.0522	0.0000
Tebstrub 55.9683 9.8725	δ	1.1857	1.1496	1.1479	1.1490	1.1348	1.1676	1.1768	1.1810	1.1717	1.0686
	κ	-0.1217	-0.2170	0.1402	0.2161	0.1393	1.6180	1.5908	0.7176	0.4216	0.0000
Toravere 58.2644 26.4634	δ	1.1715	1.1475	1.1488	1.1469	1.1319	1.1730	1.1801	1.1739	1.1671	1.0682
	κ	-0.1877	0.0489	0.1846	0.0766	0.0031	0.8294	0.5383	-0.0434	-0.2093	0.0000
Tromsø 69.6628 18.9397	δ	1.1804	1.1199	1.1418	1.1547	1.1420	0.7911	0.9599	1.1623	1.1203	1.0671
	κ	-1.0471	0.3775	0.7852	-0.2801	-0.5728	7.9930	17.0257	13.9660	12.9473	0.0000
Trondheim 63.4551 10.4457	δ	1.1850	1.1326	1.1410	1.1556	1.1416	1.0969	1.0915	1.1024	1.0992	1.0677
	κ	-0.5045	-0.1615	0.5267	0.1817	0.0634	-2.9465	-0.6164	0.7947	-0.3315	0.0000
Trysil 61.4228 12.3830	δ	1.1804	1.1407	1.1448	1.1514	1.1373	1.1486	1.1549	1.1550	1.1495	1.0679
	κ	-0.3231	-0.1152	0.3412	0.1568	0.0580	0.1084	0.7531	0.3918	-0.2446	0.0000
Vaasa AA 63.0847 21.6458	δ	1.1740	1.1430	1.1470	1.1486	1.1341	1.1528	1.1706	1.1710	1.1623	1.0677
	κ	-0.3037	0.0656	0.2890	0.0435	-0.0602	1.1591	1.2355	0.5759	0.0648	0.0000
Vaasa AB 62.9611 21.7706	δ	1.1739	1.1432	1.1470	1.1485	1.1340	1.1542	1.1713	1.1713	1.1627	1.0678
	κ	-0.2995	0.0647	0.2851	0.0450	-0.0575	1.1373	1.2073	0.5336	0.0323	0.0000
Visby 57.6539 18.3673	δ	1.1752	1.1467	1.1479	1.1482	1.1336	1.1725	1.1821	1.1773	1.1714	1.0683
	κ	-0.1659	-0.0309	0.1975	0.1216	0.0484	1.2163	1.0315	0.1654	-0.0859	0.0000

B Vertikale Schweregradienten

Von 2003 bis 2007 wurden vom IfE vertikale Schweregradienten auf 36 Station in Fennoskandien bestimmt. Die Messungen wurden mit den Relativgravimetern Scintrex CG-3M Nr. 4492 und den LaCoste&Romberg G709F und D014F durchgeführt. Die Ergebnisse der Vermessungen sind in der unten stehenden Tabelle zusammengefasst. Dargestellt sind die vertikalen Gradienten $\gamma = \Delta g / \Delta h$, die mit den verschiedenen Relativgravimetern bestimmt wurden, sowie die Sensorhöhen der Instrumente unten und oben, in denen die Messungen stattfanden. In der rechten Spalte befindet sich der vertikale Gradient, der aus allen Bestimmungen auf der Station gemittelt wurde.

Die Messungen der vertikalen Gradienten wurden auch zur Bestimmung der linearen und quadratischen Gradientenkoeffizienten der Schwereänderung entlang der Vertikalen herangezogen, wie in Abs. 4.2.1 beschrieben wurde. Die Absolutschwerestationen, die auf diesen Aspekt hin näher untersucht wurden sind Arjeplog, Kopenhagen Vestvolden, Hønefoss AC, Kiruna, Kramfors, Onsala AS, Östersund, Skellefteå, Sodankylä, Trysil AC. Dafür wurden pro Station mindestens vier Schweredifferenzen in verschiedenen Sensorhöhen benutzt.

Schwerestation	Datum	LaCoste&Romberg		Scintrex CG-3M Nr. 4492			Mittel $\gamma = \Delta g / \Delta h$ [$\mu\text{m/s}^2$ pro m]		
		$\gamma = \Delta g / \Delta h$ G709F	Sensorhöhen [m] D014F	unten	oben	$\gamma = \Delta g / \Delta h$		Sensorhöhen [m] unten	oben
Finnland									
Metsähovi AB	08/03					-3.290	0.264	1.319	-3.290
Metsähovi AC	08/03					-3.268	0.255	1.315	-3.268
Sodankylä	08/05		-3.394	0.050	1.059	-3.282	0.251	1.258	
	08/05		-3.358	0.300	1.296	-3.297	0.516	1.493	
	08/06					-3.302	0.266	1.227	
	08/06					-3.275	0.519	1.544	-3.318
Vaasa AA	08/03	-3.026		0.050	1.099	-3.050	0.255	1.304	-3.038
Vaasa AB	08/03	-3.307		0.050	1.100	-3.279	0.255	1.305	-3.293
Schweden									
Arjeplog	09/03	-3.463		0.055	1.106	-3.334	0.262	1.313	
	06/04					-3.366	0.255	1.303	
	09/05		-3.421	0.052	1.097	-3.354	0.254	1.299	
	09/05					-3.302	0.517	1.442	
	09/06					-3.340	0.253	1.288	
	09/06					-3.262	0.508	1.447	-3.355
Borås	06/03	-2.882		0.060	1.125	-2.802	0.266	1.331	-2.842
Kiruna	06/04		-3.648	0.045	1.046	-3.638	0.25	1.251	
	09/05					-3.624	0.248	1.268	
	09/06					-3.612	0.253	1.314	
	09/06					-3.597	0.509	1.571	-3.624

Schwerestation	Datum	LaCoste&Romberg				Scintrex CG-3M Nr. 4492			Mittel $\gamma = \Delta g / \Delta h$ [$\mu\text{m/s}^2$ pro m]
		$\gamma = \Delta g / \Delta h$ G709F	D014F	Sensorhöhen [m] unten	oben	$\gamma = \Delta g / \Delta h$	Sensorhöhen [m] unten	oben	
Schweden									
Kramfors	09/03	-3.782		0.050	1.088	-3.650	0.262	1.300	-3.626
	06/04					-3.603	0.26	1.438	
	10/05					-3.634	0.259	1.282	
	10/05					-3.544	0.513	1.493	
	09/06					-3.633	0.260	1.304	
	09/06					-3.534	0.517	1.484	
Mårtsbo AA	05/04					-2.853	0.256	1.371	-2.865
	09/05					-2.878	0.256	1.310	
	10/06					-2.864	0.261	1.305	
Onsala AS	06/03	-3.239		0.056	1.152	-3.160	0.263	1.361	-3.180
	10/05					-3.174	0.253	1.294	
	05/07					-3.177	0.257	1.252	
	05/07					-3.149	0.513	1.661	
Onsala AN	10/05					-3.177	0.253	1.296	-3.177
Östersund	09/03	-3.531		0.053	1.105	-3.487	0.257	1.309	-3.457
	09/05					-3.458	0.257	1.318	
	09/06					-3.468	0.254	1.298	
	09/06					-3.405	0.512	1.436	
	05/07					-3.438	0.258	1.451	
	05/07					-3.414	0.515	1.451	
Skellefteå	08/03	-3.864		0.050	1.096	-3.839	0.255	1.301	-3.835
	09/05					-3.832	0.254	1.230	
	09/06					-3.838	0.260	1.301	
	09/06					-3.800	0.518	1.444	
VisbyAA	05/04		-3.271	0.05	1.264	-3.258	0.26	1.474	-3.262
	10/05					-3.258	0.258	1.302	
	10/05								
Norwegen									
Andøya	06/04		-4.128	0.050	1.061	-4.067	0.255	1.266	-4.098
Ås	03/04					-2.987			-2.987
Bodø	06/04		-2.641	0.050	1.051	-2.548	0.255	1.256	-2.595
Honningsvåg	08/06					-3.490	0.262	1.258	-3.490
Hønefoss AC	09/03	-2.816		0.050	1.103	-2.805	0.255	1.318	-2.810
	05/07					-2.809	0.260	1.306	
	05/07					-2.808	0.514	1.593	
Kautokeino	09/06					-3.006	0.267	1.338	-3.006
Tromsø	06/04		-3.476	0.050	1.055	-3.375	0.255	1.260	-3.426

Schwerestation	Datum	LaCoste&Romberg				Scintrex CG-3M Nr. 4492			Mittel $\gamma = \Delta g / \Delta h$ [$\mu\text{m}/\text{s}^2$ pro m]
		$\gamma = \Delta g / \Delta h$		Sensorhöhen [m]		$\gamma = \Delta g / \Delta h$	Sensorhöhen [m]		
		G709F	D014F	unten	oben		unten	oben	
Norwegen									
Trondheim AA	09/03	-2.950		0.043	1.081	-2.946	0.245	1.283	-2.948
Trysil AC	09/03	-3.812		0.037	1.093	-3.841	0.245	1.301	
	05/07		-3.857			1.247			
	05/07		-3.808			1.517		-3.830	
Dänemark									
Bornholm-Tejn	10/04		-2.653	0.040	1.047	-2.670	0.25	1.257	-2.662
Kopenh.-Budd.	06/03	-2.619		0.06	1.132	-2.550	0.261	1.333	-2.585
Kopenh.-Univ.	10/05					-2.453	0.259	1.301	-2.453
Kopenh.-Vest.	06/03	-2.851		0.059	1.130	-2.810	0.271	1.342	
	10/04		-2.873	0.043	1.061	-2.850	0.256	1.274	
	10/05					-2.825	0.253	1.280	
	10/05					-2.810	0.510	1.492	
	05/07					-2.795	0.257	1.262	
	05/07					-2.795	0.257	1.542	
Faroe-Kallafjordur	11/04		-2.622	0.050	1.110	-2.636	0.257	1.317	-2.629
Helsingør	06/03	-2.647		0.050	1.190				
	06/05		-2.620			-2.634			
Smidstrup	06/05					-3.220			-3.220
Suldrup	06/05					-3.190			-3.190
Tebstrup	06/03	-2.584		0.050	1.147	-2.561	0.266	1.363	-2.573
Estland									
Suurupi	07/07					-3.394	0.229	1.285	-3.394
Toravere	07/07					-3.171	0.236	1.266	-3.171

C Ergebnisse der Absolutschweremessungen mit dem FG5-220

Die Ergebnisse der Stationsschwerewerte, die mit dem FG5-220 des IfE von 2003 bis 2008 im Fennoskandischen Absolutgravimetrienetz bestimmt wurden, sind auf den folgenden Seiten tabellarisch dargestellt. Die Stationen sind nach den Ländern Finnland, Schweden, Norwegen und Dänemark alphabetisch sortiert. Neben den Koordinaten, ist das Messjahr sowie die Messperiode angegeben. Der Absolutschwerewert g bezieht sich auf die Referenzhöhe 1.200 m. Die Standardabweichungen der Sets und der Drops sowie die Anzahl der gesamten Drops sind zusammengefasst. Des Weiteren sind für die einzelnen Stationsbestimmungen folgende Angaben verfügbar:

- Δg_{Tide} – mittlere Schwerereduktion wegen Erd- und Ozeangezeiten,
- Δg_{Pol} – mittlere Schwerereduktion wegen Polbewegung,
- Δg_{Atmo} – mittlere Schwerereduktion wegen atmosphärischer Variationen; berechnet nach der klassischen Methode mit dem Regressionskoeffizienten $\alpha = -3 \text{ nm/s}^2$ pro hPa bezogen auf den Normalluftdruck,
- d_{ECMWF} – Reduktionsverbesserung bzgl. Δg_{Atmo} , die aus global verteilten ECMWF-Wetterdaten berechnet wurde,
- g_{final} – endgültiger, verbesserter Absolutschwerewert in 1.200 m.

Station	Koordinaten			Jahr	Mess- periode	g in 1.200 m [nm/s ²]	Std. Abw.		n Drops	Mittlere Reduktionen			Red.-Verb. dg_{ECMWF} [nm/s ²]	g_{final} in 1.200 m $= g + dg_{ECMWF}$ [nm/s ²]
	φ [°]	λ [°]	H [m]				Set	Drop		Δg_{Tide}	Δg_{Pol}	Δg_{Atmo}		
Finnland														
Metsähovi AB	60.2172	24.3983	55	2003	19.-21.08.	9819165159	14	109	2965	-410	-8	-15	3	9819165162
				2004	12.-13.05.	9819165172	26	172	1797	-448	46	17	19	9819165191
				2004	03.-04.07.	9819165209	24	161	2250	-325	35	-16	2	9819165211
				2005	08.-09.05.	9819165186	20	125	1198	-654	30	-36	11	9819165197
				2005	18.-19.08.	9819165190	17	128	1399	-331	25	28	6	9819165196
				2006	16.-17.08.	9819165149	22	130	2047	-315	2	-23	5	9819165154
				2007	03.-04.07.	9819165163	17	142	2400	-134	-4	-12	6	9819165169
				2008	23.-25.05.	9819165169	20	149	1997	-255	23	31		
Metsähovi AC				2003	18.-19.08.	9819165116	12	105	2476	-356	-8	14	3	9819165119
				2004	13.-14.05.	9819165172	17	180	1897	-472	45	10	15	9819165187
				2004	04.-05.07.	9819165160	25	159	2199	-341	35	-2	3	9819165163
				2005	05.-07.05.	9819165167	21	138	3143	-591	30	-38	16	9819165183
				2005	16.-18.08.	9819165174	20	136	3250	-384	25	8	8	9819165182
				2006	14.-15.08.	9819165107	22	149	2395	-471	2	-20	0	9819165107
				2007	01.-02.07.	9819165150	18	133	2700	-242	-4	0	7	9819165157
				2008	21.-23.05.	9819165161	19	133	1996	-549	24	34		
Sodankylä	67.4209	26.3890	276	2005	25.-26.08.	9823617229	19	138	3196	-474	22	-24	3	9823617232
				2006	23.-25.08.	9823617156	16	272	2284	-494	4	10	7	9823617163
				2007	22.-25.06.	9823617199	20	162	3496	-339	2	-18	7	9823617206
Vaasa AA	63.0847	21.6458	3	2003	22.-23.08.	9820903610	12	106	2434	-264	-12	-36	-1	9820903609
Vaasa AB	62.9611	21.7706	36	2003	24.-25.08.	9820758927	11	87	2382	-319	-13	-1	6	9820758933
				2004	17.-19.05.	9820758977	24	146	3341	-575	40	-38	4	9820758981
				2005	21.-23.08.	9820758937	23	165	2845	-661	20	19	7	9820758944
				2006	19.-21.08.	9820758910	22	257	2192	-601	1	1	3	9820758913
				2007	27.-28.06.	9820758954	25	218	1950	-407	-6	-76	4	9820758958
				2008	27.-29.05.	9820758917	17	118	2498	-524	16	23		

Station	Koordinaten			Jahr	Mess- periode	g in 1.200 m [nm/s ²]	Std. Abw.		n Drops	Mittlere Reduktionen			Red.-Verb. dg_{ECMWF} [nm/s ²]	g_{final} in 1.200 m $= g + dg_{\text{ECMWF}}$ [nm/s ²]
	φ [°]	λ [°]	H [m]				Set	Drop		Δg_{Tide}	Δg_{Pol}	Δg_{Atmo}		
Schweden														
Arjeplog	66.3180	18.1249	450	2003	01.-03.09.	9822531574	20	175	3335	-479	-18	4	11	9822531585
				2004	11.-12.06.	9822531618	27	144	2648	-460	30	-13	5	9822531623
				2005	04.-06.09.	9822531606	21	169	2696	-572	13	-13	9	9822531615
				2006	11.-15.09.	9822531591	21	137	3882	-416	2	7	10	9822531601
				2007	12.-15.06.	9822531593	20	155	2746	-231	-4	-37	16	9822531609
				2008	04.-05.06.	9822531584	14	100	1947	-819	6	22		
Borås	57.7159	12.8895	163	2003	15.-16.06.	9816797001	22	204	1599	-88	10	-1	12	9816797013
				2008	16.-18.08.	9816796980	18	113	3595	-344	-35	-9		
Kiruna	67.8776	21.0602	470	2004	15.-16.06.	9823367485	22	141	2848	-204	30	-56	3	9823367488
				2005	30.-31.08.	9823367481	16	157	1998	-459	15	-2	4	9823367485
				2006	05.-07.09.	9823367428	20	143	2339	-624	-1	-24	7	9823367435
				2007	17.-19.06.	9823367457	20	146	3097	-544	-2	-12	11	9823367468
Kramfors	62.8754	17.9277	120	2003	06.-07.09.	9820749574	17	138	2244	-399	-21	24	3	9820749577
				2004	30.-01.06.	9820749596	21	141	2597	-532	35	27	5	9820749601
				2005	01.-03.10.	9820749577	22	178	3846	-503	11	-8	2	9820749579
				2006	27.-29.09.	9820749558	17	181	2740	-157	6	-25	11	9820749569
				2007	02.-05.06.	9820749571	24	158	3245	-605	0	49	-1	9820749570
				2008	08.-12.06.	9820749536	17	123	4645	-529	3	-35		
Mårtsbo AA	60.5951	17.2585	43.5	2004	21.-23.05.	9819230893	20	157	3396	-457	37	-7	10	9819230903
				2005	22.-24.09.	9819230871	24	159	3246	-115	12	15	3	9819230874
				2006	02.-04.10.	9819230865	21	148	2747	-594	8	-47	9	9819230874
				2007	28.-31.05.	9819230871	14	143	3097	-503	1	-12	0	9819230871
				2008	06.-08.08.	9819230827	17	210	3245	-446	-26	-14		
Mårtsbo AB				2007	29.-30.05.	9819230943	22	154	1450	-642	1	-9	-3	9819230940

Station	Koordinaten			Jahr	Mess- periode	g in 1.200 m [nm/s ²]	Std. Abw.		n Drops	Mittlere Reduktionen			Red.-Verb. dg_{ECMWF} [nm/s ²]	g_{final} in 1.200 m $= g + dg_{\text{ECMWF}}$ [nm/s ²]
	φ [°]	λ [°]	H [m]				Set	Drop		Δg_{Tide}	Δg_{Pol}	Δg_{Atmo}		
Schweden														
Onsala AS	57.3956	11.9276	6	2003	13.-14.06.	9817162186	21	128	2318	-271	10	13	5	9817162191
				2004	26.-28.10.	9817162193	18	218	2891	-488	-22	-14	19	9817162212
				2005	11.-12.10.	9817162204	29	184	1999	-395	4	33	-3	9817162201
				2006	07.-09.10.	9817162206	23	185	2043	-761	5	-23	5	9817162211
				2007	08.-10.05.	9817162241	18	150	1497	-129	1	-34	15	9817162256
				2008	19.-22.08.	9817162197	23	351	3138	-332	-37	-19		
Onsala AN				2004	25.-28.10.	9817162097	19	146	2889	-345	-21	-26	13	9817162110
				2005	12.-13.10.	9817162117	32	201	2940	-398	4	31	-1	9817162116
				2006	07.-10.10.	9817162136	23	165	2397	-46	5	-6	6	9817162142
				2007	08.-09.05.	9817162156	16	120	996	-396	2	-52	10	9817162166
				2008	19.-23.08.	9817162106	21	281	1497	-415	-37	-19		
Östersund	63.4428	14.8581	453	2003	10.-12.09.	9820446181	14	99	3193	-491	-25	20	5	9820446186
				2004	02.-04.06.	9820446233	21	132	3496	-501	30	17	-2	9820446231
				2005	09.-11.09.	9820446227	19	152	3598	-411	9	5	16	9820446243
				2006	18.-19.09.	9820446205	18	154	2535	-480	1	-33	10	9820446215
				2007	23.-24.05.	9820446242	23	160	2197	-416	-1	-26	9	9820446251
				2008	10.-13.08.	9820446154	17	127	2598	-588	-28	-50		
Skellefteå	64.8792	21.0483	53	2003	28.-30.08.	9822299206	16	112	3942	-665	-15	-36	9	9822299215
				2004	06.-09.06.	9822299262	18	144	5640	-465	35	2	13	9822299275
				2005	26.-28.09.	9822299261	22	170	3296	-389	14	-20	1	9822299262
				2006	22.-24.09.	9822299212	20	138	3083	-473	6	-3	5	9822299217
				2007	08.-10.06.	9822299213	24	152	2646	-576	1	16	5	9822299218
				2008	31.05.-03.06.	9822299207	21	140	3291	-834	12	14		
Visby AA	57.6539	18.3673	46	2004	25.-26.05.	9817140008	19	143	2597	-237	40	-4	10	9817140018
				2005	06.-08.10.	9817139975	23	166	3094	-89	12	52	5	9817139980

