

Analyse von Gezeitenregistrierungen des Supraleitenden Gravimeters SG-056

Diplomarbeit
von

Eva Schroth

An der Fakultät für Physik
Geophysikalisches Institut (GPI)

Erstgutachter: Prof. Dr. Thomas Bohlen
Zweitgutachter: Prof. Dr. Bernhard Heck
Betreuer: Dr. Thomas Forbriger, Dr. Malte Westerhaus

Bearbeitungszeit: 17. April 2012 – 16. April 2013

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig angefertigt, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen wurde.

Karlsruhe, den 16.04.2013

.....

(Eva Schroth)

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Grundlagen	3
2.1. Schwerkraft	3
2.2. Zeitliche Variationen der Schwerkraft	4
2.2.1. Gezeitenkräfte	4
2.2.2. Abhängigkeit der Gezeiten von den astronomischen Elementen	8
2.2.3. Verlagerung der Erdrotationsachse	8
2.2.3.1. Chandler Wobble	8
2.2.3.2. Nearly-diurnal free wobble	9
2.2.4. Äußere Einflüsse	9
2.3. Gezeitenpotential	10
2.4. Gezeitenanalyse	12
3. Gravimeter	17
3.1. Messprinzip von Relativgravimetern	17
3.2. Federgravimeter	17
3.3. Supraleitende Gravimeter	18
4. Programme	21
4.1. <i>Eterna</i>	21
4.1.1. <i>Analyze</i>	21
4.1.1.1. Input-Parameter	21
4.1.1.2. Datenfile	23
4.1.1.3. Ausgabe	23
4.1.2. <i>Predict</i>	24
4.2. <i>Tsoft</i>	24
4.3. Matlabprogramme	25
4.3.1. Gleitende Analyse	25
4.3.1.1. <i>ga.m</i>	25
4.3.1.2. <i>ga_tl2.m</i>	26
4.3.1.3. <i>m2_plot.m</i>	26
4.3.1.4. <i>gf_mean.m</i>	27
4.3.2. Modellierung des Schwereeffekts des lokal gemessenen Niederschlags	27
4.3.2.1. <i>regensumme.m</i>	27
4.3.2.2. <i>rain_convolution.m</i>	27
4.3.2.3. <i>tau1tau2.m</i>	27
4.3.2.4. <i>result_plot.m</i>	28
4.3.3. Weitere Programme	28
4.3.3.1. <i>drift_polynom.m</i>	28
4.3.3.2. <i>new_date.m</i>	28
4.3.3.3. <i>norm_spec_vgl.m</i>	28

4.3.3.4.	<i>predict_sf_change.m</i>	29
5.	Daten und Modelle	31
5.1.	Gravimeterdaten	31
5.1.1.	Supraleitendes Gravimeter SG-056	31
5.1.2.	GGP-Daten	32
5.2.	Polkoordinaten des IERS	32
5.3.	Gemessene Niederschlagsmengen	32
5.3.1.	Daten	32
5.3.2.	Schwerewirkung des lokalen Regens	32
5.4.	Korrekturmodelle	33
5.4.1.	Atmospheric attraction computation service (atmacs)	33
5.4.1.1.	Das lokale Modell	33
5.4.1.2.	Das regionale Modell	34
5.4.1.3.	Das globale Modell	34
5.4.1.4.	Auflastmodell	34
5.4.2.	Global Geodynamics Project (GGP)	35
5.4.2.1.	Das globale Modell	36
5.4.2.2.	Das lokale Modell	37
6.	Gezeitenanalysen	39
6.1.	Referenzanalysen	39
6.2.	Vergleich der Analysen der ET-19- und SG-056-Daten	44
7.	Zeitliche Änderungen der Gravimeterfaktoren	49
7.1.	Vergleich der geleiteten Analysen von G1 und G2	50
7.1.1.	Gleitende Analyse mit einem Zeitfenster von 90 d	50
7.1.2.	Vergleich verschiedener Zeitfensterlängen	57
7.2.	Überprüfung der Datensätzen auf Störungen	60
7.2.1.	Untersuchung der Residuen auf Störungen	60
7.2.2.	Gleitende Analyse nach Ausschneiden der gestörten Bereiche	64
7.2.3.	Vergleich der Referenzanalyse mit den Gezeitenanalyse nach dem Ausschneiden der Störungen	68
7.3.	Vergleich der Verläufe der Gravimeterfaktoren mit den dazugehörigen Wellengruppen	68
7.4.	Vergleich mit gleitenden Analysen anderer supraleitender Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk	74
7.4.1.	Vergleich der europäischen Stationen	74
7.4.2.	Vergleich der europäischen Stationen mit Sutherland	80
8.	Tests der gleitenden Analyse mit synthetischen Daten	85
8.1.	Untersuchungen unter Verwendung von mit <i>Predict</i> berechneten Gezeiten	85
8.1.1.	Gleitenden Analyse	85
8.1.2.	Gezeitenanalyse	90
8.1.3.	Schlussfolgerungen aus den Untersuchungen der synthetischen mit <i>Predict</i> berechneten Daten	93
8.2.	Untersuchungen unter Verwendung von nicht mit <i>Predict</i> berechneten Gezeiten	94
8.2.1.	Gleitenden Analyse	94
8.2.2.	Gezeitenanalyse	100
8.3.	Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse der gemessenen Schweredaten	103