Station	Koordinaten			Jahr	Mess- periode	g in 1.200 m [nm/s ²]	Std. Abw.		n Drops	Mittlere Reduktionen			Red.-Verb. dg_{ECMWF} [nm/s ²]	g_{final} in 1.200 m $= g + dg_{\text{ECMWF}}$ [nm/s ²]
	φ [°]	λ [°]	H [m]				Set	Drop		Δg_{Tide}	Δg_{Pol}	Δg_{Atmo}		
Norwegen														
Ålesund	62.4762	6.1985	140	2003	19.-21.09.	9820632970	35	137	2889	-358	-35	1	3	9820632973
Andøya	69.2784	16.0087	370	2004	23.-25.06.	9825323046	38	138	3548	-569	21	-12	-1	9825323045
Ås	59.6656	10.7780	95	2004	18.-20.03.	9818844210	32	186	3686	-416	30	-42		
Bodø	67.2797	14.3953	13	2004	28.-30.06.	9823722388	25	152	4046	-487	19	-4	-4	9823722384
Honningsvåg	70.9772	25.9649	21	2006	27.-29.08.	9826604516	38	130	3838	-498	4	-7	4	9826604520
Hønefoss AC	60.1439	10.2489	116	2003	26.-28.09.	9819006432	82	2363	3732	-693	-33	-5	0	9819006432
				2007	13.-16.05.	9819006449	83	403	3195	-700	-3	-34	7	9819006456
Kautokeino	69.0222	23.0195	380	2006	01.-03.09.	9824545306	15	142	2244	-245	3	-8	4	9824545310
Tromsø AA	69.6628	18.9397	103	2004	19.-20.06.	9825399332	20	127	2545	-208	25	-19	3	9825399335
Trondheim AA	63.4551	10.4457	30	2003	14.-16.09.	9821459980	38	185	4490	-406	-30	-5	8	9821459988
Trysil AC	61.4228	12.3830	688	2003	22.-24.09.	9818270045	29	185	3936	-531	-30	-36	6	9818270051
				2007	18.-20.05.	9818270054	19	133	2298	-252	-2	-33	6	9818270060

Station	Koordinaten			Jahr	Mess- periode	g in 1.200 m [nm/s ²]	Std. Abw.		n Drops	Mittlere Reduktionen			Red.-Verb. dg_{ECMWF} [nm/s ²]	g_{final} in 1.200 m $= g + dg_{ECMWF}$ [nm/s ²]
	φ [°]	λ [°]	H [m]				Set	Drop		Δg_{Tide}	Δg_{Pol}	Δg_{Atmo}		
Dänemark														
Bornholm-Tejn	55.2438	14.8473	13	2004	20.-21.10.	9815497190	33	180	2098	-264	-18	-17	6	9815497196
Kopenh.-Bud.	55.7389	12.5019	45	2003	03.-04.06.	9815428777	18	261	1391	-533	17	14	-4	9815428773
Kopenh.-Univ.	55.6976	12.5626	12	2005	17.-18.10.	9815463009	43	197	1846	-295	4	55	11	9815463020
Kopenhagen Vestvolden	55.6869	12.4350	24	2003	05.-06.06.	9815472772	21	192	1298	97	16	15	-1	9815472771
				2004	17.-18.10.	9815472778	22	254	2097	-210	-21	-67	-2	9815472776
				2005	15.-16.10.	9815472773	35	192	2698	-556	4	66	5	9815472778
				2007	03.-04.05.	9815472797	29	172	2395	-278	4	12	13	9815472810
				2007	09.-11.10.	9815472804	46	202	2197	-167	-11	40	4	9815472808
				2008	24.-26.08.	9815472751	33	162	1998	-686	-39	4		
Färöer-Kallaf.	62.1055	-6.9663	20	2004	01.-03.11.	9820863406	36	280	3245	-321	-40	-7		
Helsingør	56.0453	12.5797	32	2003	07.-08.06.	9815800717	12	216	2085	-336	15	13	4	9815800721
				2005	18.-20.06.	9815800775	41	198	2798	-453	23	26		
Smidstrup	55.6406	9.5593	123	2005	10.-11.06.	9815568784	65	284	2636	-135	21	4		
Suldrup	56.8418	9.7422	121	2005	15.-17.06.	9816383100	80	340	3191	-422	20	33		
Tebstrup	55.9683	9.8725	84	2003	10.-11.06.	9815801826	19	160	1784	-506	8	1	3	9815801829
Estland														
Suurupi	59.4635	24.3802	43	2007	07.-09.07.	9818235180	18	135	1999	-464	-5	-50	-4	9818235176
Toravere	58.2643	26.4633	72	2007	11.-13.07.	9817592853	29	221	2474	57	-4	-18	4	9817592857

D Ergebnisse der Absolutschweremessungen mit den FG5-Gravimetern des BKG und NOAA



Bundesamt für
Kartographie und Geodäsie

Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, Richard-Strauss-Allee 11, 60598 Frankfurt a.M.

Frau Dipl.-Ing. Olga Gitlein
Institut für Erdmessung
Leibniz Universität Hannover
Schneiderberg 50

D-30167 Hannover

POSTANSCHRIFT Richard-Strauss-Allee 11
60598 Frankfurt am Main

BEARBEITET VON Dr. Reinhard Falk
Referat G4
TEL +49 (0)69 6333-216
FAX +49 (0)69 6333-425
E-MAIL reinhard.falk@bkg.bund.de
DATUM 16.05.2008
AZ G-5363

BETREFF Absolutschweredaten in Skandinavien aus Kampagnen des IfAG und des BKG sowie NOAA 1993 – 2003
BEZUG Ihre Anfrage vom 20. Februar 2008
ANLAGE 2 Datenblätter

Sehr geehrte Frau Dipl.-Ing. Gitlein,

Hiermit stellen wir Ihnen die Ergebnisse der Messungen mit den Absolutgravimetern FG5-101 und FG5-301 des BKG (bis 1997 Institut für Angewandte Geodäsie) und der im gleichen Zeitraum durchgeführten Messungen der US-amerikanischen National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) mit den Absolutgravimetern FG5-102 (1993) bzw. FG5-111 (1995) für wissenschaftliche Zwecke im Rahmen Ihrer Dissertation am Institut für Erdmessung der Leibniz Universität Hannover zur Verfügung.

Die Messungen mit den FG5-101 und FG5-301 wurden unter Verwendung der g-software einheitlich im Jahr 2003 von uns neu berechnet (Datenblatt 1).
Die Ergebnisse der Messungen mit dem FG5-102 und FG5-111 (Datenblatt 2) wurden aus den am BKG vorliegenden Auswertungen durch NOAA (Stand 1996) zusammengestellt.

Im Auftrag

Dr. R. Falk
Wiss. Oberrat



INTERNET www.bkg.bund.de

ZÄHLUNGSEMPFÄNGER
BANKVERBINDUNG

Bundeskasse Trier
Deutsche Bundesbank
BLZ: 585 000 00, Konto-Nr. 585 010 05
Überweisungen mit dem Vermerk
„BKG 0616“, USL-IdNr. DE 811331330
St-Nr. 45 226 3650 3

Tabell D.1: Ergebnisse der Absolutschweremessungen, die mit den Gravimetern FG5-101 und FG5-301 des BKG im Finnoskandischen Landhebungsnetz bestimmt wurden; entsprechend Datenblatt 1 des Briefes vom BKG.

Station	Latitude [°]	Longitude [°]	Height [m]	Instrument	Date	Gravity Value at 125 cm [10^{-8}ms^{-2}]	Set Std. Dev. [10^{-8}ms^{-2}]	Used Gradient [$10^{-8}\text{ms}^{-2}\text{m}^{-1}$]
Onsala AS	57,3956	11,9276	9	FG5-101	08.08.1993	981716213,0	1,8	-315,9
Onsala AN	57,3956	11,9276	9	FG5-101	09.08.1993	981716205,9	2,9	-325,0
Trysil AB	61,423	12,383	688,42	FG5-101	13.08.1993	981826998,9	3,4	-397,5
Trysil AC	61,423	12,383	688,42	FG5-101	14.08.1993	981826996,8	2,0	-392,1
Mårtsbo AA	60,596	17,2583	42	FG5-101	25.09.1995	981923083,2	2,0	-289,0
Onsala AS	57,3956	11,9276	9	FG5-101	28.09.1995	981716208,3	2,0	-319,6
Trysil AC	61,423	12,383	688,42	FG5-101	03.10.1995	981826991,6	1,5	-392,1
Onsala AS	57,3956	11,9276	9	FG5-101	13.06.1998	981716207,0	1,5	-319,6
Trysil AC	61,423	12,383	688,42	FG5-101	20.06.1998	981826991,5	1,3	-392,8
Trondheim AA	63,4642	10,4458	15	FG5-101	23.06.1998	982146000,1	3,0	-297,8
Furuoegrund AA	64,8792	21,0483	50	FG5-101	26.06.1998	982229916,4	2,0	-385,0
Tromsø AA	69,9628	18,9397	102,9	FG5-101	29.06.1998	982539913,0	1,5	-334,2
Stavanger AA	59,0175	5,5983	55	FG5-301	18.06.2003	981832845,8	2,5	-268,0
Hoenefoss AB	60,1664	10,3884	602	FG5-301	20.06.2003	981809489,4	2,5	-311,0
Hoenefoss AC	60,146	10,244	113	FG5-301	22.06.2003	981900634,3	3,0	-280,7
Trysil AC	61,423	12,383	688,42	FG5-301	24.06.2003	981826984,9	1,3	-392,8
Vagstranda	62,6126	7,2748	38	FG5-301	26.06.2003	981900634,9	3,0	-300,0
Trondheim AA	63,4642	10,4458	15	FG5-301	29.06.2003	982145987,3	3,0	-297,8
Tromsø AA	69,6628	18,9397	102,9	FG5-301	03.07.2003	982539910,2	1,5	-333,4
Kiruna AA	67,8776	21,0602	500	FG5-301	06.07.2003	982336727,4	1,5	-364,7
Furuoegrund AA	64,8792	21,0483	50	FG5-301	09.07.2003	982229904,3	2,0	-385,0
Mårtsbo AA	60,595	17,2583	42	FG5-301	11.07.2003	981923074,0	2,2	-289,0
Onsala AS	57,3956	11,9276	9	FG5-301	15.07.2003	981716202,2	1,5	-319,6

Tabelle D.2: Ergebnisse der Absolutschweremessungen, die mit den Gravimetern FG5-102 und FG5-111 des NOAA im Fennoskandischen Landhebungsnetz bestimmt wurden; entsprechend Datenblatt 2 des Briefes vom BKG.

Station	Latitude [°]	Longitude [°]	Height [m]	Instrument	Date	Gravity Value at 100 cm [10^{-8}ms^{-2}]	Set Std. Dev.	Used Gradient [$10^{-8}\text{ms}^{-2}\text{m}^{-1}$]	Observ. Height [cm]
Trysil AB	61,4228	12,3814	688,4	FG5-102	27.08.1993	981827092,3	2,1	373	131,6
Trysil AC	61,4228	12,3814	688,4	FG5-102	30.08.1993	981827091,0	2,1	381	129,55
Stavanger AA	59,0175	5,5983	55	FG5-102	06.09.1993	981832914,7	2,1	268	131,1
Stavanger AB	59,0175	5,5983	55	FG5-102	09.09.1993	981832903,0	2,2	282	132
Tromsø AA	69,6628	18,9397	102,9	FG5-102	23.08.1993	982539988,9	2	317	131,9
Hoenefoss AB	60,1694	10,3875	610	FG5-102	01.09.1993	981809576,6	2,2	311,3	131,8
Hoenefoss AA	60,1242	10,3633	105	FG5-102	02.09.1993	981906024,5	2	239	132
Onsala AN	57,3956	11,9275	9	FG5-102	07.08.1993	981716278,5	2	308	131,5
Onsala AS	57,3956	11,9275	9	FG5-102	09.08.1993	981716286,3	2,1	310	131,3
Furuoegrund AA	64,8733	21,0500	55	FG5-102	18.08.1993	982230017,2	2,1	376	131,85
Metsahovi AG	60,2200	24,2283	54	FG5-102	12.08.1993	981916989,0	2,1	314	131,34
Trysil AB	61,4228	12,3814	688,4	FG5-111	26.09.1995	981827089,4	2,1	373	130,4
Trysil AC	61,4228	12,3814	688,4	FG5-111	25.09.1995	981827089,9	2	381	128,4
Stavanger AA	59,0175	5,5983	55	FG5-111	29.08.1995	981832920,3	2,1	268	129,7
Tromsø AA	69,6628	18,9397	102,9	FG5-111	05.09.1995	982539995,9	2	317	130,7
Trondheim AA	63,4642	10,4458	15	FG5-111	01.09.1995	982146081,1	2	298,5	129,8
Trondheim AB	63,4642	10,4458	15	FG5-111	03.09.1995	982146079,5	2	295	129,85
Hoenefoss AC	60,1460	10,2440	113	FG5-111	01.10.1995	981900708,0	2,1	276	130,7
Hoenefoss AB	60,1694	10,3875	610	FG5-111	26.08.1995	981809576,6	2,1	311,3	129,3
Onsala AN	57,3956	11,9275	9	FG5-111	28.09.1995	981716279,9	2	308	130
Furuoegrund AA	64,8733	21,0500	55	FG5-111	11.09.1995	982230013,3	2,1	376	131,25
KIRUNA.gmo AA	67,8775	21,0603	466,3	FG5-111	08.09.1995	982336827,1	1,9	364,7	130,4
Mårtsbo AA	60,5950	17,2583	42	FG5-111	22.09.1995	981923158,2	2	290	130,6
Metsahovi AB	60,2172	24,3958	55,6	FG5-111	20.09.1995	981916592,6	2	336,5	130,6
Metsahovi AC	60,2172	24,3958	55,6	FG5-111	18.09.1995	981916590,3	2,7	336,5	130,7
Vasa AA	63,0833	21,6500	3	FG5-111	14.09.1995	982090440,4	2,1	310	130,7
Vasa AB	62,9611	21,7706	36	FG5-111	16.09.1995	982075975,6	2	333,7	130,6

Comments:

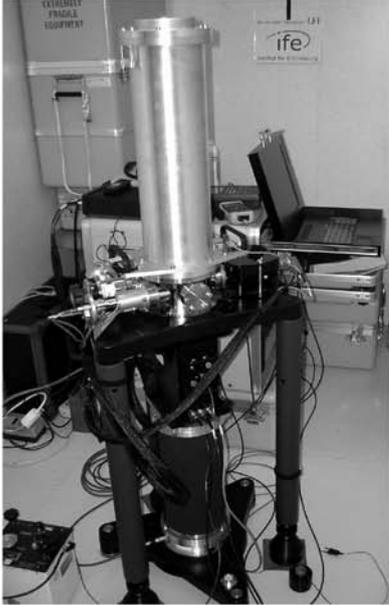
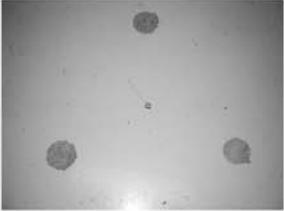
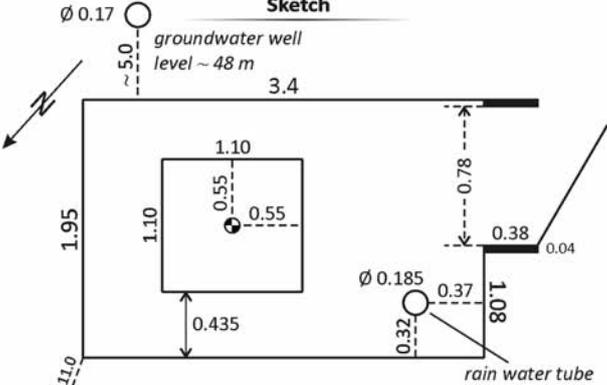
Tromsø AA, FG5-102, Date: 23.08.93: o.k.

Tromsø AA, FG5-111, Date: 05.09.95: water at 4,1m

Furuoegrund AA, FG5-111, Date: 11.09.95: building was extended since 1993

E Beschreibungen der Absolutschwerstationen

Absolute Gravity Station	
Station: ÅLESUND	Country: Norway
<p>Site Location Information</p> <p>$\varphi = 62.4762^\circ$ $\lambda = 6.1985^\circ$ $H = 140 \text{ m}$ $g = 9.820633 \text{ m/s}^2$</p>	<p style="text-align: center;">Outside view</p> 
<p>Remarks Station Identity Contact</p> <p>The absolute gravity station in Ålesund was built in 2003. It is an old military bunker. The station is located very close to the open ocean on the hill Aksla.</p> <p>Conditions: stable concrete pier on rock, no windows, stable temperature, floor heating system, rainwater tube inside the hut.</p> <p>Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.</p>	

Inside view	Mark description
	<p>The point is marked by black permanent marker; circle with a cross. There is no fixed official mark.</p> 
	<p style="text-align: center;">Sketch</p>  <p> $\varnothing 0.17$ groundwater well level ~ 48 m $\varnothing 0.185$ rain water tube ΔH from AG point to benchmark: 5.198 m unit: [m] </p>

Absolute Gravity Station

Station: ANDØYA

Country: Norway

Site Location Information

$\varphi = 69.2784^\circ$
 $\lambda = 16.0087^\circ$
 $H = 370 \text{ m}$
 $g = 9.825323 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station is located on the island Andøya in the main building of the ALOMAR Rocket Range (Andenes); very close to the open ocean on top of a hill; very curvy and steepy road leads to the building.

Conditions: easy access through a big gate, concrete pier was built afterwards and cutted out from the floor, stable temperature, permanent GPS-station.

Outside view



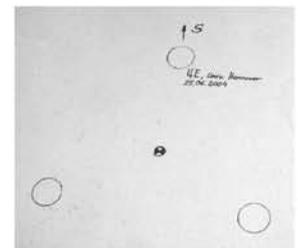
Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Inside view

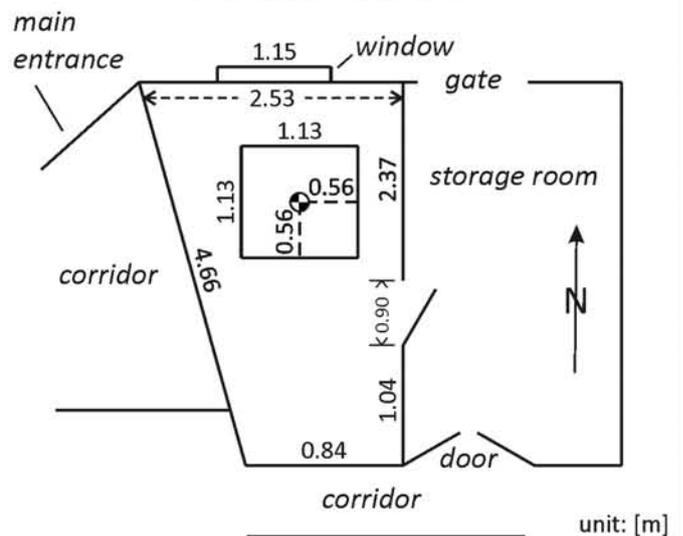


Mark description

The gravity point is marked by red permanent marker; a red circle with a cross. There is no fixed official mark.



Sketch



Date: 25.06.2004 | Author: Dipl.-Ing. Olga Gitlein

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: ARJEPLOG

Country: Sweden

Site Location Information

$\varphi = 66.3180^\circ$
 $\lambda = 18.1249^\circ$
 H = 450 m
 $g = 9.822532 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Arjeplog is located next to a lake. The GPS-hut was extended in 2003 for absolute gravimetry.

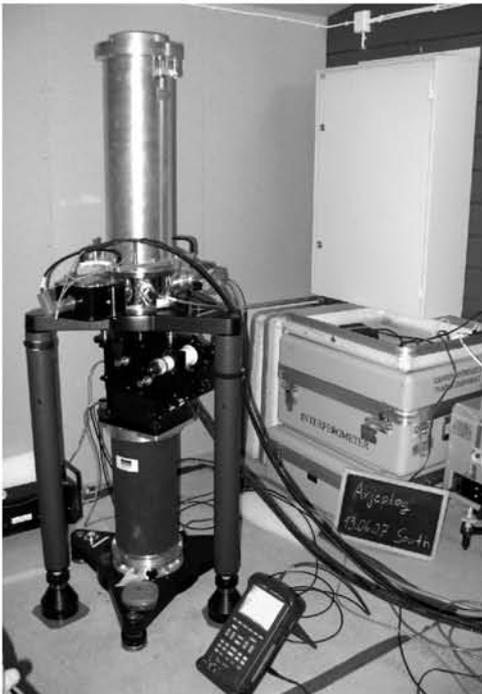
Conditions: no window, no heating system, solid concrete pier on rock, wooden floor with contact to the pier, good power supply.

Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Outside view

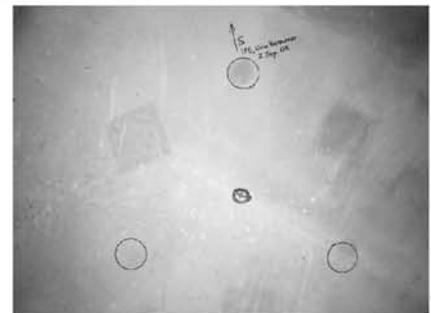


Inside view

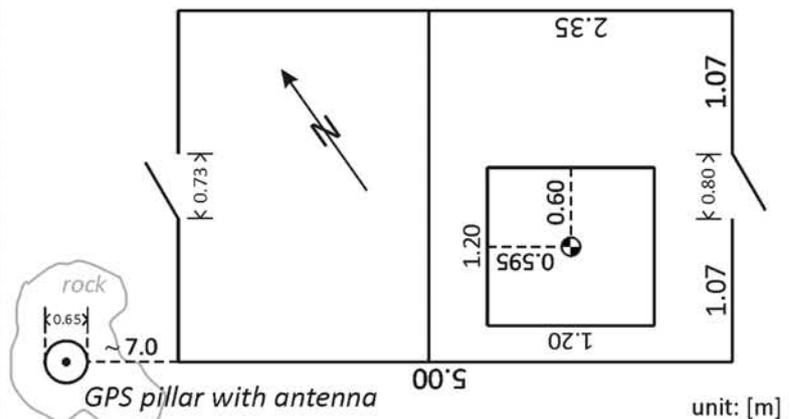


Mark description

The gravity point is marked by a red permanent marker; a red circle with a cross. There is no fixed official mark.



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: BODØ

Country: Norway

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 67.2797^\circ \\ \lambda &= 14.3953^\circ \\ H &= 13 \text{ m} \\ g &= 9.823722 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Bodø is located in the 2nd cellar of a school building. There is a historical calibration line point, marked by a brass mark (it is not the absolute gravity point). The permanent GPS-station is about 2 km and the airport about 1 km away.