9. Differenz der Daten der beiden Sensoren G1 und G2	111
10. Untersuchung der äußerer Störeinflüsse	115
10.1. Atmosphärische und ozeanische Effekte	116
10.1.1. Einfluss der Korrekturen auf die Analyse	116
10.1.2. Gleitende Analyse unter Verwendung von Korrekturmodellen	122
10.2. Hydrologische Effekte	123
10.2.1. Bestimmung der Zeitkonstanten für den aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekt	124
10.2.2. Vergleich des Einflusses der verschiedenen hydrologischen Korrekturen auf die Gezeitenanalyse	128
10.2.3. Vergleich der hydrologischen Korrekturen mit der Differenz aus ge- messenen und mit <i>Predict</i> berechneten Schwerebeschleunigungen	132
10.2.4. Vergleich mit anderen supraleitenden Gravimetern	138
11. Zusammenfassung	141
Literatur	149
Anhang	153
A. Zeitliche Änderungen der Gravimeterfaktoren	153
A.1. Vergleich der gleitenden Analysen von G1 und G2	153
A.2. Vergleich verschiedener Zeitfensterlängen	158
A.2.1. G1	158
A.2.2. G2	163
A.3. Überprüfung der Datensätzen auf Störungen	170
A.3.1. Gleitende Analyse nach Ausschneiden der gestörten Bereiche	170
A.3.2. Vergleich der Referenzanalyse mit der Gezeitenanalyse nach dem Ausschneiden der Störungen	181
A.4. Vergleich der Verläufe der Gravimeterfaktoren mit den dazugehörigen Wellengruppen	182
A.5. Vergleich mit gleitenden Analysen anderer supraleitender Gravime- ter aus dem GGP-Netzwerk	187
A.5.1. Vergleich der Gravimeterfaktoren anderer supraleitender Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk	187
A.5.2. Vergleich der Spektren der Gravimeterfaktoren anderer su- praleitender Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk	194
B. Tests der gleitenden Analyse mit synthetischen Daten	200
B.1. Untersuchungen unter Verwendung von mit <i>Predict</i> berechneten Ge- zeiten	200
B.1.1. Datensatz A	200
B.1.2. Datensatz B	201
B.2. Untersuchungen unter Verwendung von nicht mit <i>Predict</i> berechne- ten Gezeiten	206
B.2.1. Gleitende Analyse	206
B.2.2. Gezeitenanalyse	211
B.3. Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse der gemesse- nen Schwerdaten	211
B.3.1. Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse des Datensatzes C und der Daten des Sensors G1	211
B.3.2. Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse der Daten des Sensors G1 und der ihnen entsprechenden mit <i>Predict</i> berechneten	216

C.	Untersuchung der äußeren Störeinflüsse	221
C.1.	Gleitende Analyse unter Verwendung von Korrekturmodellen	221
C.2.	Bestimmung der Zeitkonstanten für den aus lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekt	226
D.	Inhalt der beiliegenden CD	229

1. Einleitung

Seit 2009 wird das supraleitende Gravimeter SG-056 am Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsobservatorium des Karlsruher Instituts für Technologie und der Universität Stuttgart (Black Forest Observatory, BFO) betrieben. Da es in einem Stollen, hinter Druckschleusen installiert ist und die Überdeckung des umgebenden Granits ca. 150 Meter beträgt, geht man davon aus, dass eine hohe Stabilität der Betriebsbedingungen gewährleistet werden kann und das Gerät wenige Störungen erfährt, was eine gute Datenqualität ermöglicht. Für den Frequenzbereich der Erdeigenschwingungen wurde bereits eine gute Eignung des SG-056 nachgewiesen (Häfner und Widmer-Schmidrig, 2013). Da nun ein ausreichend langer Datensatz vorliegt, soll dies auch für die Gezeiten untersucht werden.

Des Weiteren besteht die Hoffnung, dass sich im umgebenden Festgestein keine großen Aquifäre ausbilden und der Einfluss der Hydrologie daher gering ist. Konkret stellt sich die Frage, ob beobachtete Schwereänderungen, die nicht durch die Gezeiten erklärbar sind, mit hydrologischen Effekten in Verbindung gebracht werden können und falls dies zutrifft, wie groß diese Einflüsse sind. Außerdem soll überprüft werden, wie sich Massenumlagerungen der globalen Atmosphäre, die ebenfalls die Daten supraleitender Gravimeter beeinflussen, in den Messungen des SG-056 auswirken.

Insbesondere in diesen Bereichen liegen bereits zahlreiche Untersuchungen vor. Die Einflüsse lokaler Luftdruckschwankungen auf die Schwere sind bekannte Phänomene, allerdings kann auch der Effekt von Umlagerungen weit entfernter Luftmassen mit supraleitenden Gravimetern, die eine große Genauigkeit besitzen, gemessen werden. Da dies Signale sind, die bei anderen Untersuchungen stören können, wird versucht, sie mit Hilfe von Modellen zu korrigieren (Boy und Lyard, 2008), (Boy et al., 2009), (Klügel und Wziontek, 2009). Vor allem aber hydrologische Effekte, die z.T. sehr langperiodisch sein können, stellen an vielen Stationen ein großes Störsignal dar, insbesondere, wenn man andere langperiodische Phänomene, wie z.B. den Chandler Wobble, untersucht. Daher werden in diesem Bereich große Anstrengungen unternommen, diese Einflüsse zu korrigieren, wobei hierfür verschiedene Methoden verwendet werden. G. Harnisch und M. Harnisch (2006) versuchen speziell lokale hydrologische Effekte durch die Berechnung von Schwereänderungen aus lokal gemessenen Niederschlagsmengen, Bodenfeuchtigkeitswerten und Grundwasserspiegeln zu erklären. In der Veröffentlichung von J.-P. Boy und J. Hinderer (2006) wird die Modellierung von Schwereeffekten, die durch Massenumlagerungen kontinentaler Wasserspeicher verursacht werden, auf Grundlage globaler hydrologischer Modelle, dargestellt. Weitere Beispiele sind die Untersuchungen von C. Kroner und A. Weise (2011) sowie von A. Weise et al. (2012).

Da es sich bei SG-056 um ein Doppelkugelinstrument handelt, geht man davon aus, dass beide Sensoren das selbe Messsignal liefern und entsprechend eine Gezeitenanalyse desselben, die gleichen Gravimeterfaktoren. Auch im Vergleich zum ebenfalls am BFO betriebenen ET-19-Federgravimeter wird dies erwartet. Ob dies zutrifft, wird in dieser Arbeit überprüft. Falls Abweichungen auftreten, können diese zu einer Identifikation der Quelle genutzt und so Störungen möglicherweise behoben werden.