Conditions: point is on floor, no special pier, stable temperature, big heating system in the adjoining room.

Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Outside view

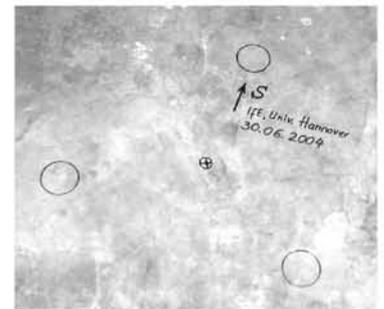


Inside view

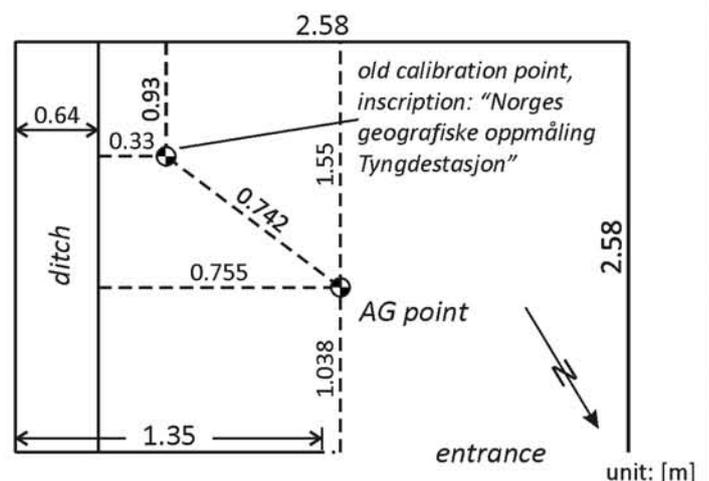


Mark description

The gravity point is marked by red permanent marker; circle with a cross. There is no fixed official mark. AG point is eccentrically located to the old calibration line point (brass mark).



Sketch



Date: 28.06.2004 | Author: Dipl.-Ing. Olga Gitlein

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: BORÅS

Country: Sweden

Site Location Information

$\varphi = 57.7159^\circ$
 $\lambda = 12.8895^\circ$
 $H = 163 \text{ m}$
 $g = 9.816797 \text{ m/s}^2$

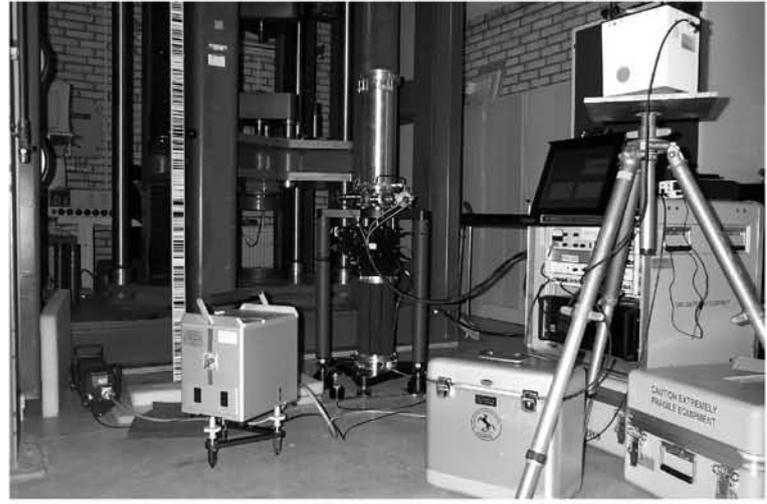
Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Borås is located in the *SP Technical Research Institute of Sweden* in hall 12.

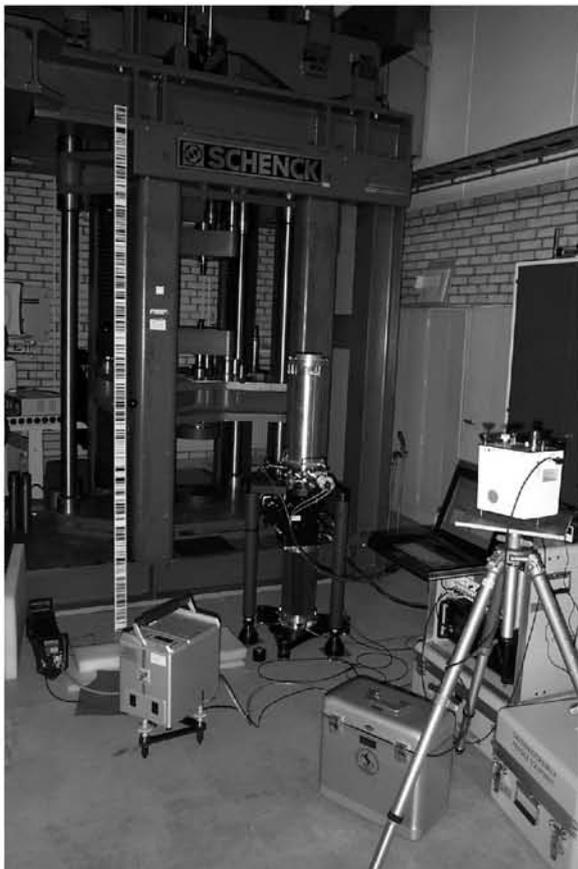
Conditions: very solid floor, no special pier, stable temperature, permanent GPS-station.

Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Inside view 1



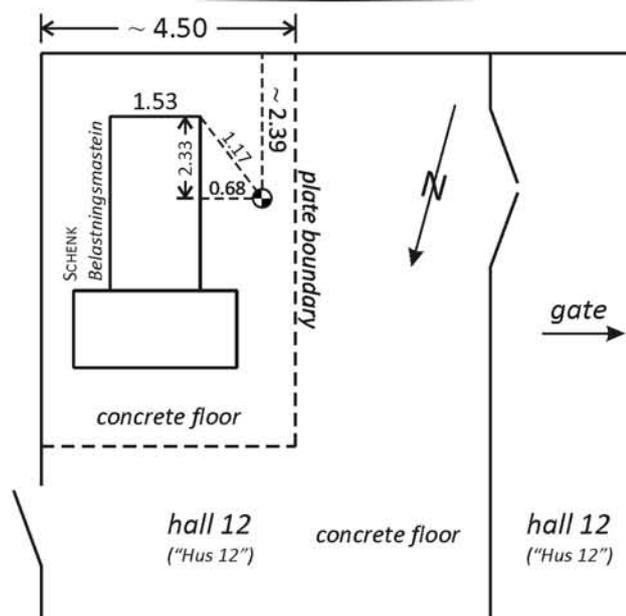
Inside view 2



Mark description

The gravity point is located close to the "Belastungsmastein" from SCHENCK. The point is marked by permanent marker; no fixed official mark.

Sketch



unit: [m]

Date: 15.06.2003 | Author: Dr.-Ing. Ludger Timmen, Dipl.-Ing. Olga Gitlein
 Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: BORNHOLM-Tejn

Country: Denmark

Site Location Information

$\varphi = 55.2438^\circ$
 $\lambda = 14.8473^\circ$
 $H = 13 \text{ m}$
 $g = 9.815497 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Tejn (Bornholm) is located in the cellar of the town hall (stairways down). The point is located in a room for archives.

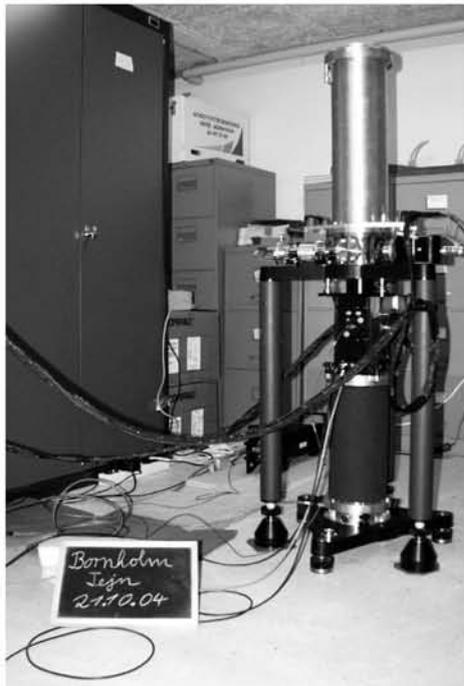
Conditions: stable temperature, point is on floor, no special pier, small disturbances (microsism), a small waterfall next to the building.

Outside view



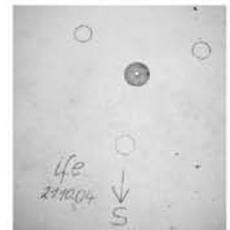
Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Inside view

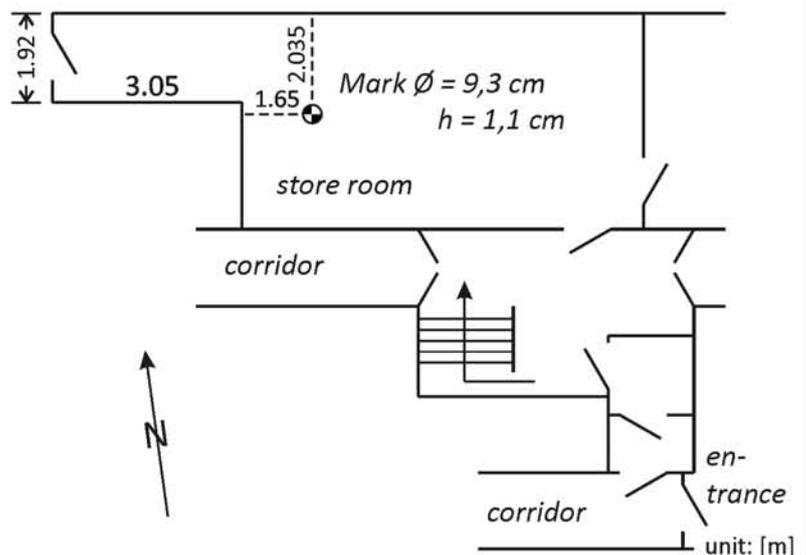


Mark description

The gravity point is marked by a brass mark; inscription "Geodætisk Institut, Fredet Punkt".



Sketch



Date: 22.10.2004 | Author: Dipl.-Ing. Olga Gitlein

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: COPENHAGEN-Buddinge

Country: Denmark

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 55.7389^\circ \\ \lambda &= 12.5019^\circ \\ H &= 45 \text{ m} \\ g &= 9.815429 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute station in Buddinge is located in the cellar of a small building. There is also an IGSN point "Copenhagen A", which is located on a pillar for relative gravimetry.

Conditions: gravity point on the floor, no special pier, very humid and cold, no heating system, unstable power supply.

Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Outside view



Inside view

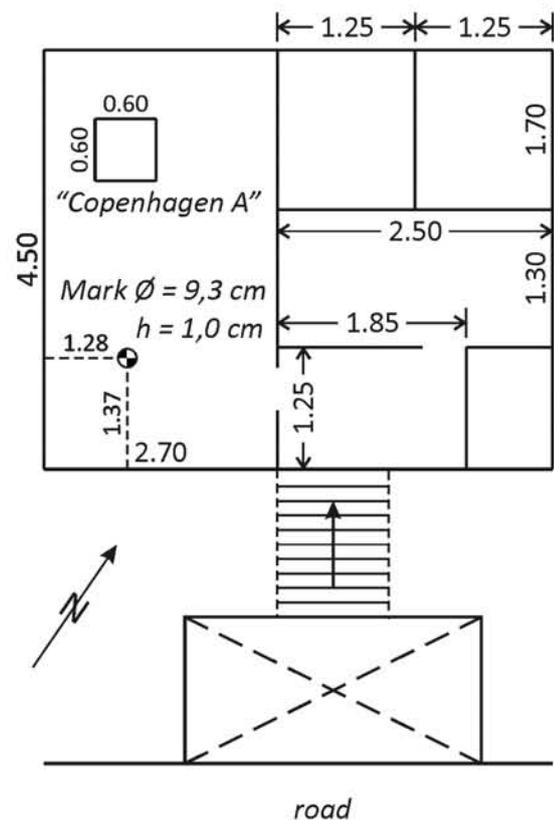


Mark description

The gravity point is marked by a brass mark; inscription "Geodætisk Institut, Fredet Punkt".



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: COPENHAGEN-University

Country: Denmark

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 55.6976^\circ \\ \lambda &= 12.5626^\circ \\ H &= 12 \text{ m} \\ g &= 9.815463 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station is located in the second basement of the University of Copenhagen.

Conditions: one window, heating system, stable temperature, good power supply, reachable by elevator (to first basement) and stairs, stable concrete floor, compressor two rooms away, but separated from floor.

Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

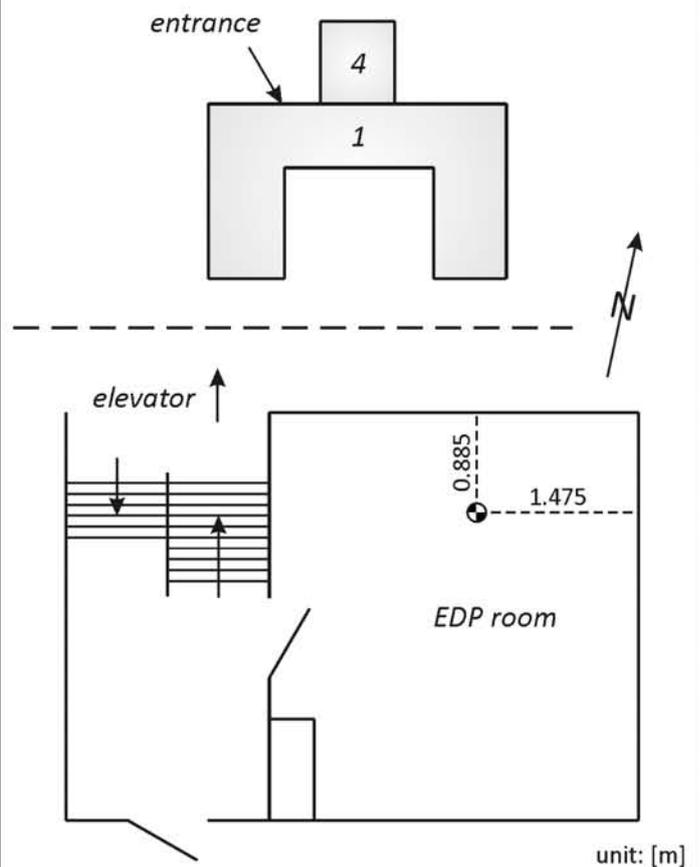
Outside view



Inside view



Sketch



Date: 18.10.2005 | Author: Dipl.-Ing. Olga Gitlein

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: COPENHAGEN-Vestvolden

Country: Denmark

Site Location Information

$\varphi = 55.6869^\circ$
 $\lambda = 12.4350^\circ$
 $H = 24 \text{ m}$
 $g = 9.815473 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Vestvolden is located in a former military facility (old seismic observatory). The building is integrated into a rampart.

Conditions: stable floor, no special pier, no grounding for the power supply, very cold (13°C) and humid, no heating system, leak doors, a river about 50 m from the building (parallel to rampart).

Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Outside view



Inside view

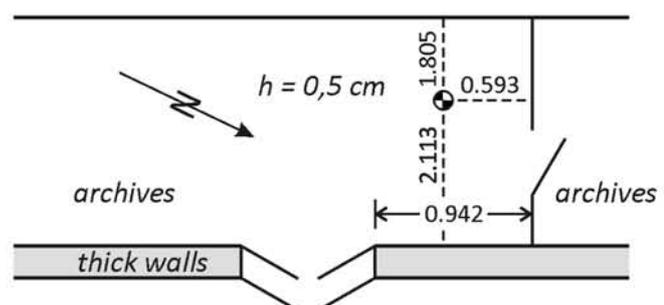


Mark description

The gravity point is marked by a silver benchmark (not the present situation in figure).



Sketch



unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: FÆRØERNE-Kollafjørður

Country: Denmark

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 62.1055^\circ \\ \lambda &= -6.9663^\circ \\ H &= 20 \text{ m} \\ g &= 9.820863 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

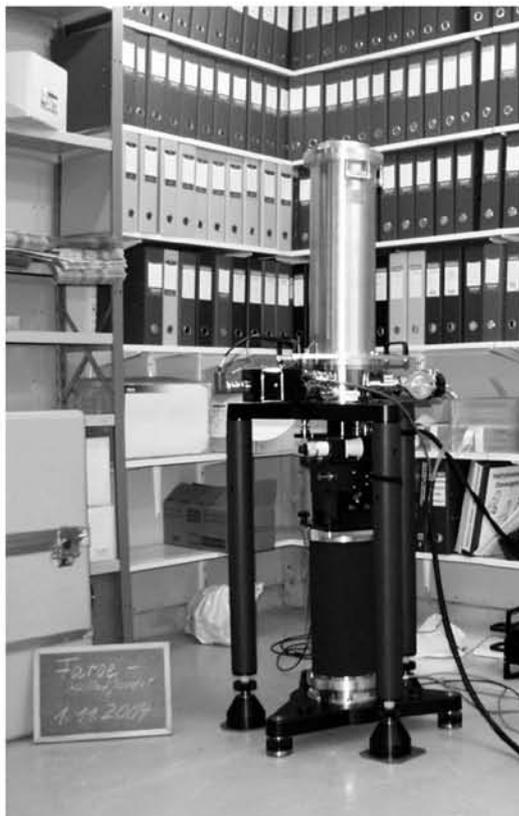
The absolute gravity station is located on the Faroe islands in the village "Kollafjørður". The old absolute gravity point is destroyed. The new point is located in the working and storage room of the Agriculture station. Conditions: stable temperatur, point located on a concrete floor connected to rock, floor of the room disconnected from building.

Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Outside view



Inside view

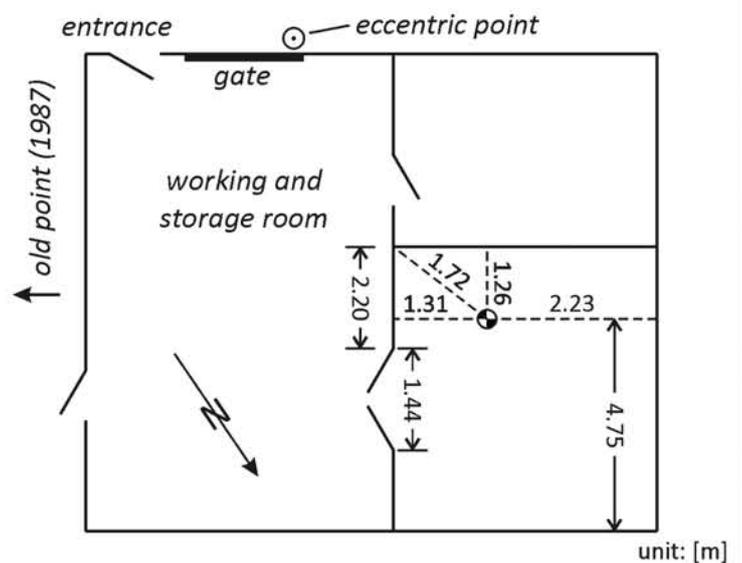


Mark description

The point is marked by a small screw (height 0.0 cm).



Sketch



Date: 04.11.2004 | Author: Dipl.-Ing. Olga Gitlein

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: HELSINGØR

Country: Denmark

Site Location Information

$\varphi = 56.0453^\circ$
 $\lambda = 12.5797^\circ$
 $H = 32 \text{ m}$
 $g = 9.815801 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Helsingør is located in the foyer of the technical school.

Conditions: no grounding for power supply, no pier, suggested to measure on weekends (no pupils), point is marked by red permanent marker.

Outside view

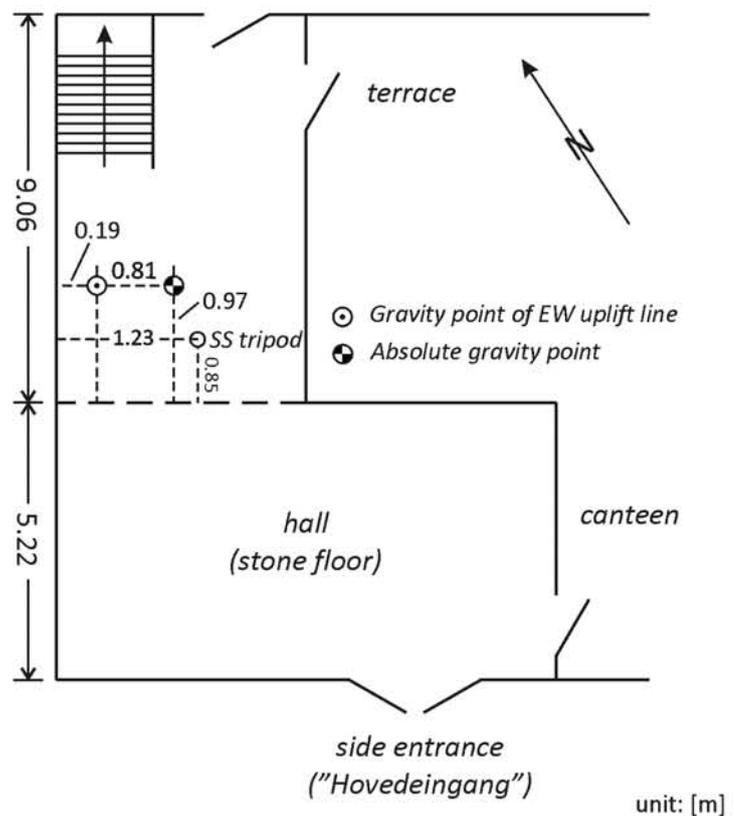


Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Inside view



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: HØNEFOSS

Country: Norway

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 60.1439^\circ \\ \lambda &= 10.2489^\circ \\ H &= 116 \text{ m} \\ g &= 9.819006 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Hønefoss is located in the gravity laboratory of the "Statens Kartverk".