In dieser Arbeit erfolgt die Darstellung der Untersuchungen, die zur Klärung der angesprochenen Fragen, durchgeführt wurden. Zunächst werden die Gezeitenanalysen der Daten der beiden Sensoren und der Vergleich ihrer Ergebnisse, in Kapitel 6 gezeigt und auch auf ihre Übereinstimmung mit den Gravimeterfaktoren, die aus Analysen der Daten des ET-19-Federgravimeters bekannt sind, überprüft.

In Kapitel 7 wird die zeitliche Abhängigkeit der Gravimeterfaktoren mit Hilfe der gleitenden Analyse untersucht. Variationen der Gravimeterfaktoren mit der Zeit können Aufschluss über Störungen in den Daten liefern. Entsprechend wird der Versuch unternommen ihren Ursprung zu identifizieren. Dies ist z.T. durch die in Kapitel 8 dargestellten Untersuchungen möglich, bei denen mit Hilfe synthetischer Daten die Methode der gleitenden Analyse getestet wird. Allerdings sollte beachtet werden, dass Kapitel 7 bereits abgeschlossen war, als die Ergebnisse aus Kapitel 8 entstanden und es aus Zeitgründen nicht möglich war, die Inhalte des Kapitel 7 entsprechend zu ändern. In Abschnitt 8.3 wird jedoch die Bedeutung der synthetischen Tests für die Ergebnisse aus den Messdaten dargestellt.

Eine weitere Möglichkeit speziell die Datensätze der beiden Sensoren auf Störungen zu untersuchen, die nur in einem der beiden auftreten, ist die Betrachtung der Differenz der Residuen bzw. Daten der beiden Sensoren. Die Ausführungen zu den dabei gemachten Beobachtungen findet sich in Kapitel 9.

Die Untersuchung der Effekte äußerer Störeinflüsse in den Schweredaten von SG-056 mit Hilfe von Korrekturmodellen und Messdaten sind in Kapitel 10 dargestellt. Im zweiten Abschnitt dieses Kapitels wird speziell auf durch die Hydrologie hervorgerufene Schwereänderungen eingegangen.

2. Grundlagen

In diesem Kapitel werden die Grundlagen der Arbeit dargestellt. Dazu gehören zunächst die Gezeiten und die Methodik der Gezeitenanalyse. Anschließend folgt eine Beschreibung der verwendeten Messgeräte.

2.1. Schwerkraft

Jeder Körper auf der Erde erfährt durch ihre Massen nach dem Newtonschen Gravitationsgesetz eine Kraft \vec{F}_{grav} und bewirkt selbst eine Gravitationskraft auf diese. Für die Erde und eine Punktmasse M_1 , die sich, wie in Abbildung 2.1 dargestellt, am Beobachtungspunkt P befindet, kann dies durch folgende Formel beschrieben werden, die, ebenso wie Gleichung 2.2 und die Zahlenwerte in diesem Abschnitt, unter Änderungen aus (Torge, 1989) stammen.

$$\vec{F}_{grav} = M_1 \cdot \vec{a} = GM_1 \int_{Erde} \int \int \frac{\vec{x}' - \vec{x}}{|\vec{x}' - \vec{x}|^3} dm \quad (2.1)$$

Dabei ist \vec{a} die Beschleunigung, die M_1 nach dem zweiten Newtonschen Axiom durch die Gravitationskraft erfährt. In Formel (2.1) wird berücksichtigt, dass die Erde eine Ausdehnung besitzt, indem man annimmt, dass die Erde aus unendlich vielen Massenelementen dm besteht. \vec{x}' gibt den Ortsvektor des jeweiligen Massenelements dm , \vec{x} den des Beobachtungspunkts P in einem Koordinatensystem, dessen Ursprung O im Massenschwerpunkt der Erde liegt und $G = 6.673 \cdot 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg} \cdot \text{s}^2}$ die Gravitationskonstante an. Die Gravitationsbeschleunigung hängt also von der Verteilung der Massenelemente in der Erde ab und ist in Abbildung 2.1 für M_1 , die sich am Punkt P befindet, als \vec{a} dargestellt.

Neben der Gravitationskraft tritt im mit der Erde mitbewegten Bezugssystem durch ihre Rotation die Zentrifugalkraft F_z auf, die für M_1 gegeben ist durch:

$$\vec{F}_z = M_1 \vec{a}_z = |\vec{\omega}|^2 \vec{x} \cos \alpha \quad (2.2)$$

Dabei ist a_z die Zentrifugalbeschleunigung am Ort P in Abbildung 2.1, $\vec{\omega}$ die Winkelgeschwindigkeit der Erde, deren mittlerer Betrag $|\vec{\omega}| = 7.292115 \cdot 10^{-5} \frac{\text{rad}}{\text{s}}$ ist und α der Winkel zwischen \vec{x} und der Äquatorebene. Dabei entspricht $|\vec{x} \cos \alpha|$ dem Abstand d zwischen P und der Rotationsachse RA in der Abbildung.

Auf den Massenpunkt M_1 wirkt also eine resultierende Kraft \vec{F}_g , die man Schwerkraft nennt. Aus ihr ergibt sich über das bereits erwähnte Newtonsche Axiom die Schwerebeschleunigung \vec{g} .

$$\vec{F}_g = M_1 \vec{g} = \vec{F}_{grav} + \vec{F}_z = M_1 (\vec{a} + \vec{a}_z) \quad (2.3)$$

Da die Zentrifugalbeschleunigung vom Abstand des Beobachtungspunkts P zur Rotationsachse abhängt, ist die Schwerkraft und entsprechend die Beschleunigung breitenabhängig. Mit betragsmäßig größeren Breitengraden nimmt die Zentrifugalbeschleunigung ab, da der Abstand d abnimmt und führt so zu einer Zunahme der Schwerebeschleunigung. Eine weitere Erhöhung kommt durch den kleineren Betrag von \vec{x} , der sich durch die Abplattung der Erde ergibt, in Polnähe zu Stande, da diese zu einer größeren Gravitationsbeschleunigung führt.