The point AC is located on the left pier and about 10 cm below the ground floor.

Conditions: stable temperature, stable power supply.

Outside view



Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Inside view

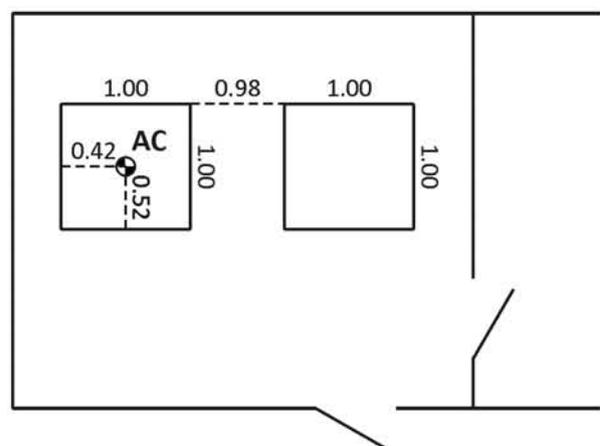


Mark description

The gravity point is marked by blue permanent marker. There is no fixed official mark.



Sketch



unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: HONNINGSVÅG

Country: Norway

Site Location Information

$\varphi = 70.9772^\circ$
 $\lambda = 25.9649^\circ$
 $H = 21 \text{ m}$
 $g = 9.826604 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Honningsvåg is located in a solid stone hut and about 70 m away from the fjord.

Conditions: one window (to north-west), good power supply, heaters, stable temperature with a strong gradient from the floor (e.g. 14°C) to 2 m height (e.g. 22°C), small gap around the pier.

Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Outside view



Inside view

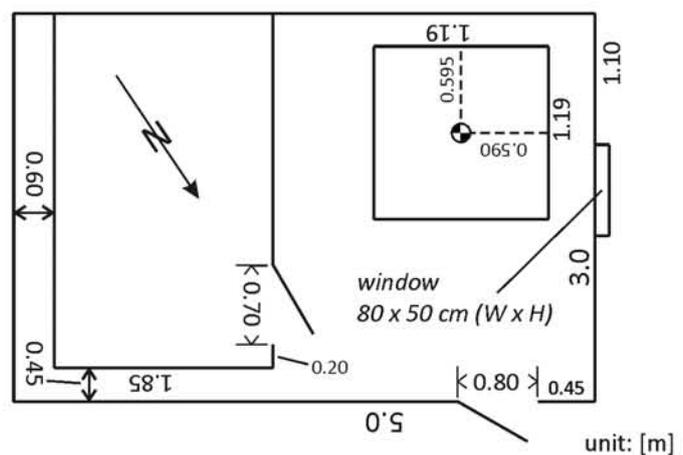


Mark description

The gravity point is marked by a brass mark of 6 cm diameter; inscription "Statens Kartverk 1999, Lovbeskyttet Tyngdefastmerke".



Sketch



Date: 30.08.2006 | Author: Dr.-Ing. Ludger Timmen

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: KAUTOKEINO

Country: Norway

Site Location Information

$\varphi = 69.0222^\circ$
 $\lambda = 23.0195^\circ$
 $H = 380 \text{ m}$
 $g = 9.824545 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Kautokeino is located in an old shelter, which is in a military area with restricted access.

Conditions: no windows, stable environment, good light conditions, good heaters, room height about 2.40 m, floor is smooth, no concrete slab or pier.

Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Outside view



Inside view

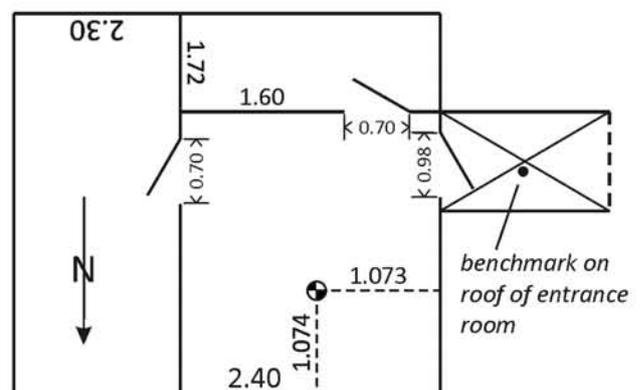


Mark description

The gravity point is marked by a brass mark; inscription "Statens Kartverk 1999, Lovbeskyttet Tyngdefastmerke".



Sketch



ΔH from AG point to benchmark: 2.702 m

unit: [m]

Date: 03.09.2006 | Author: Dr.-Ing. Ludger Timmen

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: KIRUNA - Esrange

Country: Sweden

Site Location Information

$\varphi = 67.8776^\circ$
 $\lambda = 21.0602^\circ$
 $H = 470 \text{ m}$
 $g = 9.823367 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Kiruna-Esrange (rocket range station) is called KGMO (*Kiruna Geodetiska Miniobservatorium*). The hut is located on a hill about 35 km ENE from Kiruna. A SWEPOS permanent GPS-station is installed.

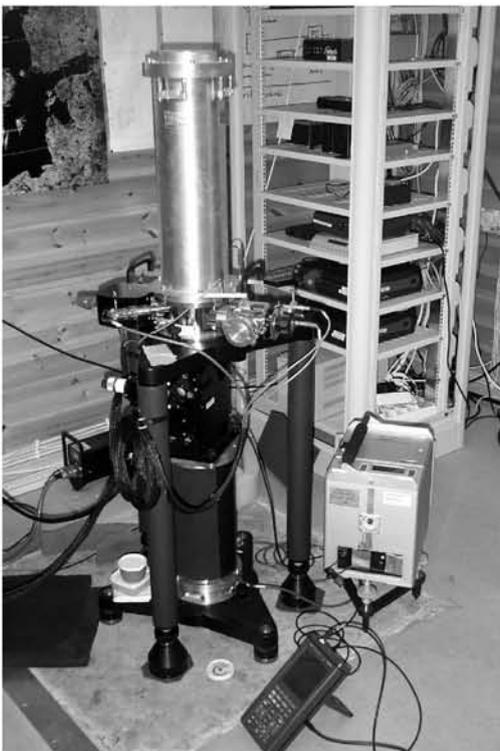
Conditions: separated concrete pier, stable temperature and power supply.

Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Outside view

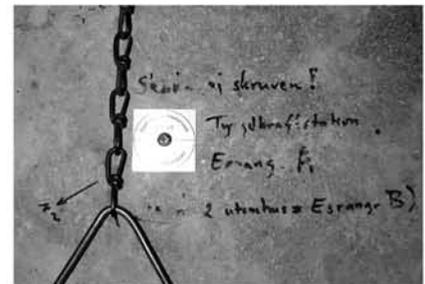


Inside view

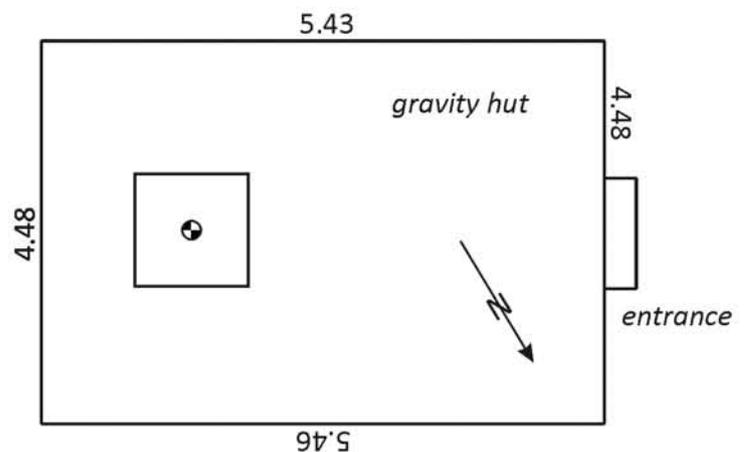


Mark Description

The gravity point is marked by a square mark; inscription "Statens Lantmäteriverk Gävle".



Sketch



unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: KRAMFORS

Country: Sweden

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 62.8754^\circ \\ \lambda &= 17.9277^\circ \\ H &= 120 \text{ m} \\ g &= 9.820750 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Kramfors is located in a hut in a forest, about 1 km east of Klockerstrand, and was built in 2003. Permanent GPS available since 2004.

Conditions: no windows, good power supply, stable temperature, heaters available.

Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Outside view



Inside view

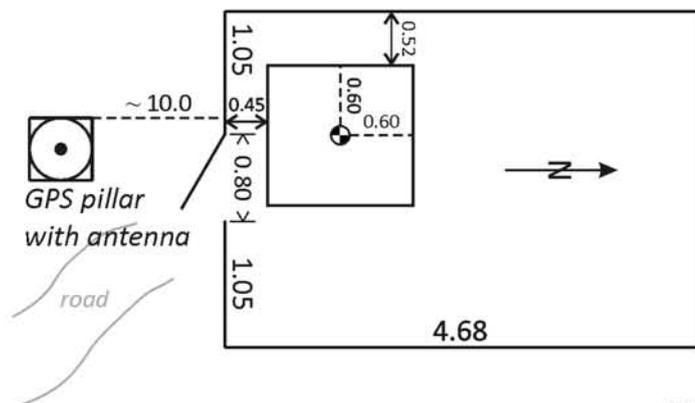


Mark description

The gravity point is marked by a red permanent marker; a circle with a black cross.
There is no fixed official mark.



Sketch



unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: MÅRTSBO

Country: Sweden

Site Location Information

$\varphi = 60.5951^\circ$
 $\lambda = 17.2585^\circ$
 $H = 44 \text{ m}$
 $g = 9.819231 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station is located in the basement of the observatory in Mårtsbo.

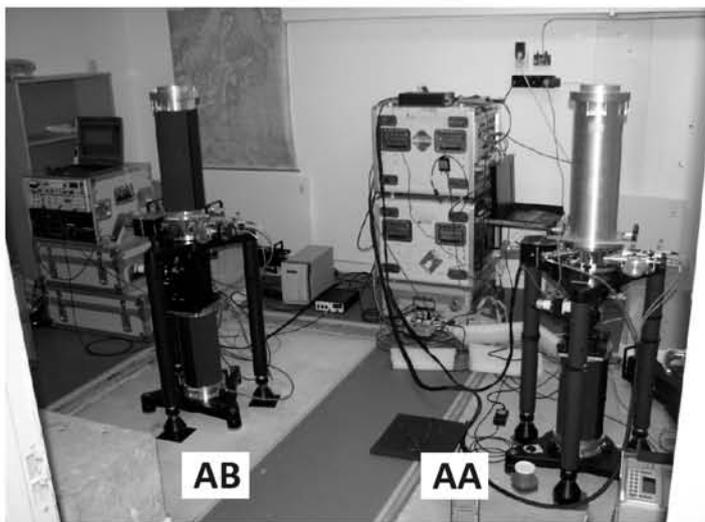
Conditions: no windows, stable temperature, good power supply, separated pier below floor level.

Outside view

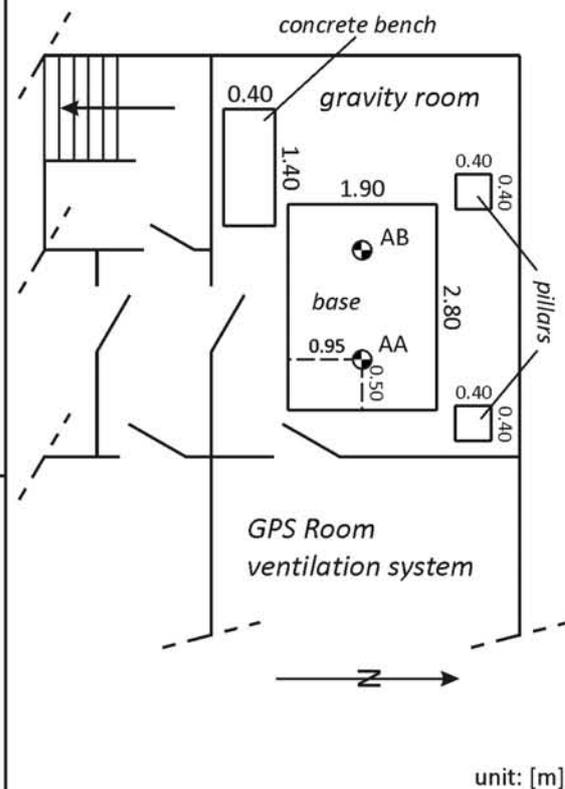


Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Landmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Inside view

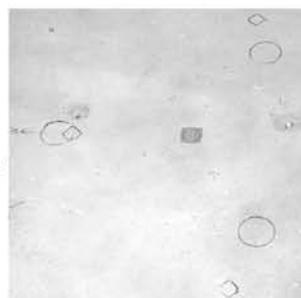


Sketch



Mark description

The gravity point AA is marked by a 4x4 cm mark; inscription "Statens Lantmäteriverk Gävle".



Absolute Gravity Station

Station: METSÄHOVI

Country: Finland

Site Location Information

$\varphi = 60.2172^\circ$
 $\lambda = 24.3983^\circ$
 $H = 55 \text{ m}$
 $g = 9.819165 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravimetry laboratory in Metsähovi is located in a restricted observatory area. Two separated absolute gravity piers (AB, AC) are inside the building. A superconducting gravimeter is in the same building (in the room next to absolute gravimetry room).

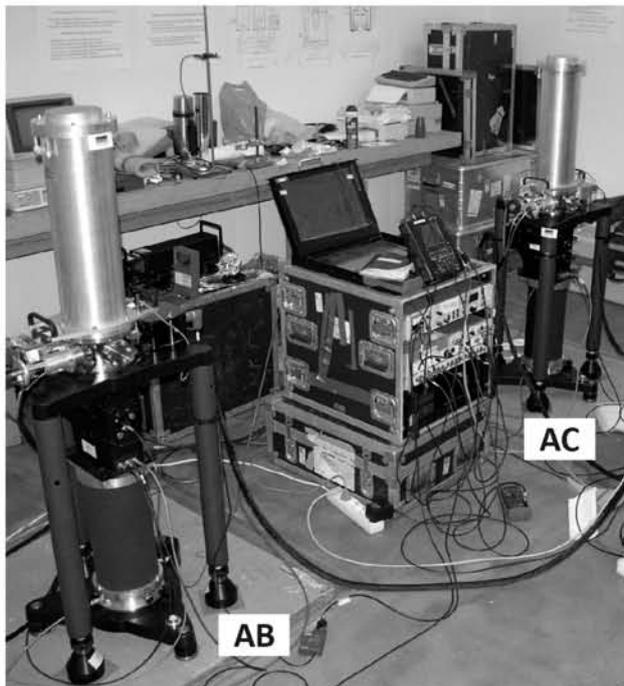
Conditions: very stable, a groundwater tube on the east side of the building.

Contact: Finnish Geodetic Institute (FGI), Geodeetinrinne 2, FIN-02430 Masala.

Outside view

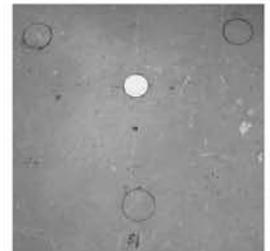


Inside view

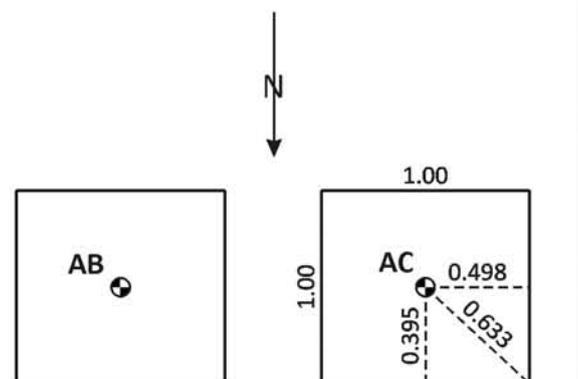


Mark description

Both points are marked by a circular silver mark; inscription
 "Geodeettinen Laitos,
 Absoluuttipainovoimapiste,
 Metsähovi, AB/AC".



Sketch



entrance

unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: ONSALA

Country: Sweden

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 57.3956^\circ \\ \lambda &= 11.9276^\circ \\ H &= 6 \text{ m} \\ g &= 9.817162 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravimetry laboratory in Onsala is located in a restricted area of the Onsala Space Observatory. Two absolute gravity points (AS, AN) are on the same concrete pier. Conditions: stable temperature and power supply, VLBI and permanent GPS-station, comparison of clock frequency possible.

Contact: Chalmers University of Technology, Onsala Space Observatory, SE-43992 Onsala.
Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Outside view

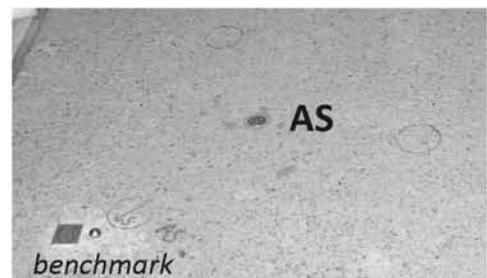


Inside view

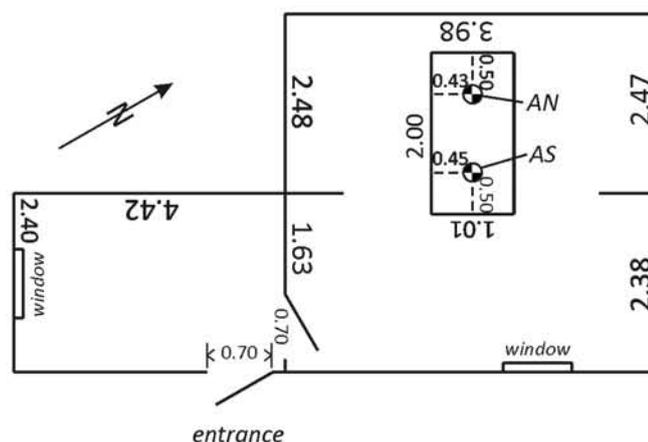


Mark description

The gravity points AS and AN are marked by a brass marks on a concrete pier.



Sketch



unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: ÖSTERSUND

Country: Sweden

Site Location Information

$\varphi = 63.4428^\circ$
 $\lambda = 14.8581^\circ$
 $H = 453 \text{ m}$
 $g = 9.820446 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Östersund is located in a hut on a small hill. The gravity point is on a separated concrete pier. In 2003 the hut was extended for absolute gravimetry.

Conditions: good access by car, no windows, stable conditions.

Outside view



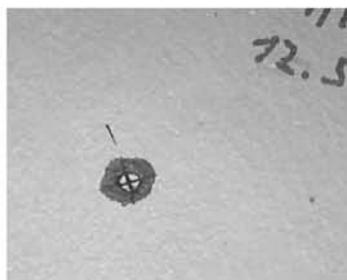
Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Inside view

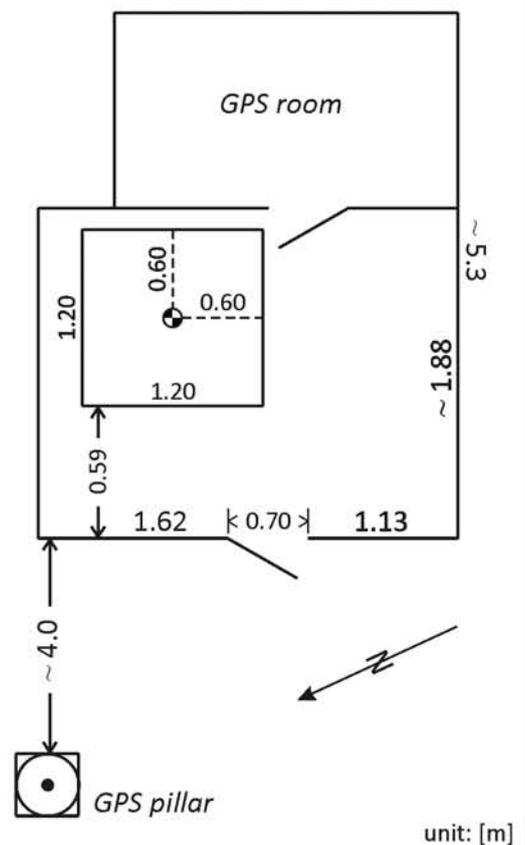


Mark description

The gravity point is marked by red permanent marker; a red circle and black cross. There is no fixed official mark.



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: SKELLEFTEÅ - Furuögrund

Country: Sweden

Site Location Information

$\varphi = 64.8792^\circ$
 $\lambda = 21.0483^\circ$
 $H = 53 \text{ m}$
 $g = 9.822299 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Skellefteå-Furuögrund (*Furuögrund Geodetic Laboratory*) is located in a hut on a hill.

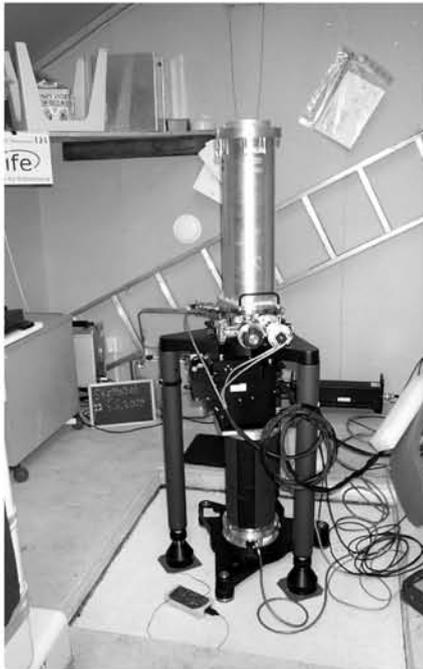
Conditions: no windows, two heaters, good power supply, stable temperature, concrete slab (20 cm thick) on a rock, surface is 10 cm below the room floor level.

Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Outside view



Inside view



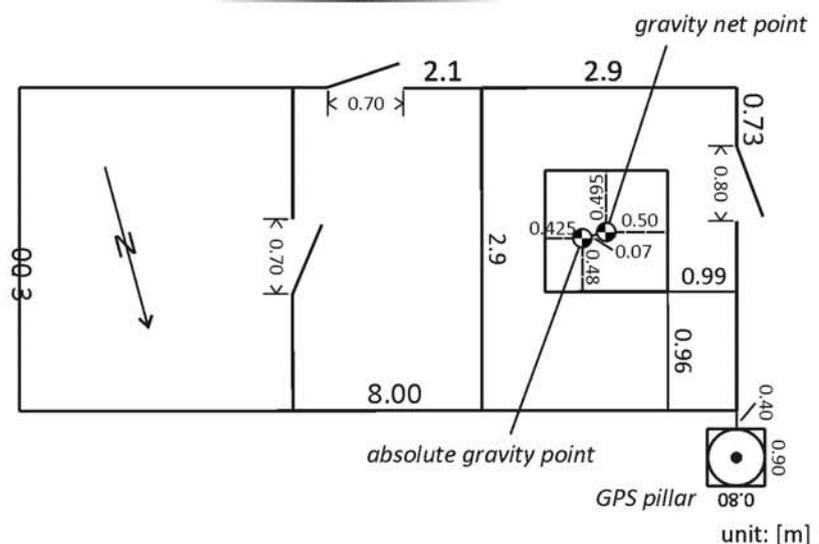
Mark Description

Gravity net point:
 Square silver mark with inscription
 "Statens Lantmäteriverk Gävle".

Absolute Gravity Point:
 marked by blue permanent marker;
 circle.



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: SMIDSTRUP

Country: Denmark

Site Location Information

$\phi = 55.6406^\circ$
 $\lambda = 9.5593^\circ$
 H = 123 m
 $g = 9.815569 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

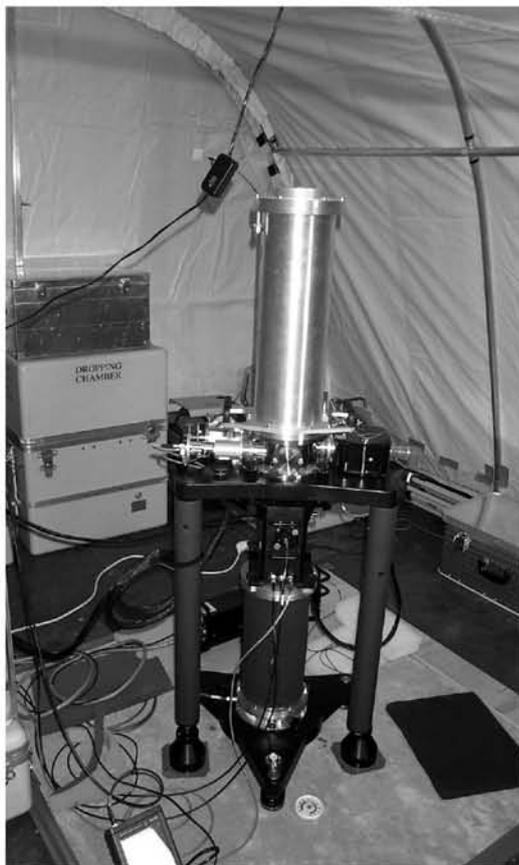
The gravity station in Smidstrup is located outside on a pier with no building. A special tent is necessary for the measurements.
 Permanent GPS-station.

Outside view



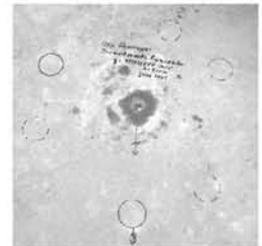
Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Inside view



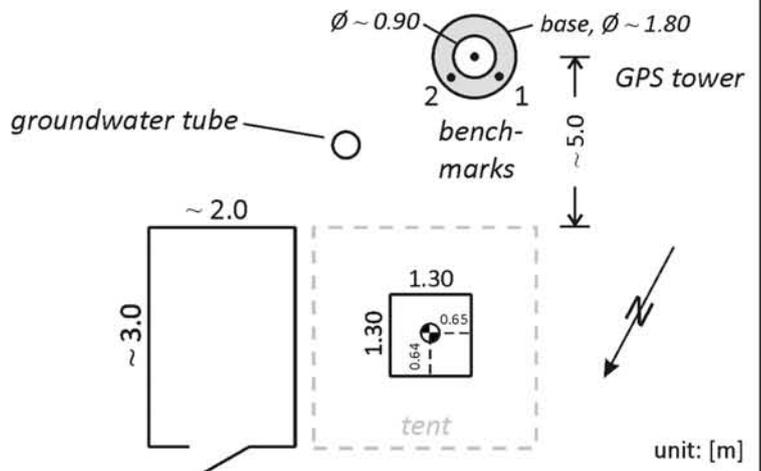
Mark description

The gravity point is marked by a silver benchmark (height 5 mm).



Sketch

water table to top of tube:
 2005-06-11 -2.53 m
 ΔH from AG to 1: -0.835 m
 ΔH from AG to 2: -0.834 m



Date: 12.06.2005 | Author: Dr.-Ing. Ludger Timmen

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: SODANKYLÄ

Country: Finland

Site Location Information

$\varphi = 67.4209^\circ$
 $\lambda = 26.3890^\circ$
 $H = 276 \text{ m}$
 $g = 9.823617 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Sodankylä is located in the laboratory Pittiövaara of the Sodankylä Geophysical Observatory of the Finnish Academy of Sciences.

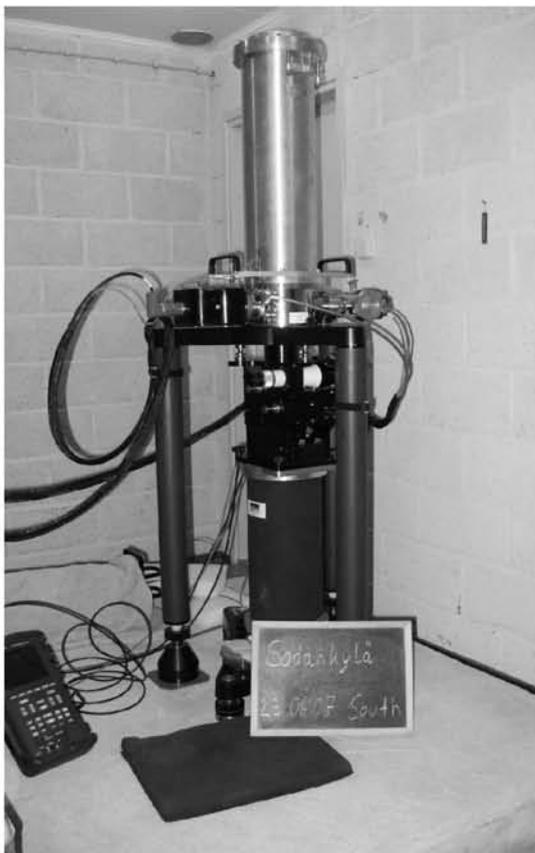
Conditions: no windows, good light, electric heaters, stable temperature conditions, concrete pier.

Outside view



Contact: Finnish Geodetic Institute (FGI), Geodeetinrinne 2, FIN-02430 Masala.

Inside view

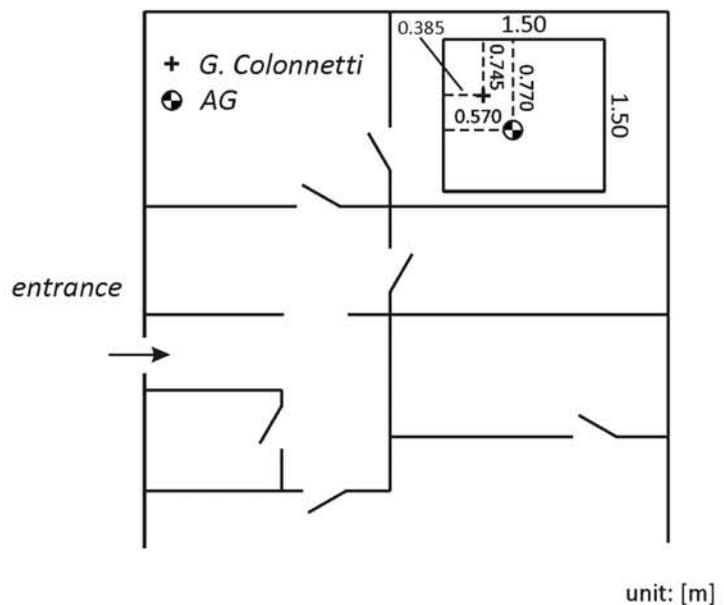


Mark description

The gravity point is marked by a silver mark; inscription "Geodeettinen Laitos, Absolute Gravity Station, Sodankyla".



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: SULDRUP

Country: Denmark

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 56.8418^\circ \\ \lambda &= 9.7422^\circ \\ H &= 121 \text{ m} \\ g &= 9.816383 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

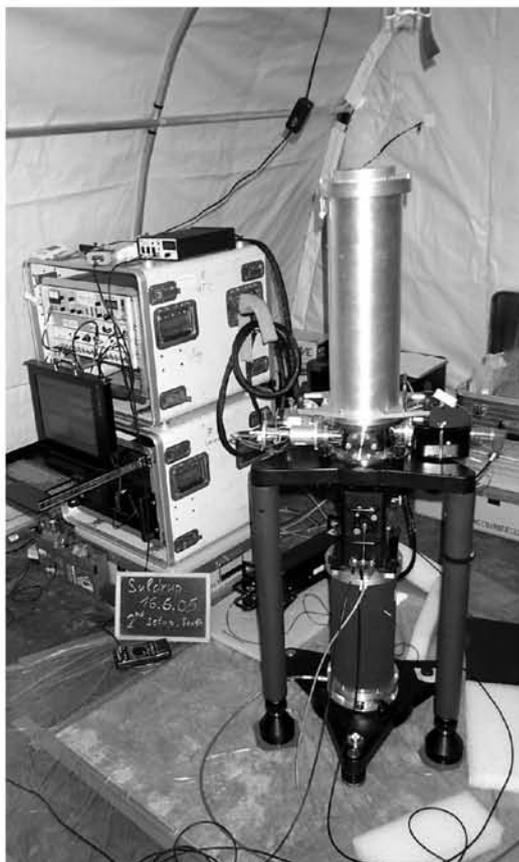
The gravity station in Smidstrup is located outside on a pier with no building. A special tent is necessary for the measurements.
Permanent GPS-station.

Outside view



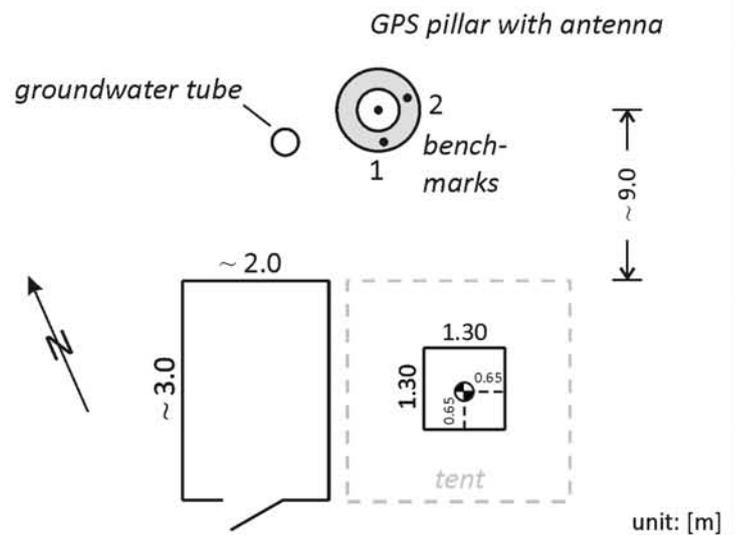
Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space),
Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Inside view



Sketch

ΔH from AG to 1: 0.826 m
 ΔH from AG to 2: 0.829 m



Date: 16.06.2005 | Author: Dr.-Ing. Ludger Timmen

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: SUURUPI

Country: Estonia

Site Location Information

$\varphi = 59.4635^\circ$
 $\lambda = 24.3802^\circ$
 $H = 43 \text{ m}$
 $g = 9.818235 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Suurupi is located inside the lighthouse (floor level).

Permanent GPS-station on top of the building.

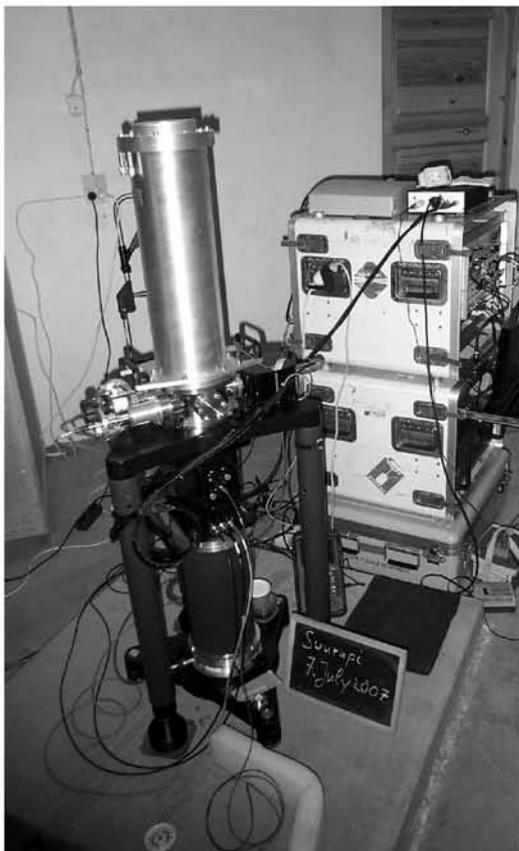
Conditions: good power supply, stable temperature, separated concrete pier, good access.

Outside view



Contact: Estonian Land Board, Mustamäe tee 51, EE-10602 Tallinn.

Inside view



Mark description

The point is marked by a brass mark; inscription "Eesti Riigi Geodeetilise Pohivorgu Punkt".



Vertical gradient measurement



Absolute Gravity Station

Station: TEBSTRUP

Country: Denmark

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 55.9683^\circ \\ \lambda &= 9.8725^\circ \\ H &= 84 \text{ m} \\ g &= 9.815802 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Tebstrup is located in the boiler room (basement) of the retirement home "Baunegården".

Conditions: stable temperature.

Remark: The absolute gravity point was destroyed after the measurements in 2003.

Contact: Technical University of Denmark - National Space Institute (DTU Space), Juliane Maries Vej 30, DK-2100 Copenhagen.

Outside view



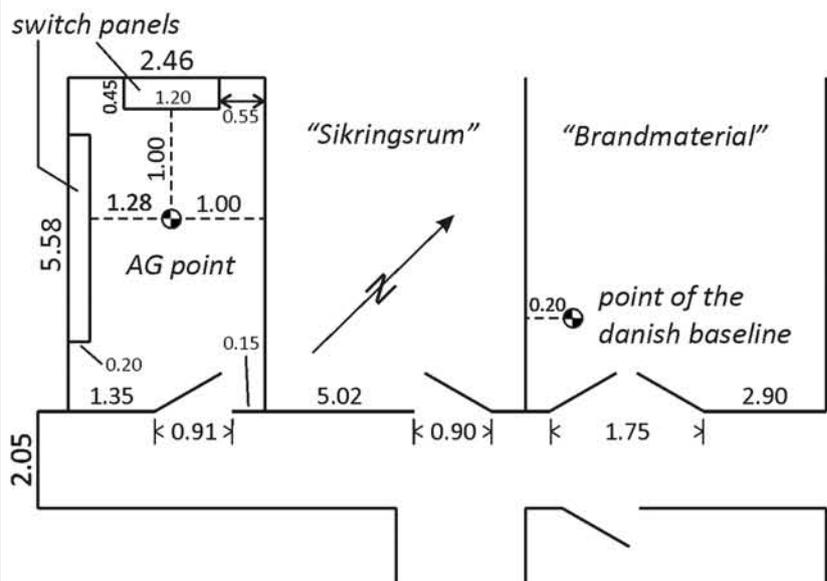
Inside view



Mark description

The gravity point is marked by red permanent marker. There is no fixed official mark.

Sketch



unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: TÕRAVERE

Country: Estonia

Site Location Information

$\varphi = 58.2643^\circ$
 $\lambda = 26.4633^\circ$
 $H = 72 \text{ m}$
 $g = 9.817593 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Tõravere is located inside the old observation dome of the Tartu Observatory.

Conditions: problems with stable temperature, humidity and power supply (no grounding), separated concrete pier but quite unstable, good access.

Contact: Estonian Land Board, Mustamäe tee 51, EE-10602 Tallinn.

Outside view



Inside view

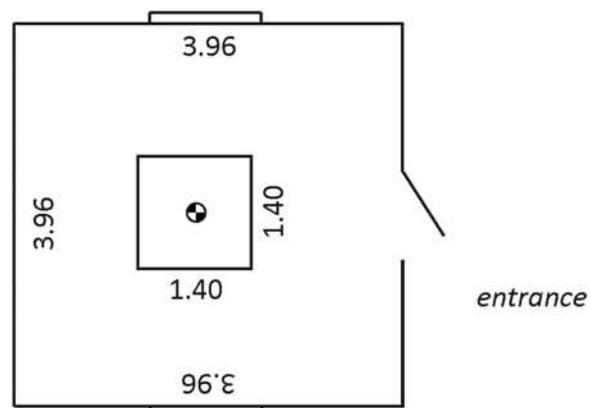


Mark description

The point is marked by a brass mark.



Sketch



unit: [m]

Absolute Gravity Station

Station: TROMSØ

Country: Norway

Site Location Information

$\varphi = 69.6628^\circ$
 $\lambda = 18.9397^\circ$
 $H = 103 \text{ m}$
 $g = 9.825399 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity point in Tromsø is located in the gravity hut of the "Nordlysobservatoriet" Tromsø Geophysical Observatory in a restricted area (Tromsø Satellite Station).

Conditions: stable temperature, air conditioner, good power supply, separated concrete pier.

Outside view



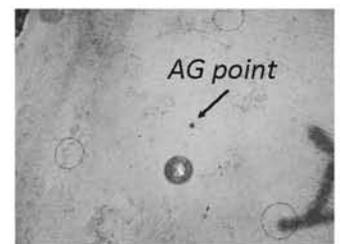
Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Inside view

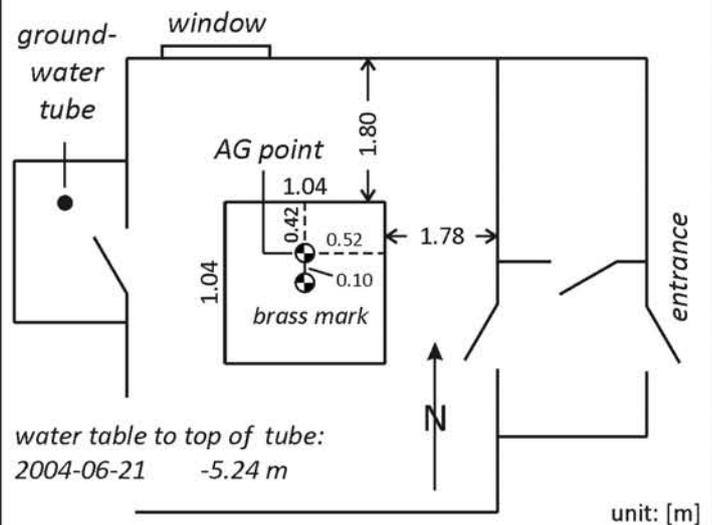


Mark description

The gravity point is marked by a small blue circle (permanent marker) and is located eccentrically to the brass mark!!! There is no fixed official mark for AG point.



Sketch



Date: 19.06.2004 | Author: Dipl.-Ing. Olga Gitlein

Institut für Erdmessung, Leibniz Universität Hannover, Schneiderberg 50, D-30167 Hannover

Absolute Gravity Station

Station: TRONDHEIM

Country: Norway

Site Location Information

$\varphi = 63.4551^\circ$
 $\lambda = 10.4457^\circ$
 $H = 30 \text{ m}$
 $g = 9.821460 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Trondheim is located in the main building of the NGU ("Norges Geologiske Undersøkelse"). The gravity point is located in the map- and printing-stock in the basement.

Conditions: easy access, stable temperature, power supply, separated concrete pier.

Outside view



Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Inside view

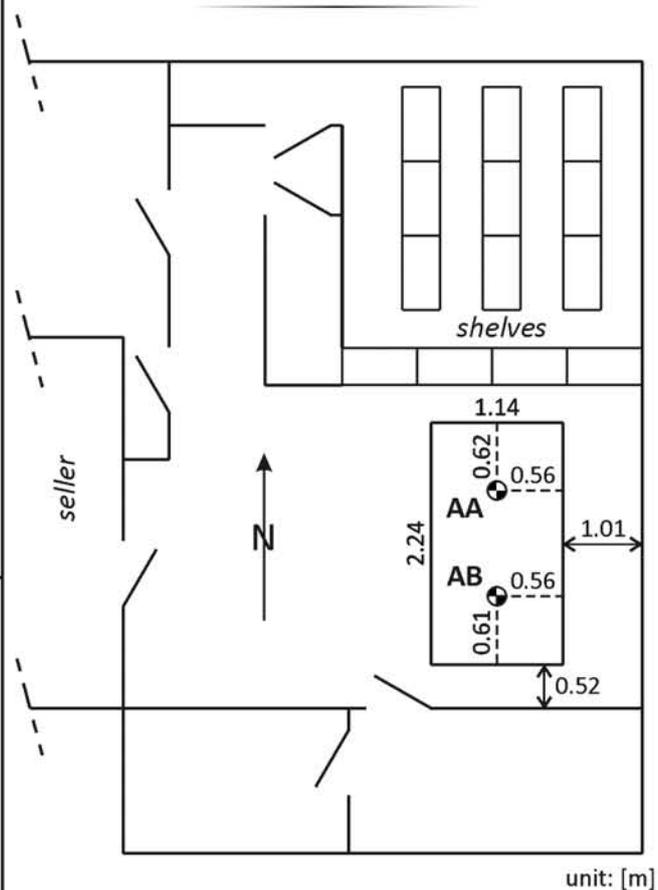


Mark description

The point is marked by a brass mark.