Die Schwerebeschleunigung ist daher an dem Polen maximal und am Äquator minimal.

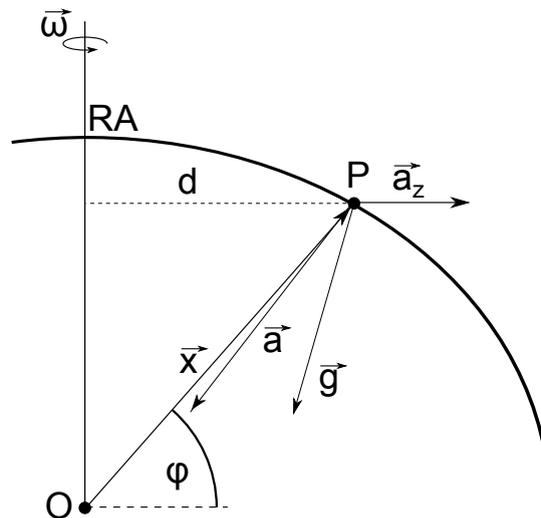


Abbildung 2.1.: Schwerebeschleunigung \vec{g} , die auf eine Masse am Punkt P mit dem Ortsvektor \vec{x} wirkt. Sie ergibt sich aus der Gravitationsbeschleunigung \vec{a} und der Zentrifugalbeschleunigung \vec{a}_z , die vom Abstand d zur Rotationsachse RA abhängt. ϕ gibt den Winkel zwischen \vec{x} und der Äquatorebene an und $\vec{\omega}$ die Winkelgeschwindigkeit der Erde, nach (Torge, 1989)

2.2. Zeitliche Variationen der Schwerkraft

Zusätzlich zur in Kapitel 2.1 eingeführten Schwere treten Kräfte auf, die zu einer Schwereänderung führen. Dies können z.B. Gezeitenkräfte sein. Im Folgenden werden verschiedene Vorgänge eingeführt, aus denen Änderungen der Schwere resultieren.

2.2.1. Gezeitenkräfte

Gezeitenkräfte entstehen aus der gravitativen Wechselwirkung von Himmelskörpern bei ihrer Bewegung umeinander und weisen sowohl räumliche als auch zeitliche Abhängigkeit auf. Daher wird zunächst räumliche Abhängigkeiten der Gezeitenkräfte und anschließend zeitliche Änderungen für einen Beobachter, wenn der Himmelskörper auf dem er sich befindet rotiert sowie solche, die z.B. durch die Bahnbewegungen der Himmelskörper entstehen,

dargestellt.

Räumliche Abhängigkeit

Ausgangspunkt dieser Beschreibung ist ein Zweikörpersystem von sphärischen, nicht rotierenden Himmelskörpern, wie in Abbildung 2.2 dargestellt.

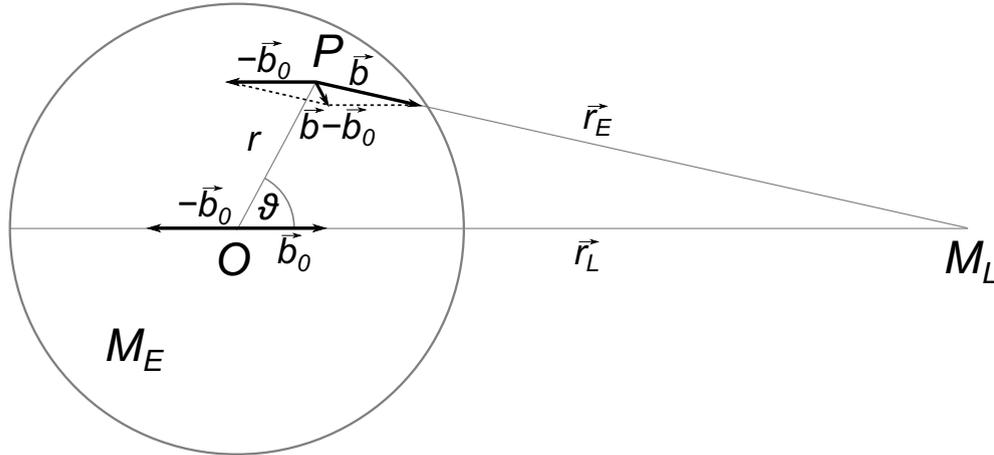


Abbildung 2.2.: Gravitations-, Zentrifugal- und resultierende Gezeitenkräfte zweier Himmelskörper M_E und M_L am Massenschwerpunkt O von M_E und einem beliebigen Beobachtungspunkt P auf M_E . Dabei ist r_E der Abstand von P , r_L der Abstand von O jeweils zu M_L , r der Abstand von P und O , ϑ die Zenitdistanz von M_L zu P , $-\vec{b}_0$ die Zentrifugalbeschleunigung, \vec{b}_0 die Gravitationsbeschleunigung in O , \vec{b} die Gravitationsbeschleunigung in P und $\vec{b} - \vec{b}_0$ die resultierende Gezeitenbeschleunigung. Nach (Kertz, 1995), modifiziert.

Es werden dabei die Gezeitenkräfte betrachtet, die der Himmelskörper mit der Masse M_L auf den Körper der Masse M_E bewirkt. O ist dabei der Massenschwerpunkt von M_E mit dem Abstand r_L und P ein beliebiger Beobachtungspunkt im Abstand r_E , jeweils zu M_L . Da sich der Beobachter auf M_E befindet, muss die Ausdehnung von M_E berücksichtigt werden. Die Ausdehnung von M_L ist im Vergleich zur großen Entfernung zum gemeinsamen Schwerpunkt klein und M_L kann daher als Punktmasse angenommen werden. M_L verursacht in O die Gravitationsbeschleunigung \vec{b}_0 , die jedoch genau durch die Zentrifugalbeschleunigung $-\vec{b}_0$, die durch die Bewegung der Himmelskörper umeinander entsteht, kompensiert wird. Schreibt man diese als negative Gravitationskraft in O erhält man:

$$-\vec{b}_0 = -G \frac{M_L \vec{r}_L}{|\vec{r}_L|^2} \quad (2.4)$$

Dabei ist G die oben bereits eingeführte Gravitationskonstante. In O sind die Gezeitenkräfte also null. Im Gegensatz dazu ergibt sich in P eine endliche Gezeitenbeschleunigung. Die Zentrifugalbeschleunigung ist an allen Punkten von M_E gleich, in P also ebenfalls $-\vec{b}_0$, wohingegen die Gravitationsbeschleunigung \vec{b} abstands- und richtungsabhängig ist. Somit existiert in allen Punkten außer O eine resultierende Gezeitenbeschleunigung b_g . Für den Beobachtungspunkt P ergibt sich:

$$\vec{b}_g = \vec{b} - \vec{b}_0 = GM_L \left(\frac{\vec{r}_E}{|\vec{r}_E|^3} - \frac{\vec{r}_L}{|\vec{r}_L|^3} \right) \quad (2.5)$$

Durch die Abhängigkeit der Gravitationsbeschleunigung von Abstand und Richtung unterscheiden sich auch die Gezeitenbeschleunigungen an verschiedenen Punkten von M_E . Dies ist in Abbildung 2.3 zu sehen.

Auf der M_L zugewandten Seite von M_E überwiegt die Gravitationsbeschleunigung, wegen des geringeren Abstandes. Entsprechend ist die Zentrifugalbeschleunigung auf der von M_L abgewandten Seite um den selben Betrag größer als die Gravitationsbeschleunigung. Es gibt also zwei Maxima in der Gezeitenbeschleunigung auf M_E .

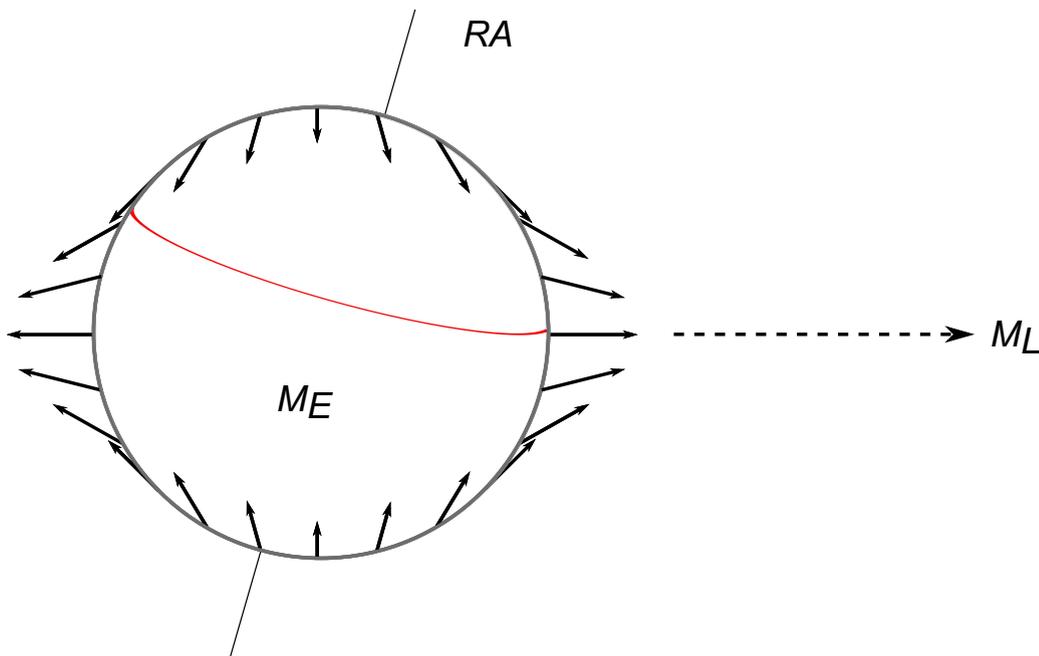


Abbildung 2.3.: Gezeitenbeschleunigungen auf M_E , die durch die Wechselwirkung mit M_L entstehen. RA ist die Rotationsachse der Erde an. Die rote Kurve beschreibt die Bahn auf der Oberfläche von M_E , die ein Beobachter durch die Rotation von M_E beschreibt und so ganz- und halbtägige Gezeitenbeschleunigungen erfährt. Nach (Bartels, 1957) modifiziert.

Zeitliche Änderungen durch die Rotation der Erde

Geht man nun davon aus, dass es sich bei M_E um die Erde handelt, so rotiert diese um die Achse RA . Dadurch bewegt sich der Beobachtungspunkt P im inhomogenen Beschleunigungsfeld der Gezeiten. Jeder Punkt, abgesehen von den Durchstoßpunkten der Rotationsachse, durchquert also zwei Mal am Tag ein Maximum bzw. Minimum und erfährt somit eine Gezeitenbeschleunigung mit halbtägiger Periode. Da die Rotationsachse der Erde bezüglich der Normalen auf der gemeinsamen Bahnebenen mit dem jeweiligen anderen Himmelskörper verkippt ist, sind die maximalen und minimalen Beschleunigungen an einem Punkt nicht gleich groß. Ein Beobachter, der sich durch die Rotation von M_E entlang der roten Kreisbahn in Abbildung 2.3 bewegt, erfährt auf der M_L zugewandten Seite, dessen Lage im Vergleich zu M_E durch den gestrichelten Pfeil dargestellt ist, eine

größere Beschleunigung als auf der abgewandten. Die Gezeitenbeschleunigungen enthalten also auch einen ganztägigen Anteil.

Zeitliche Änderungen durch die Bahnbewegungen der Himmelskörper

Bisher wurde ein System von lediglich zwei Himmelskörpern betrachtet. Tatsächlich erfährt die Erde Gezeitenbeschleunigungen nicht nur von einem, sondern von allen Himmelskörpern. Den größten Teil verursachen allerdings Sonne und Mond, aufgrund der großen Masse der Sonne und der geringen Entfernung des Mondes.