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: TRYSIL

Country: Norway

Site Location Information

$$\begin{aligned}\varphi &= 61.4228^\circ \\ \lambda &= 12.3830^\circ \\ H &= 688 \text{ m} \\ g &= 9.818270 \text{ m/s}^2\end{aligned}$$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Trysil is located on a hill. Two separated concrete piers with the points AB and AC are available.

Conditions: stable temperature, good power supply, easy access, permanent GPS-station, groundwater wells.

Outside view



Contact: Statens Kartverk (SK, Norwegian Mapping Authority), Kartverksveien 21, N-3511 Hønefoss.

Inside view

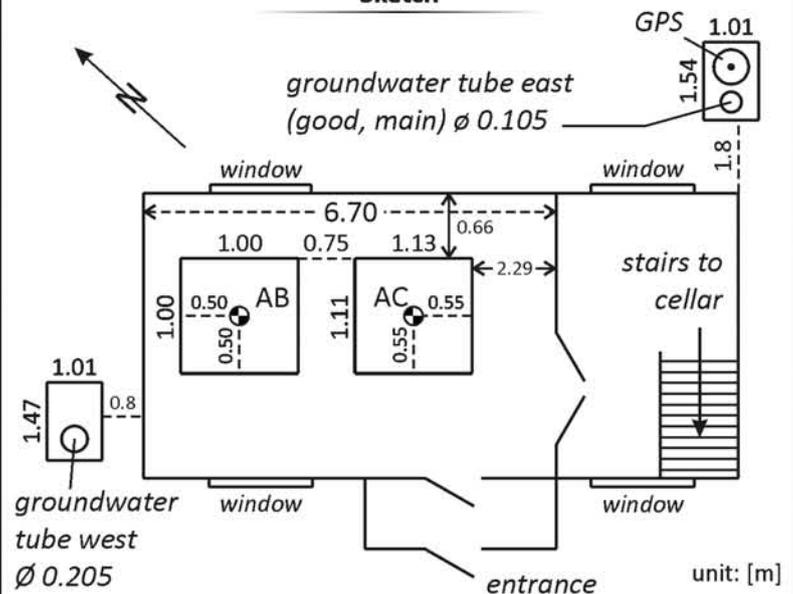


Mark description

The gravity point AC is marked by a brass mark (high: 2.03 cm).



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: VAASA (AA)

Country: Finland

Site Location Information

$\varphi = 63.0847^\circ$
 $\lambda = 21.6458^\circ$
 $H = 3 \text{ m}$
 $g = 9.820904 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Vaasa (AA) is located in a shelter room in the basement of the vocational school.

Conditions: no special concrete slab or pier, no windows, stable temperature, access through a long corridor.

Outside view



Contact: Finnish Geodetic Institute (FGI), Geodeetinrinne 2, FIN-02430 Masala.

Inside view

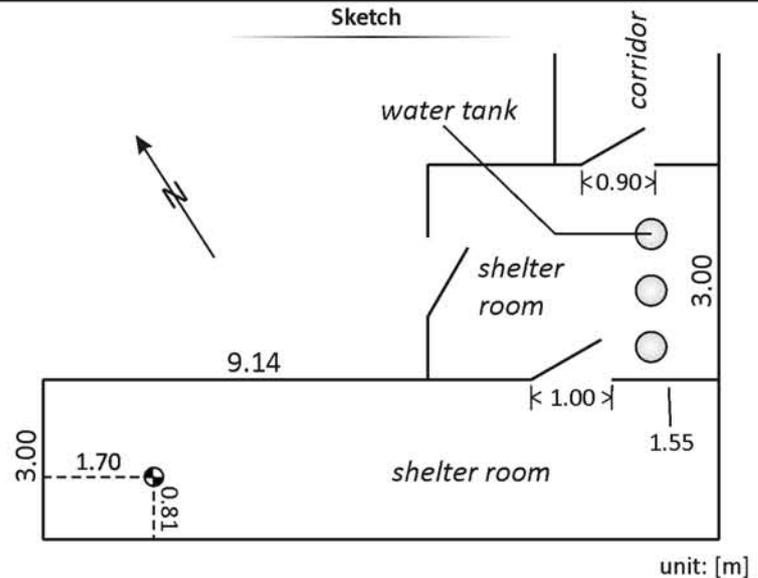


Mark description

The gravity point is marked by a silver mark; inscription "Geodeettinen Laitos, Absolute Gravity Station, Vaasa".



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: VAASA (AB)

Country: Finland

Site Location Information

$\varphi = 62.9611^\circ$
 $\lambda = 21.7706^\circ$
 $H = 36 \text{ m}$
 $g = 9.820759 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The absolute gravity station in Vaasa (AB) is located in the forest in a small wooden hut about 70 m away from the road (small path to station).

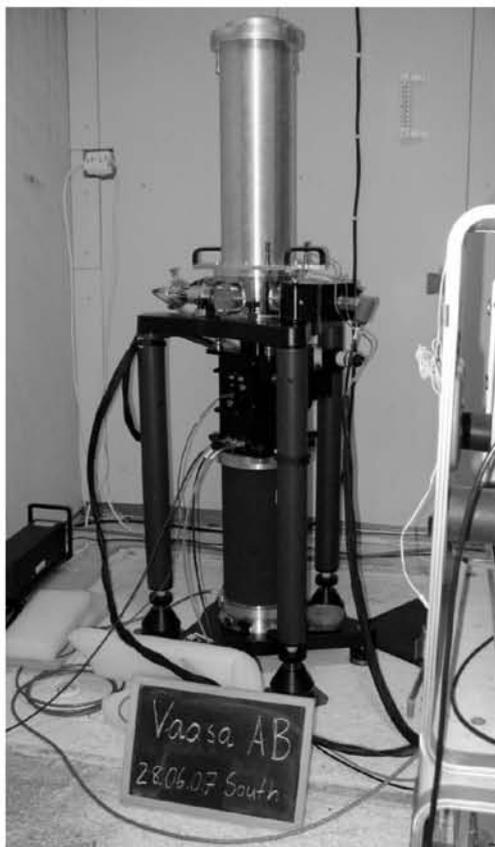
Conditions: concrete pier attached to the rock, no windows, black roof, unstable temperature (large differences between day and night), small building, no space for all boxes.

Contact: Finnish Geodetic Institute (FGI), Geodeetinrinne 2, FIN-02430 Masala.

Outside view



Inside view

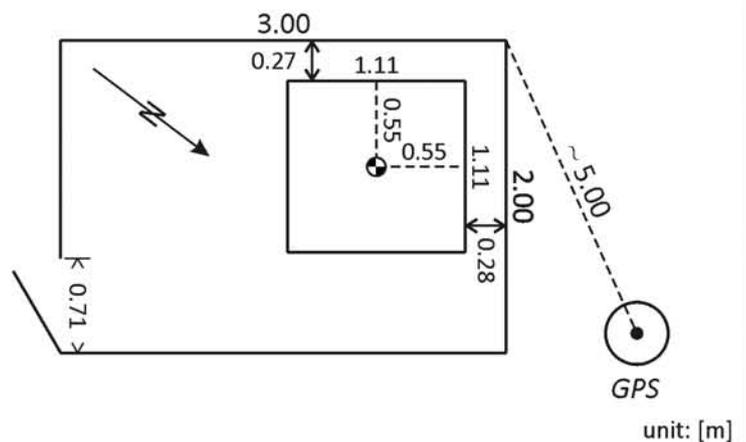


Mark description

The gravity point is marked by a small hole and a blue circle. There is no fixed official mark.



Sketch



Absolute Gravity Station

Station: VISBY

Country: Sweden

Site Location Information

$\varphi = 57.6539^\circ$
 $\lambda = 18.3673^\circ$
 $H = 46 \text{ m}$
 $g = 9.817140 \text{ m/s}^2$

Remarks | Station Identity | Contact

The gravity station in Visby is located in a hut, which was extended for absolute gravimetry.

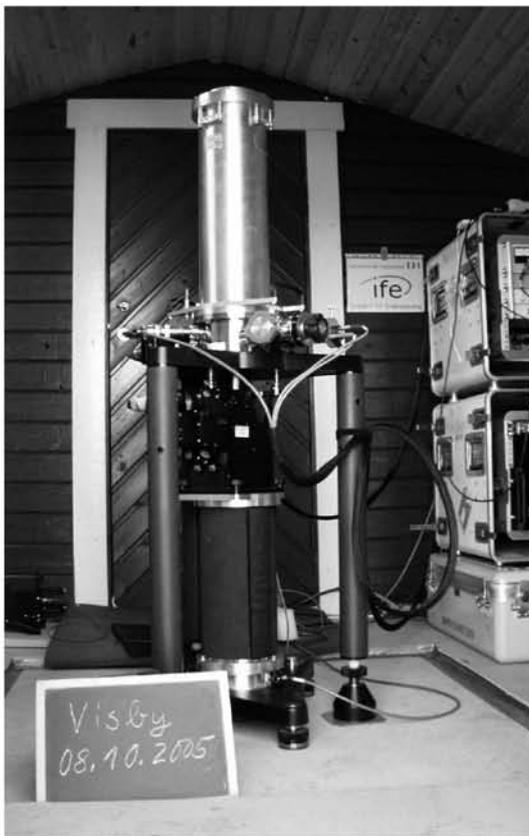
Conditions: separated concrete pier, no windows, no air conditioning system, no heater, two plugs for power supply ("3" and "4").

Outside view



Contact: Lantmäteriet (LM, The Swedish Mapping, Cadastre and Land Registration Authority), Lantmäterigatan 2, SE-80182 Gävle.

Inside view

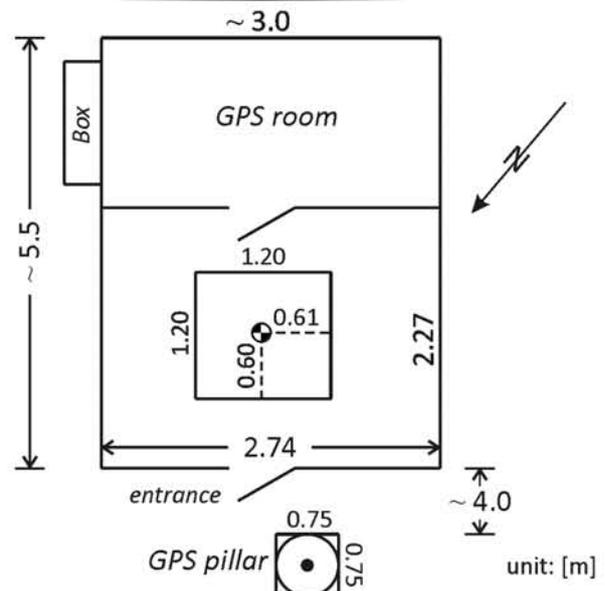


Mark description

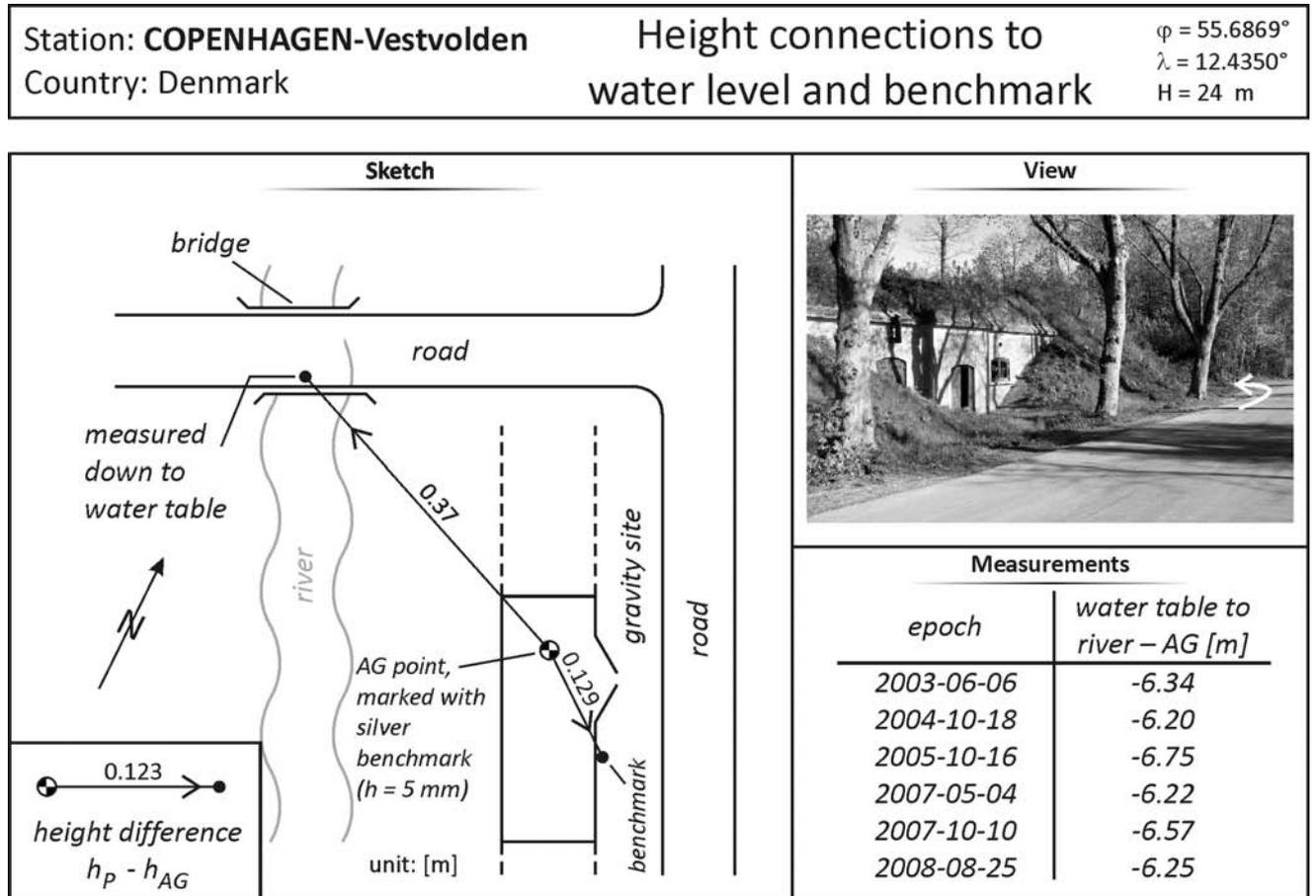
The gravity point is marked by a red permanent marker (circle and a cross). There is no fixed official mark.



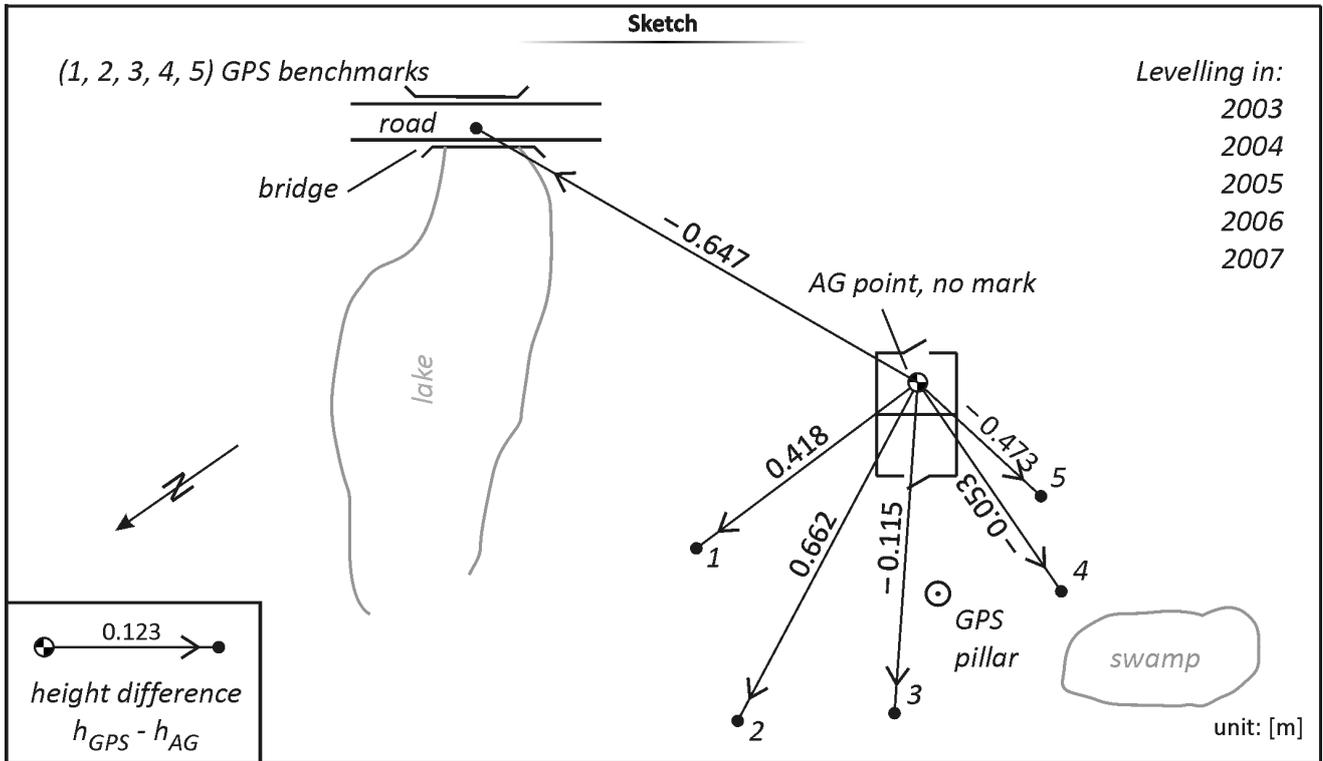
Sketch



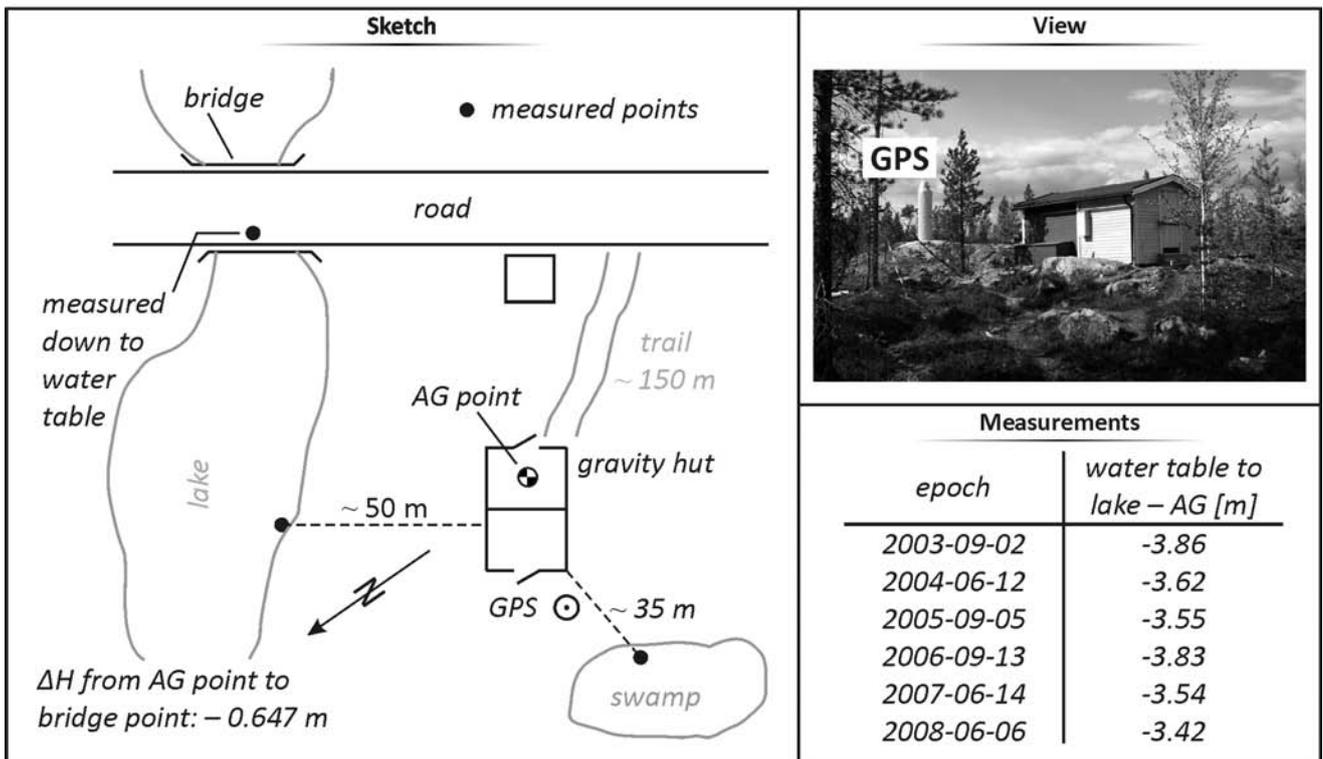
F Skizzen und Ergebnisse der Nivellementsmessungen



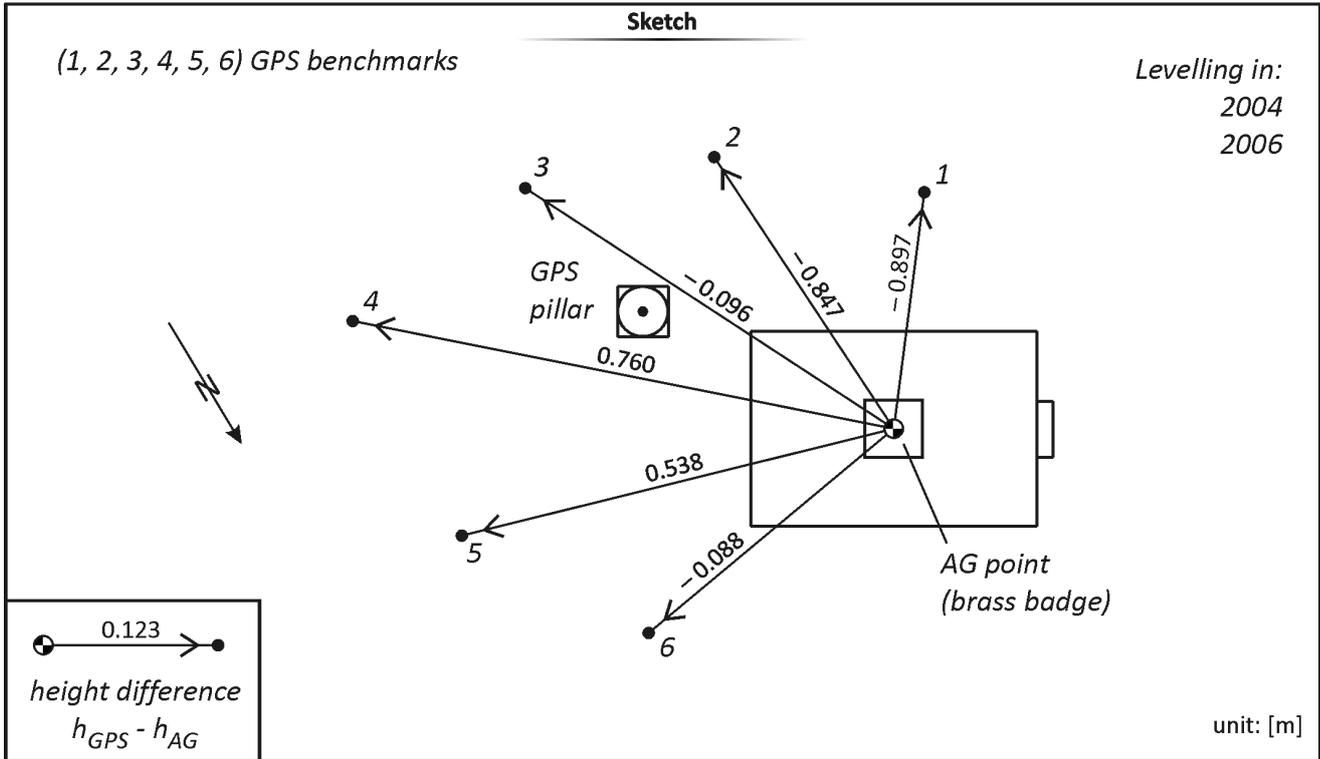
Station: **ARJEPLOG** Country: Sweden Height connections to GPS benchmarks $\varphi = 66.3180^\circ$
 $\lambda = 18.1249^\circ$
 H = 450 m



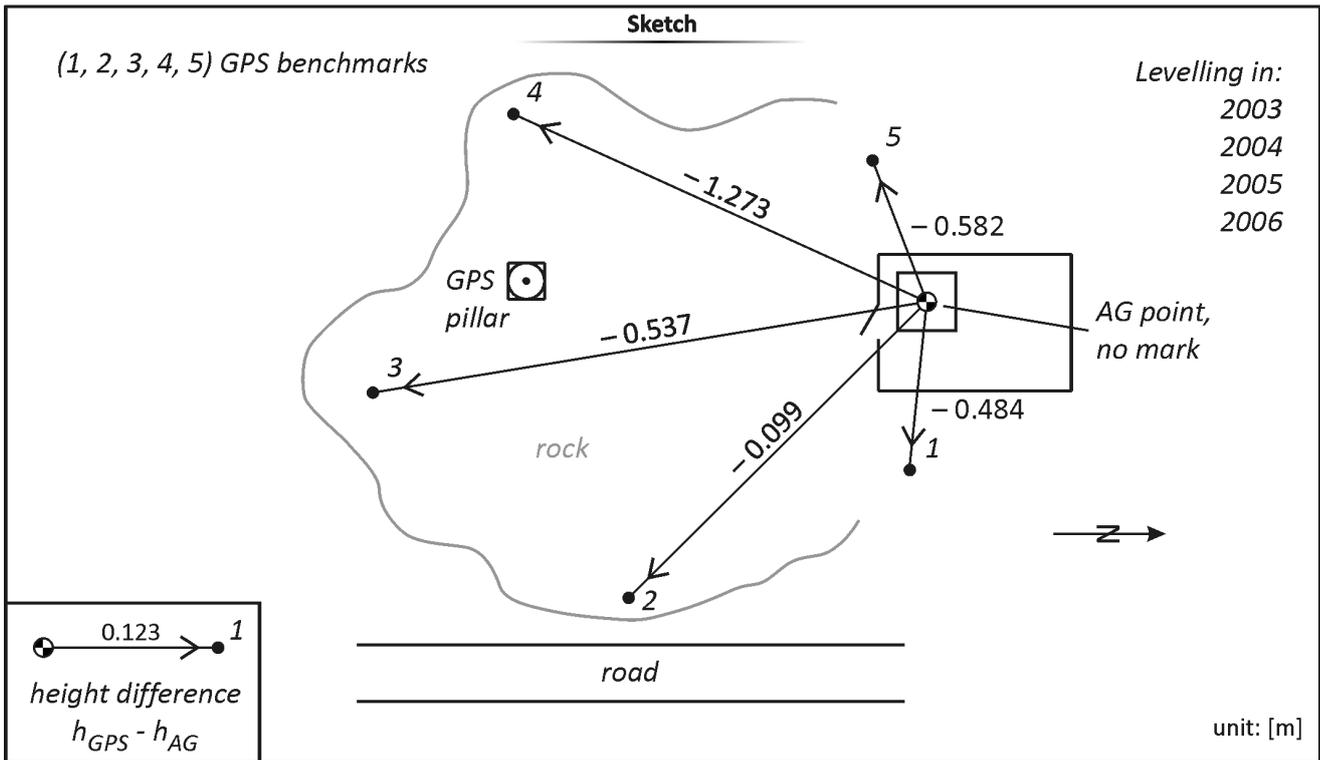
Station: **ARJEPLOG** Country: Sweden Height connections to water level $\varphi = 66.3180^\circ$
 $\lambda = 18.1249^\circ$
 H = 450 m



Station: **KIRUNA** Country: Sweden Height connections to GPS benchmarks $\varphi = 67.8776^\circ$
 $\lambda = 21.0602^\circ$
 H = 470 m



Station: **KRAMFORS** Country: Sweden Height connections to GPS benchmarks $\varphi = 62.8754^\circ$
 $\lambda = 17.9277^\circ$
 H = 120 m



Station: **METSÄHOVI**
Country: Finland

Height connections to water level

$\varphi = 60.2172^\circ$
 $\lambda = 24.3983^\circ$
H = 55 m

Measurements

epoch	water table to top of tube [m]
2003-08-20	-6.33
2004-05-13	-5.64
2004-07-03	-5.61
2005-05-09	-5.10
2005-08-19	-5.23
2006-08-17	-7.41
2007-07-04	-6.05
2008-05-24	-5.50

View



groundwater tube

entrance

Station: **ÖSTERSUND**
Country: Sweden

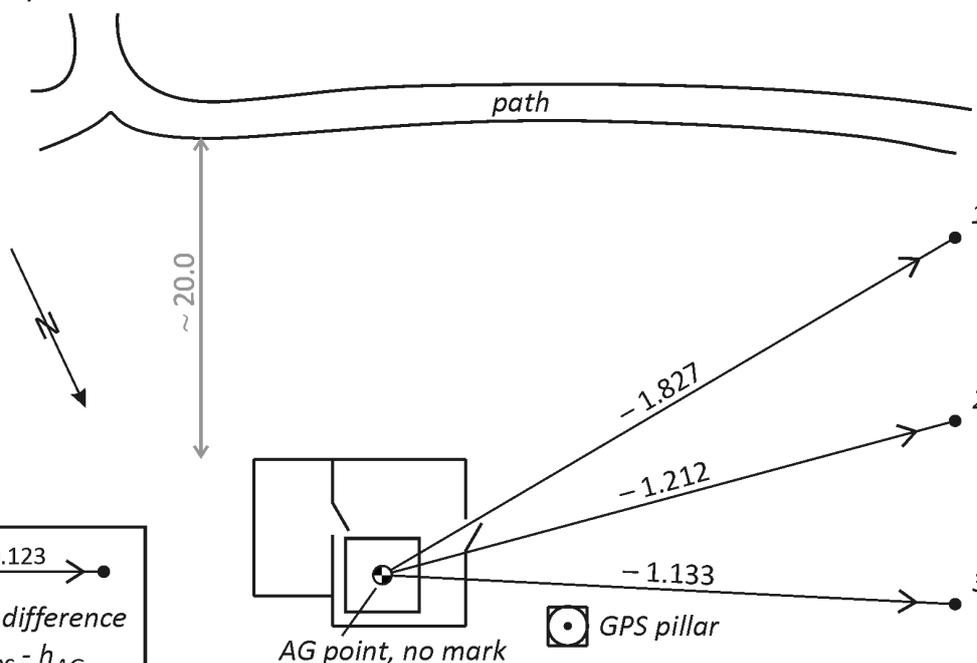
Height connections to GPS benchmarks

$\varphi = 63.4428^\circ$
 $\lambda = 14.8581^\circ$
H = 453 m

Sketch

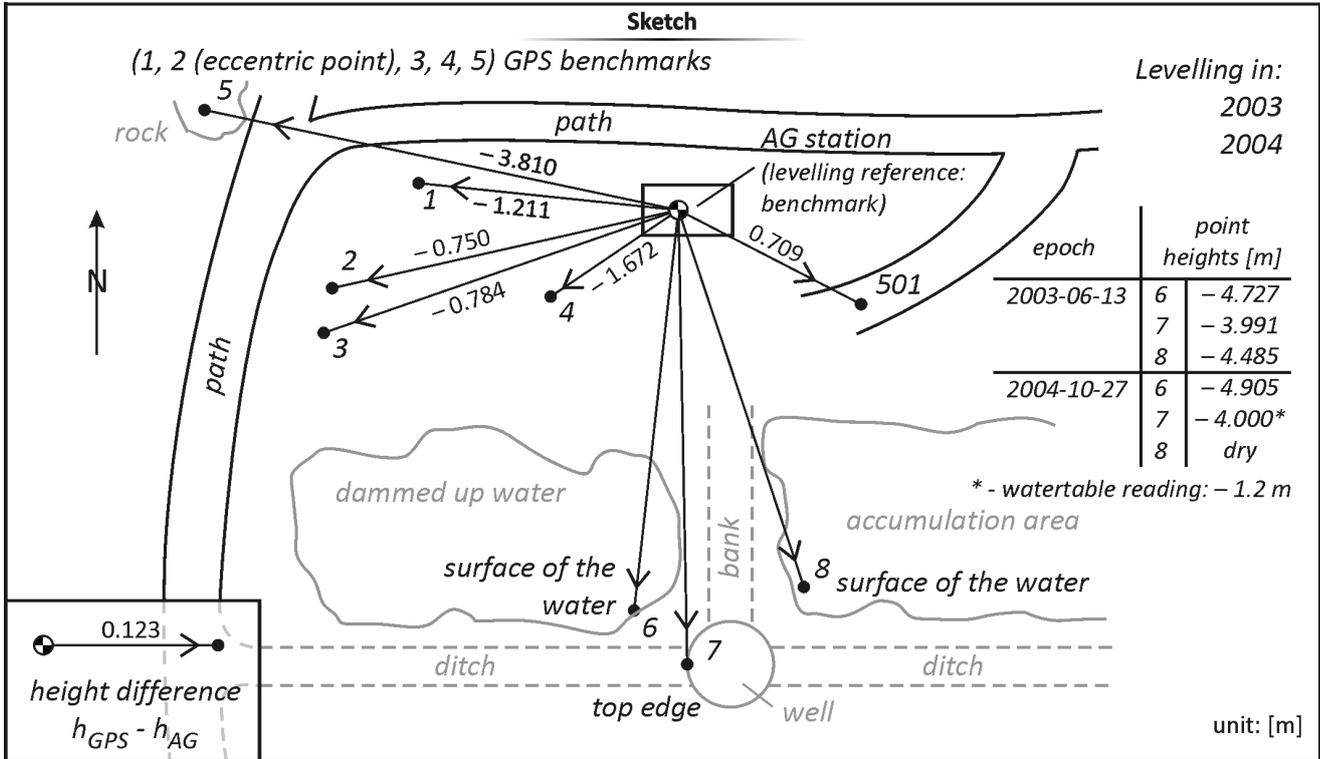
(1, 2, 3) GPS benchmarks

Levelling in:
2003
2004
2006

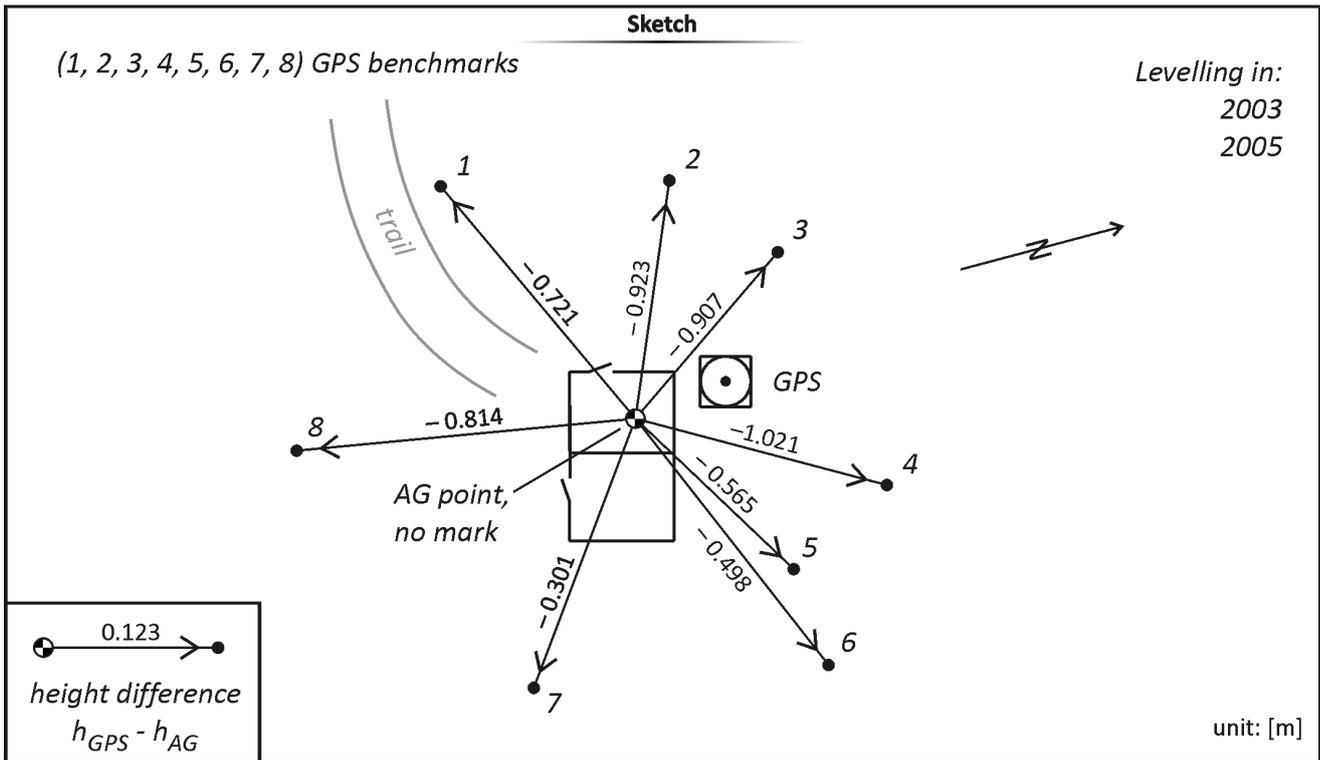


unit: [m]

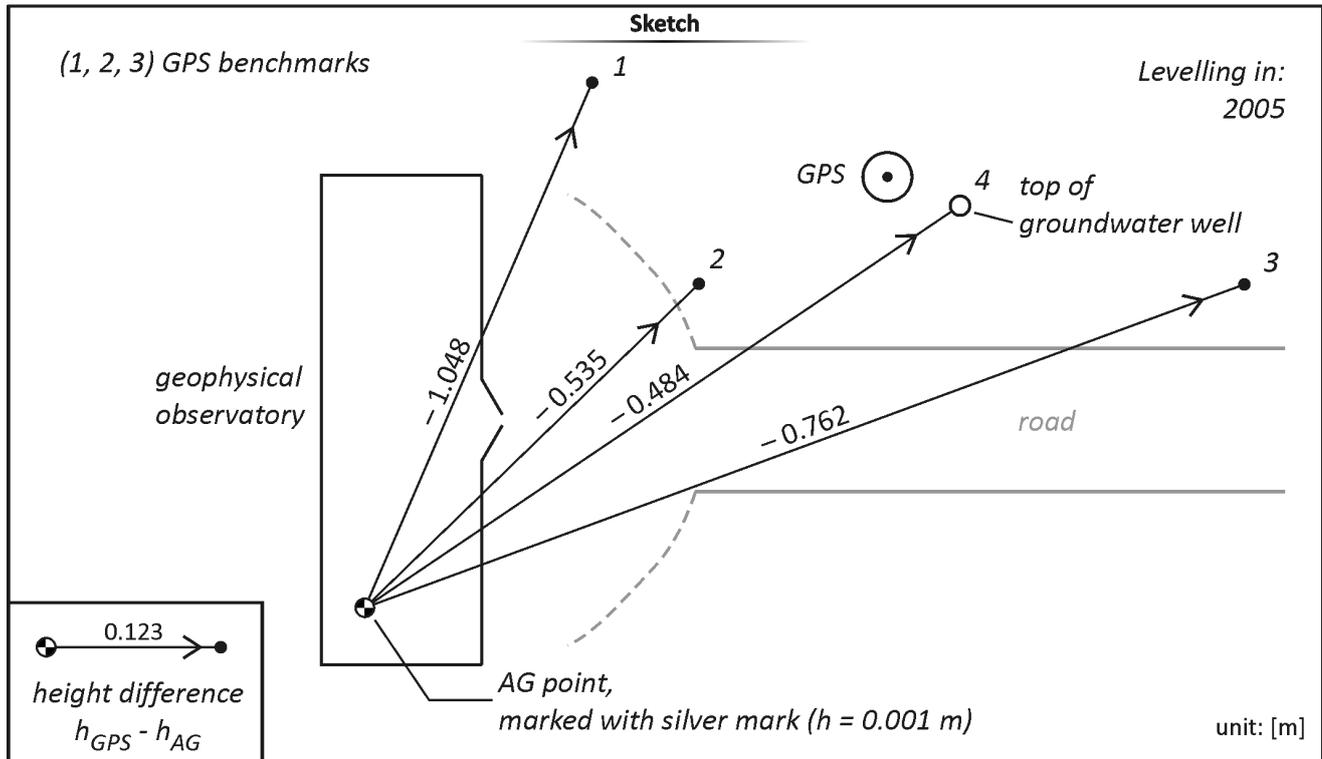
Station: **ONSALA** Country: Sweden Height connections to GPS benchmarks and water level $\phi = 57.3956^\circ$ $\lambda = 11.9276^\circ$ H = 6 m



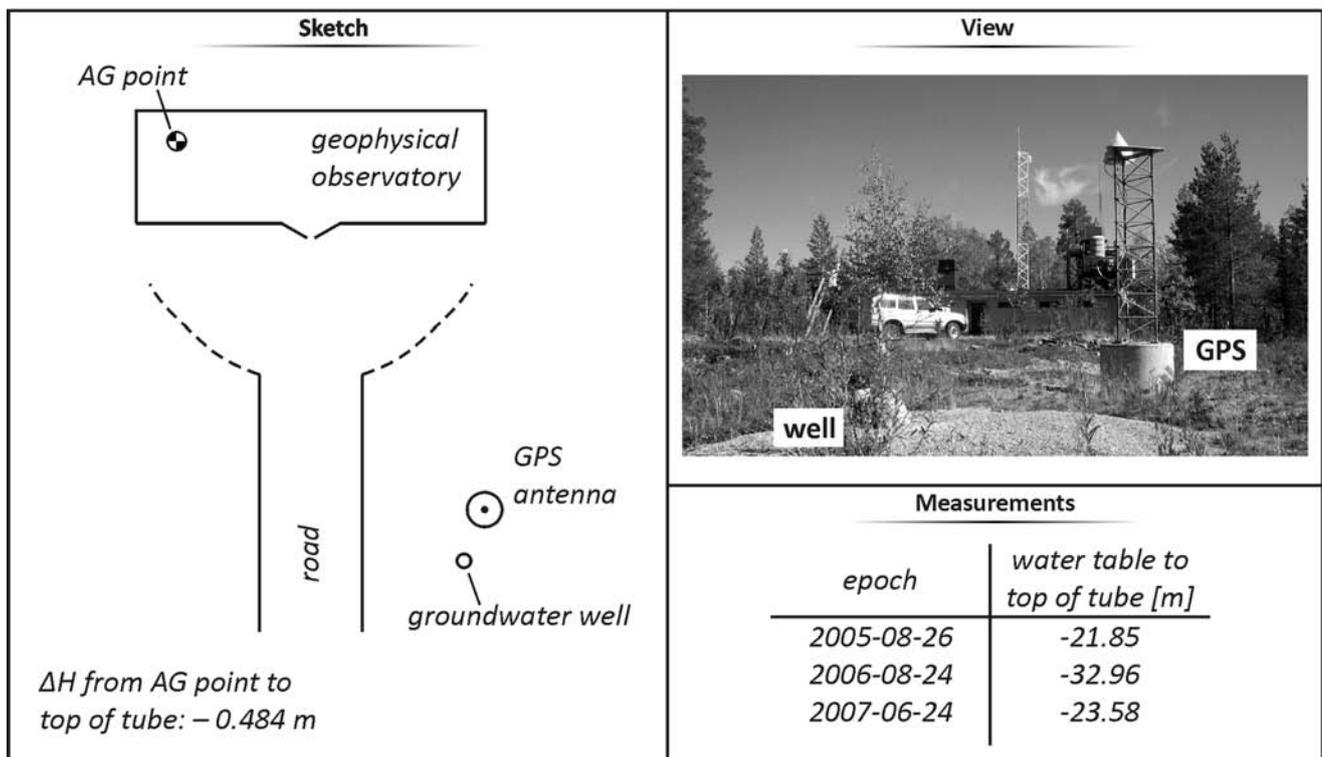
Station: **SKELLEFTEÅ** Country: Sweden Height connections to GPS benchmarks $\phi = 64.8792^\circ$ $\lambda = 21.0483^\circ$ H = 53 m