Die Wechselwirkung der Himmelskörper und einige weitere Effekte führen zu zusätzlichen periodischen Anteilen in der resultierenden Gezeitenbeschleunigung.

Solche entstehen beispielsweise durch den Umlauf des Mondes um die Erde. Durch die Elliptizität der Umlaufbahn ändert der Mond seinen Abstand zur Erde periodisch und bewegt sich an verschiedenen Punkten der Bahn unterschiedlich schnell. Dieser Vorgang hat eine Periode von 27.6 Tagen. Dazu kommt die Ewektion mit einer Periode von 31.8 Tagen, die dadurch entsteht, dass die Sonne eine Gravitationskraft auf beide Himmelskörper bewirkt. Stehen Sonne, Mond und Erde in einer Linie vergrößert sich der Abstand zwischen Erde und Mond und der Mond erfährt eine negative Beschleunigung. In dem Fall, dass der Mond zwischen Sonne und Erde steht, erfährt der Mond eine größere Anziehung als die Erde und im Fall, dass Erde zwischen Mond und Sonne steht entsprechend umgekehrt. Steht die Verbindungslinie zwischen Erde und Mond dagegen senkrecht auf der von Erde und Sonne, so verringert sich der Abstand zwischen Erde und Mond. Beide erfahren eine Anziehung in Richtung der Sonne, doch da ihre Verbindungslinien zu ihr nicht parallel sind, kommt es zu einer Annäherung.

Außerdem variieren die Geschwindigkeit und der Abstand des Mondes zur Erde in Abhängigkeit der Position von Erde und Mond auf ihrer elliptischen Bahn um die Sonne. Befinden sich Erde und Mond in der Nähe der Sonne, wird die Anziehung des Mondes durch die Sonne größer und der Abstand zwischen Erde und Mond nimmt zu, entsprechend wird er kleiner, wenn die Entfernung zur Sonne größer ist.

Der zuletzt beschriebene Effekt hängt mit der Elliptizität der Erdumlaufbahn zusammen, die für weitere Anteile in den Gezeiten verantwortlich ist. So entstehen Gezeitenbeschleunigungen mit jährlicher Periode, da sich der Abstand der Erde zur Sonne in Abhängigkeit ihrer Umlaufbahn ändert.

Die obige Beschreibung zeigt Beispiele der Vorgänge, die für die Entstehung der Gezeiten verantwortlich sind. Tatsächlich treten Gezeiten mit verschiedenen weiteren Frequenzen, die im Bereich der oben beschriebenen liegen, aber auch dazwischen, darüber oder darunter, auf. Sie reichen von sehr langperiodischen Effekten, wie in Kapitel 2.2.2 erwähnt bis hin zu kurzen Perioden von einigen Stunden. Üblicherweise werden sie in der Einheit Cycles per Day (cpd, Schwingungen pro Tag) angegeben.

Die Vorgänge, durch die sie entstehen, sind vielfältig und durch die Wechselwirkung der Himmelskörper untereinander kompliziert, sodass ihre Beschreibung den Rahmen dieser Arbeit überschreitet. Eine etwas genauere Darstellung liefert z.B. (Bartels, 1957).

Reaktion der elastischen Erde auf die Gezeitenkräfte

Ein bisher nicht berücksichtigter Effekt, der in der Realität von essentieller Bedeutung ist, ist die Elastizität der Erde. Sie führt dazu, dass sich die Erde in Folge der Gezeitenbeschleunigungen verformt. Diese Verlagerung von Massen hat eine Änderung des Gravitationsfeldes der Erde und damit der Gezeitenbeschleunigungen, die am Beobachtungspunkt wirken, zur Folge. Außerdem ändert sich die Lage des Beobachtungspunkts im inhomogenen Beschleunigungsfeld, was eine weitere Schwereänderung zur Folge hat. Bei einer geänderten Position bewegt sich P im räumlich variierenden Beschleunigungsfeld auf der Erdoberfläche, was quasi einer Verschiebung der roten Bahn bzgl. der Beschleunigungsvektoren in Abbildung 2.3 entspricht. Eine Änderung der Höhe von P hat Änderungen

sowohl der Schwerkraft als auch der Gezeitenkräfte zur Folge, da sich die Abstände, von denen sie abhängen, ändern.

Zusätzlich hat auch die Abplattung der Erde, die u.a. mit für den in Abschnitt 2.2.3 beschriebenen Chandler Wobble verantwortlich ist, einen Einfluss.

2.2.2. Abhängigkeit der Gezeiten von den astronomischen Elementen

Wie die Beispiele aus dem vorangegangenen Kapitel zeigen, hängen die Gezeiten von periodischen Prozessen ab. Die längste auftretende Periode, die 20940 Jahre beträgt, ist die des Umlaufes des solaren Perihels. Die Gezeiten wiederholen sich also alle 20940 Jahre. Sie lassen sich daher in Abhängigkeit der astronomischen Elemente ausdrücken, die die Perioden der grundlegenden Vorgänge angeben. Alle weiteren Frequenzen lassen sich durch Kombinationen von diesen darstellen. Welche Größen im Besonderen miteinbezogen werden müssen, hängt von den betrachteten Himmelskörpern ab. Hier werden nun außer Sonne und Mond, auch Merkur, Venus, Mars, Jupiter und Saturn verwendet, da diese im Kapitel 2.3 benötigt werden. Sie sind in Tabelle 2.1 auf Grundlage der Angaben in (Wenzel, 1997c) und (Bartels, 1957) dargestellt.

Name	f in $\frac{\circ}{h}$	T
Mittlere lokale Mondzeit	14.4920521	1.035 d
Mittlere Länge des Mondes	0.5490165	27.322 d
Mittlere Länge der Sonne	0.0410686	365.242 d
Mittlere Länge des Perigäums des Mondes	0.0046418	8.847 a
Mittlere Länge des aufsteigenden Knotens der Mondbahn	0.0022064	18.613 a
Mittlere Länge des Perigäums der Sonne	0.0000020	20940 a
Mittlere Länge des Merkur	0.1705157	87.968 d
Mittlere Länge der Venus	0.0667570	224.696 d
Mittlere Länge des Mars	0.0218363	1.880 a
Mittlere Länge des Jupiter	0.0034637	11.857 a
Mittlere Länge des Saturn	0.0013957	29.425 a

Tabelle 2.1.: Astronomische Elemente, ihre Frequenz in $\frac{\circ}{h}$ und ihre Periode in mittleren Sonnentagen bzw. Jahren bzgl. J2000

2.2.3. Verlagerung der Erdrotationsachse

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Effekten lässt sich die Schwereänderung, die durch die periodische Verlagerung der Rotationsachse innerhalb des Erdkörpers verursacht wird, nicht durch Gezeitenkräfte erklären. Durch Lageänderung der Achse verändert sich die Breite bzw. der Abstand eines Beobachtungspunktes zur Rotationsachse der Erde, was eine Änderung der Schwere hervorruft.

Der beiden wichtigste Vorgänge, die zu einer Lageänderung der Achse führen, werden als Chandler Wobble und Nearly-diurnal Free Wobble bezeichnet.

2.2.3.1. Chandler Wobble

Der Chandler Wobble ist eine freie Eigenschwingung der Erdrotationsachse. Er entsteht dadurch, dass keine der Hauptträgheitsachsen der Erde mit ihrer Rotationsachse zusammenfällt und wird u.a. von der Elliptizität und der Massenverteilung in und auf der Erde beeinflusst. Es handelt sich dabei um eine gedämpfte Schwingung, die aber permanent angeregt ist und der daher ständig Energie zugeführt werden muss. Man geht davon aus, dass dies zumindest z.T. durch atmosphärische bzw. ozeanische Effekte geschieht. Die

Periode des Chandler Wobbles liegt bei ca. 435 Tage.

Man bezeichnet seine Überlagerung mit einer weiteren jährlichen Schwingung als Polbewegung, den daraus entstehenden Schwereeffekt als Poltide.

2.2.3.2. Nearly-diurnal free wobble

Bei ungefähr einer Schwindung pro Tag (Cycles per Day, cpd) hat die Erde eine Eigenmode, die sich im Nearly-diurnal Free Wobble (NDFW) bzw. in der Free Core Nutation (FCN) - abhängig vom gewählten Bezugssystem - äußert. Sie entsteht bei einer Abweichung der Rotationsachsen von äußerem Kern und Mantel und hängt von der Elliptizität der Kern-Mantel-Grenze ab. Dies führt zu Rückstellkräften auf die Kern-Mantelgrenze und somit zu einem gedämpften Wobble der momentanen Rotationsachse der Erde bzw. einer Nutation. Die Resonanz wird durch die gantztägigen Gezeiten, deren Frequenzen in der Nähe der Resonanzfrequenz liegen, angeregt.

2.2.4. Äußere Einflüsse

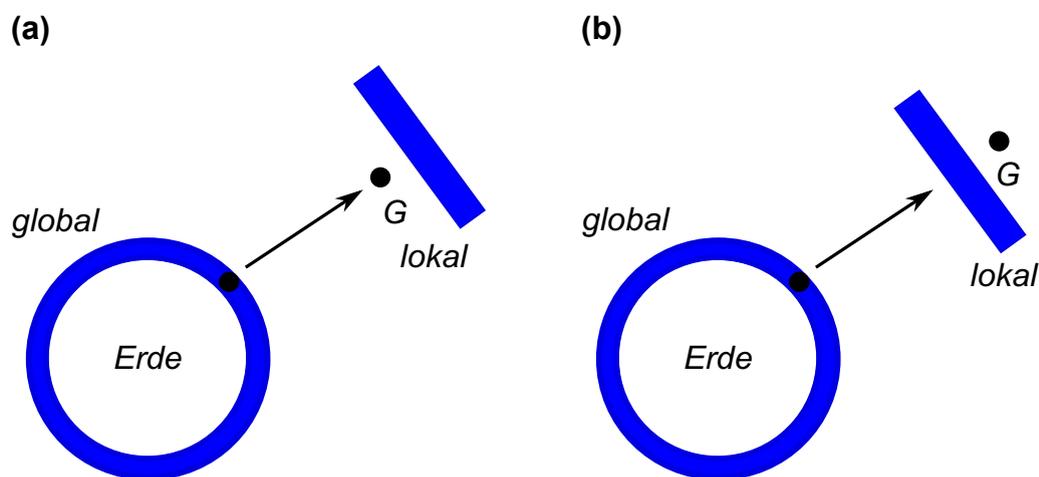


Abbildung 2.4.: Schematische Darstellung der Lage einer Station G relativ zu weit entfernten (global) und in direkter Umgebung von G befindlichen Massen (lokal). In Blau ist die Massenverteilung im jeweiligen Fall dargestellt. (a) G befindet sich lokal unter den betrachteten Massen, (b) G befindet sich über den betrachteten Massen. Global betrachtet befindet sich G in beiden Fällen über den betrachteten Massen. Nach (Longuevergne et al., 2009).

Abgesehen von den Gezeitenbeschleunigungen können auch Massenverlagerungen auf oder in der Erde Schwereänderungen hervorrufen. Dabei beeinflussen verschiedene Effekte die Schwerebeschleunigung an einem beliebigen Beobachtungspunkt. Zum einen wirkt eine direkte Newtonsche Anziehung, zum anderen entsteht eine Deformation der Erde durch die Auflast dieser Massen, die zu einer weiteren Massenverlagerung führt. Dies entspricht Effekten, die bei der in Kapitel 2.2.1 beschriebenen Verformung der Erde durch die Gezeitenkräfte auftreten und führen ebenso wie diese letztlich auch zu einer Lageänderung des Beobachters. Bekannte Quellen solcher Signale sind die Atmosphäre, die Ozeane und kontinentale Wasserspeicher.