Station: **SODANKYLÄ** Height connections to GPS benchmarks $\varphi = 67.4209^\circ$
 Country: Finland $\lambda = 26.3890^\circ$
 $H = 276 \text{ m}$

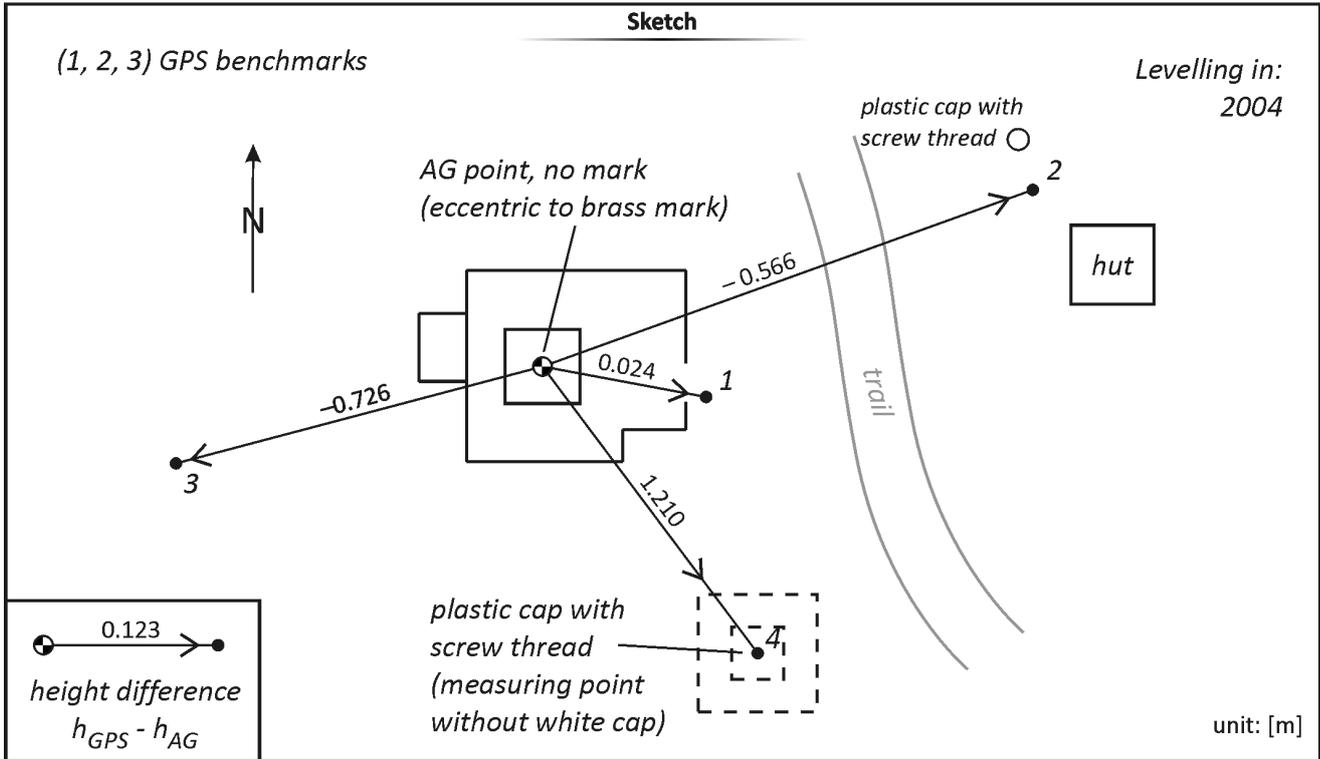


Station: **SODANKYLÄ** Height connections to water level $\varphi = 67.4209^\circ$
 Country: Finland $\lambda = 26.3890^\circ$
 $H = 276 \text{ m}$



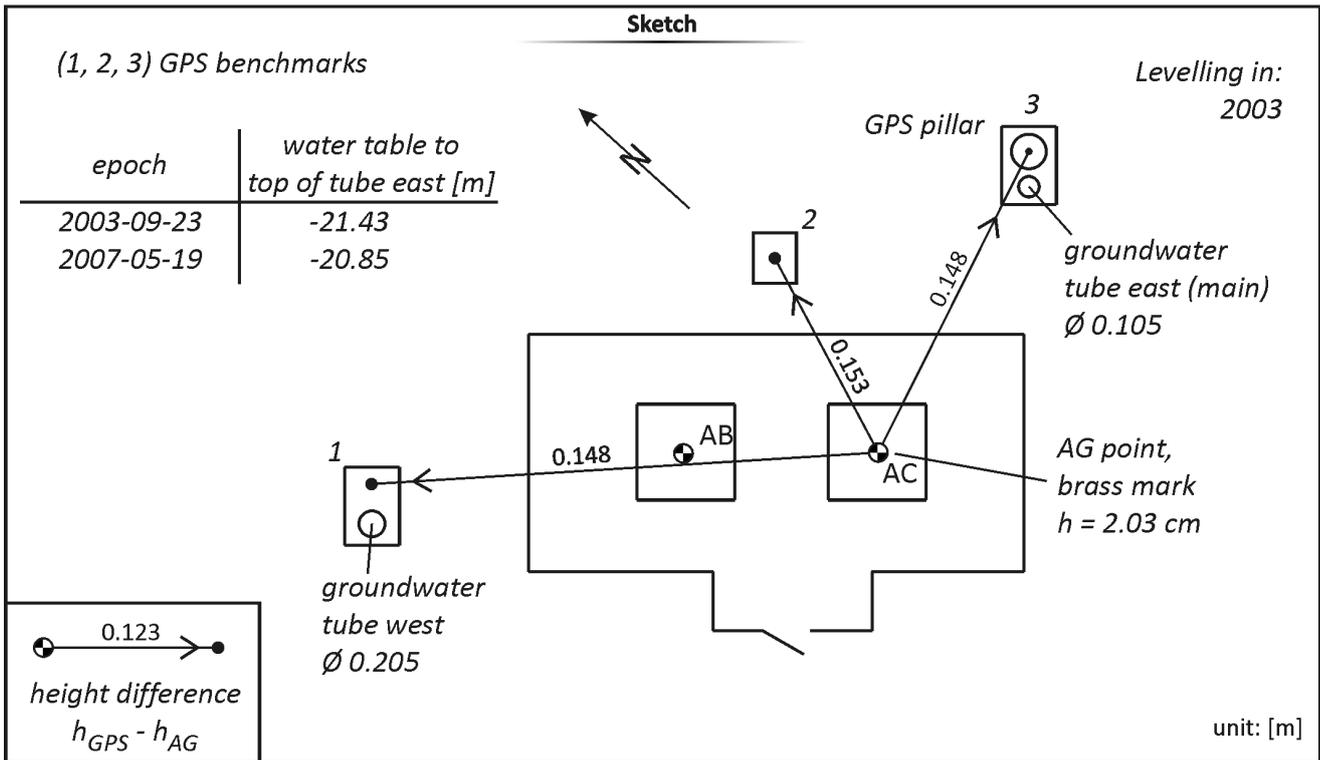
Station: **TROMSØ** Country: Norway ϕ = 69.6628°
λ = 18.9397°
H = 103 m

Height connections to GPS benchmarks

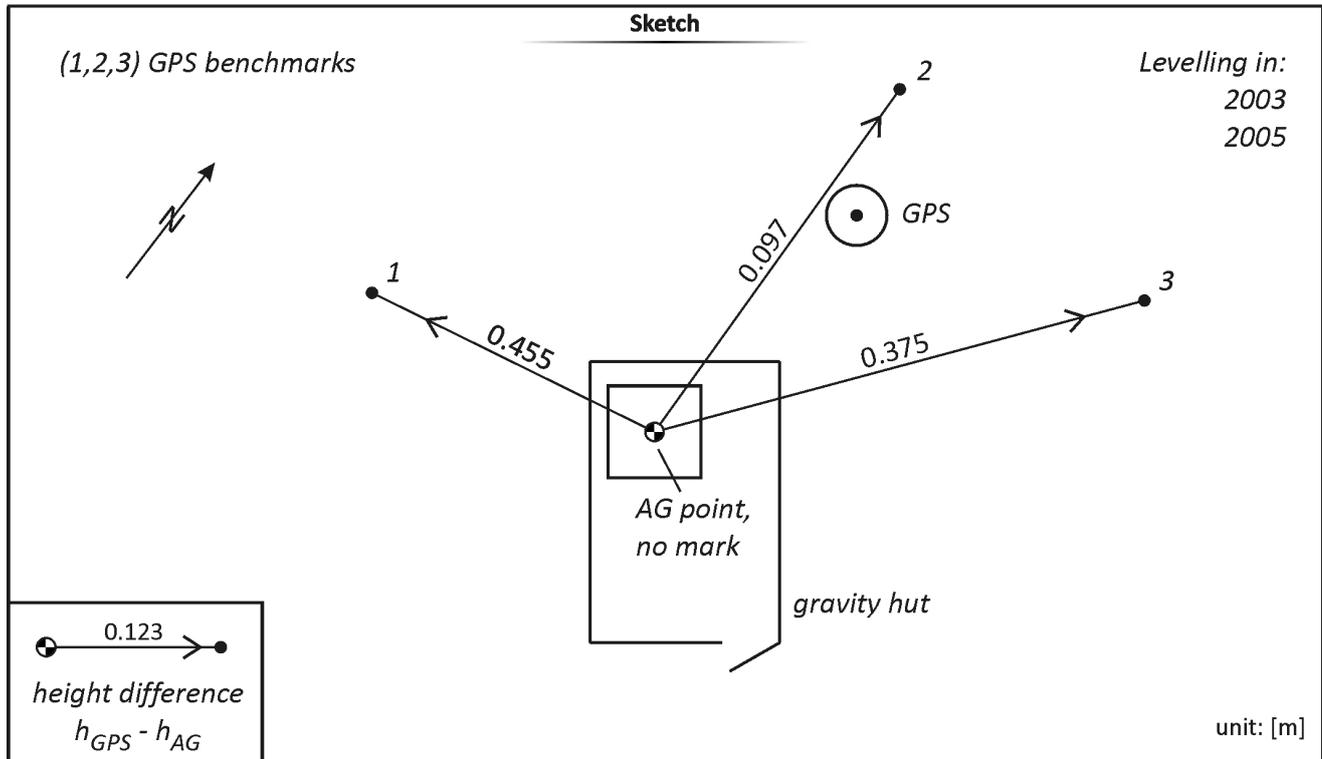


Station: **TRYSIL** Country: Norway ϕ = 61.4228°
λ = 12.3830°
H = 688 m

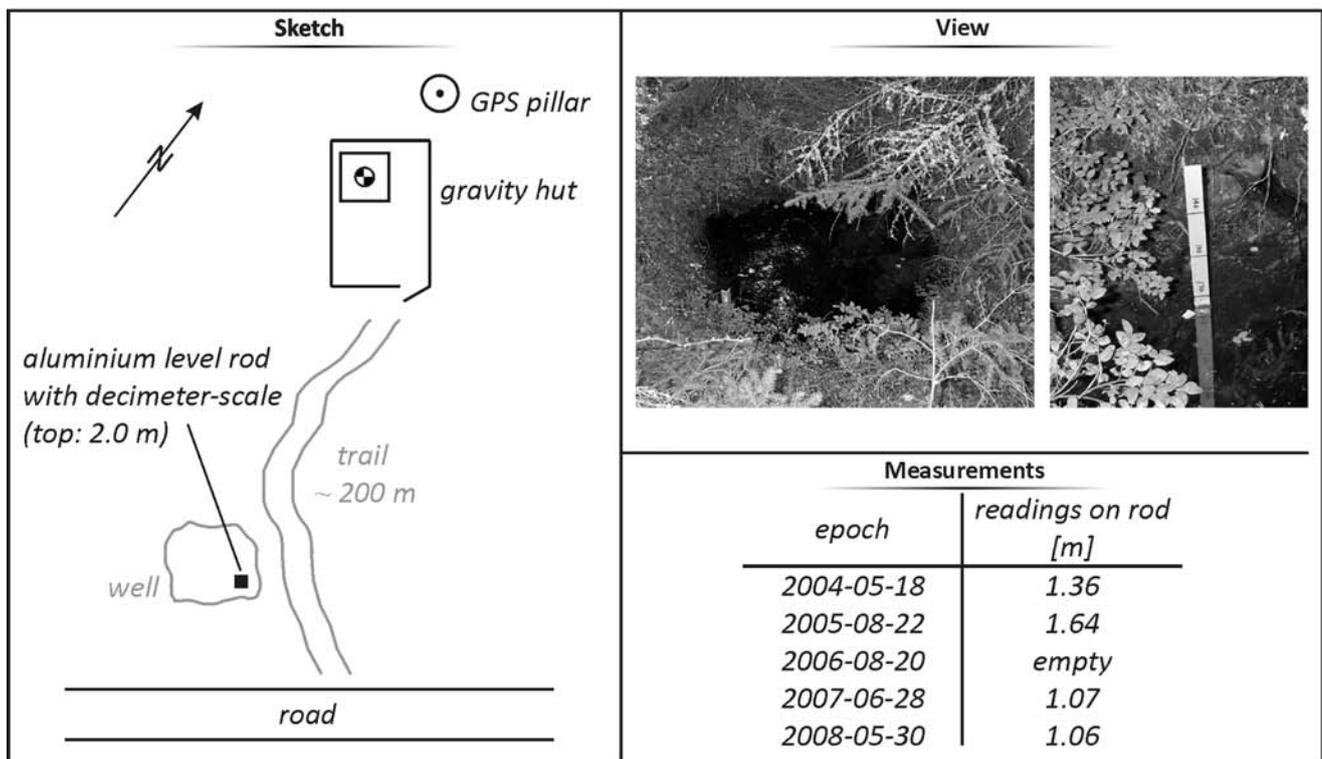
Height connections to GPS benchmarks



Station: **VAASA (AB)** Height connections to GPS benchmarks $\varphi = 62.9611^\circ$
 Country: Finland $\lambda = 21.7706^\circ$
 $H = 36 \text{ m}$



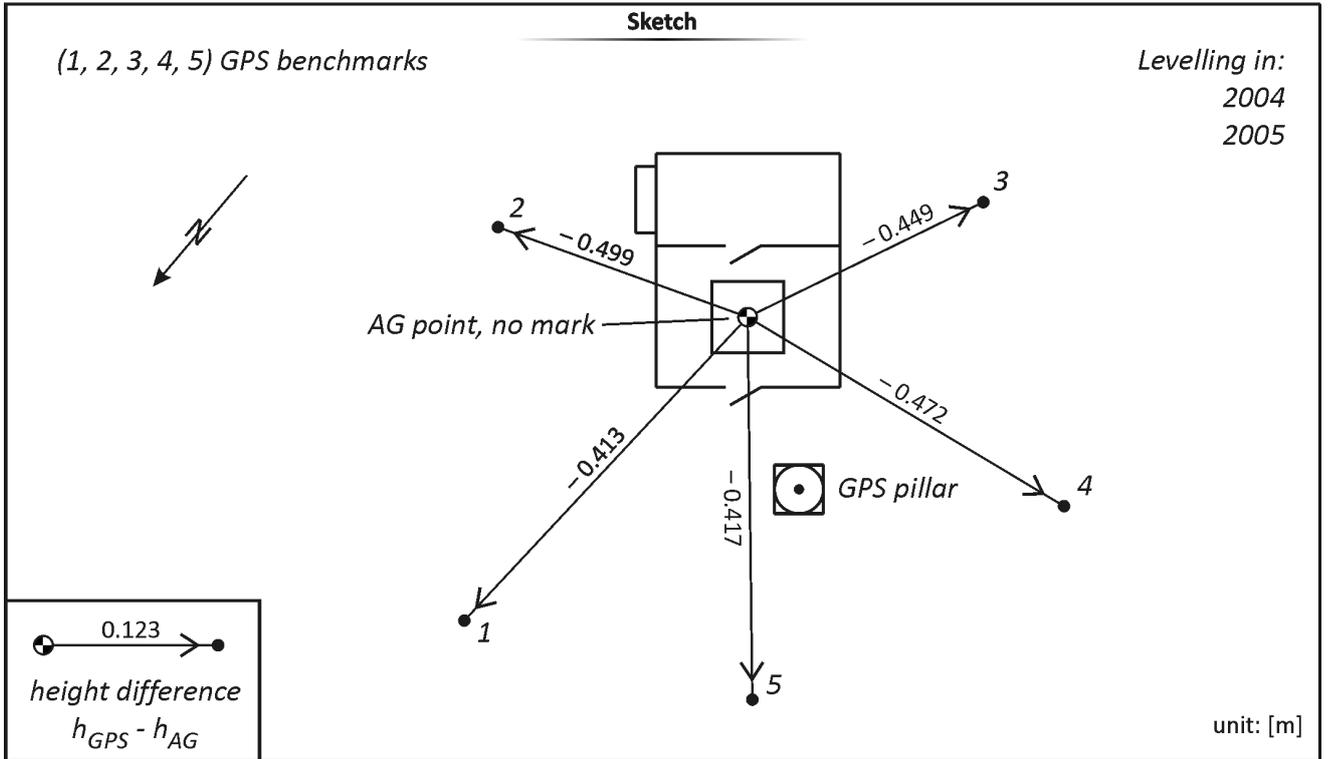
Station: **VAASA (AB)** Height connections to water level $\varphi = 62.9611^\circ$
 Country: Finland $\lambda = 21.7706^\circ$
 $H = 36 \text{ m}$



Station: **VISBY**
Country: Sweden

Height connections to GPS benchmarks

$\phi = 57.6539^\circ$
 $\lambda = 18.3673^\circ$
H = 46 m



Danksagung

Die vorliegende Dissertation entstand während meiner Tätigkeit am Institut für Erdmessung der Leibniz Universität Hannover. Die Arbeiten wurden dabei von der Deutschen Forschungsgemeinschaft in dem Normalverfahren MU 1141/3-1, MU 1141/3-2 und MU 1141/3-3 gefördert.

Für die wissenschaftliche Betreuung sowie die Übernahme des Hauptreferats möchte ich mich herzlich bei Prof. Dr.-Ing. Jürgen Müller bedanken. Prof. Dr. Jaakko Mäkinen und Prof. Dr.-Ing. Matthias Becker danke ich sehr für die Übernahme der Korreferate. Mein besonderer Dank gilt Dr.-Ing. Ludger Timmen für die permanente Unterstützung, die anregenden wissenschaftlichen Diskussionen und die gute Zusammenarbeit.

Ohne den enormen Einsatz und die hervorragende Zusammenarbeit vieler Menschen wäre das Projekt nicht gelungen. Ich durfte mit sehr vielen Kollegen zusammenarbeiten, die mich bei der Projektumsetzung immer unterstützen. Dank gilt diesen Mitarbeitern der folgenden Institutionen: Bundesamt für Kartographie und Geodäsie in Frankfurt, Finnish Geodetic Institute in Masala/Finnland, Lantmäteriet in Gävle/Schweden, National Space Institute in Kopenhagen/Dänemark, Onsala Space Observatory in Onsala/Schweden, Royal Observatory of Belgium in Brüssel/Belgien, Statens Kartverk in Hønefoss/Norwegen, University of Environmental and Life Sciences in Ås/Norwegen.

Ich danke allen Kollegen, Diplomanden und studentischen Hilfskräften des Instituts für Erdmessung, die am Zustandekommen dieser Arbeit beteiligt waren.

Lebenslauf

Olga Gitlein

geboren am 25.05.1977 in Dshambul (Kasachstan)

- | | |
|-------------|---|
| seit 2003 | Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Erdmessung der Leibniz Universität Hannover |
| 2001 – 2003 | Wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Erdmessung der Leibniz Universität Hannover |
| 1999 – 2002 | Wissenschaftliche Hilfskraft am Geodätischen Institut der Leibniz Universität Hannover |
| 2000 – 2001 | Auslandsstudium des Vermessungswesens an der Universidad Politecnica de Valencia (Spanien) |
| 1997 – 2003 | Studium des Vermessungswesens an der Leibniz Universität Hannover, Abschluss Diplom |
| 1993 – 1997 | Fläming-Gymnasium in Belzig, Abschluss Abitur |
| 1987 – 1993 | Gesamtschule in Brück |
| 1984 – 1987 | Allgemeine Schule in Kamischin (Russland) |