Die Gravitationskräfte, die diese Massen verursachen, sind von ihrer Position bzgl. einer Station abhängig. Um dies anschaulich darstellen zu können, wird die Schwerkraftwirkung von Massen in direkter Umgebung des Beobachtungspunkts und in größerer Entfernung

zur Station getrennt betrachtet.

Im lokalen Bereich sind zwei Situationen vorstellbar. Befinden sich die Massen oberhalb eines Gravimeters, auf dessen Funktionsweise in Kapitel 3 eingegangen wird, verursachen sie eine Abnahme der Schwere, da sie eine Gravitationsbeschleunigung bewirken, die der Schwerebeschleunigung entgegen gerichtet ist. Diese Situation zeigt Abbildung 2.4 (a) *lokal* und trifft z.B. auf die Atmosphäre zu, die sich in der direkten Umgebung von G , als blauer Balken dargestellt, über dem Gravimeter befindet. Betrachtet man dagegen die Hydrologie, so kann einerseits, wenn sich das Messgerät unter der Erdoberfläche, derselbe Fall wie bei der Atmosphäre auftreten, da im Boden gespeichertes Wasser oberhalb des Gravimeters liegt. Andererseits kann die in Abbildung 2.4 (b) *lokal* dargestellte Situation auftreten, wenn sich die Station auf der Erdoberfläche befindet.

Geht man dagegen von der globalen Verteilung der Massen aus, so liegen sie in beiden Fällen von G aus gesehen unterhalb davon und führen zu einer größeren Schwerebeschleunigung. In Abbildung 2.4 (a) und (b) *global* ist daher die Lage des Gravimeters G gleich dargestellt. Bei der Situation in Abbildung 2.4 (a) haben globaler und lokaler Anteil unterschiedliche Vorzeichen, in (b) dagegen gleiche.

Die Massen der Ozeane liegen in den meisten Fällen sowohl lokal als auch global unterhalb der Station, wobei für viele keine lokale Betrachtung nötig ist, wenn sie sich in großer Entfernung zu Küste befinden.

Je nachdem, welche der oben beschriebenen Konstellationen angetroffen werden, muss bei der Korrektur dieser Effekte durch Messwerte oder Modelle, das entsprechende Vorzeichen gewählt werden.

2.3. Gezeitenpotential

Hier soll nun das zur Gezeitenbeschleunigung \vec{b}_g gehörende Gezeitenpotential V eingeführt werden, deren Zusammenhang durch Gleichung 2.6 gegeben ist.

$$\vec{b}_g = -\text{grad}V \quad (2.6)$$

Die Formeln in diesem Kapitel wurden aus (Wenzel, 1997c), z.T. in leicht geänderter Form, entnommen und die Darstellung orientiert sich an dieser Veröffentlichung.

Um das Gezeitenpotential mathematisch zu formulieren, wird zunächst wieder das Zweikörperproblem aus Abbildung 2.2 für den Beobachtungspunkt P betrachtet, wobei M_E wieder als starr und kugelsymmetrisch angenommen wird. Für die in Kapitel 2.2.1 in Gleichung (2.5) eingeführte Gezeitenbeschleunigung \vec{b}_g ergibt sich das folgende Potential V :

$$V = GM_L \left(\frac{1}{r_E} - \frac{1}{r_L} - \frac{r \cos \vartheta}{r_L^2} \right) \quad (2.7)$$

Dabei sind die Größen die selben, die im vorabgehabten Kapitel 2.2.1 eingeführt wurden (vgl. Abbildung 2.2), allerdings stellen sie nun ohne Vektorpfeil den dazugehörigen Betrag dar. ϑ ist die geozentrische Zenitdistanz von P und M_L in Grad, r der Abstand zwischen O und P . ϑ , r_E und r_L sind zeitabhängig, da sich die Position von M_l bzgl. P ändert.

Der erste Term beschreibt das Gravitations-, der letzte Term das Zentrifugalpotential. Da die Zentrifugalkraft, wie in Kapitel 2.2.1 beschrieben, auf der gesamten Erde konstant ist und im Massenmittelpunkt der Erde gerade die Gravitationskraft kompensiert, kann man sie auch als negative Gravitationskraft formulieren. Dies gilt dann entsprechend für das Potential. Der obige Ausdruck wird gewählt, da er sich für die weitere mathematische

Betrachtung als günstig erweist, ebenso wie der mittlere konstante Term, der dazu führt, dass das Potential in O null wird, aber da, da er konstant ist, keinen Einfluss auf die Beschleunigung hat.

Entwickelt man $\frac{1}{e}$ in eine Reihe von Legendrepolyomen $P_l(\cos \vartheta)$, heben die ersten beiden Terme der Entwicklung gerade die beiden negativen Terme aus Gleichung (2.7) auf. Dadurch ergibt sich:

$$V = \frac{GM_L}{r_L} \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{r}{r_L}\right)^l P_l(\cos \vartheta) \quad (2.8)$$

l gibt dabei den Grad des Legendrepolyoms an.

Da $\frac{r}{r_L}$ sehr klein ist, für den Mond $1.6 \cdot 10^{-2}$ und für die Sonne $4 \cdot 10^{-5}$, konvergiert die Summe sehr schnell. Der zweite Grad beschreibt bereits 98% des Gezeitenpotentials.

Man erreicht durch diese Entwicklung eine Trennung der abstandsabhängigen von den breiten- und deklinationsabhängigen Anteilen. Mit Hilfe des sphärischen Kosinussatzes lässt sich die Zenitdistanz ϑ durch die Längen und Breiten, des Beobachtungspunkts und des Himmelskörpers darstellen:

$$\cos \vartheta(t) = \cos \theta \cdot \cos \psi(t) + \sin \theta \cdot \sin \psi(t) \cdot \cos(\lambda - \Lambda(t)) \quad (2.9)$$

Dabei gilt θ : geozentrische, sphärische Breite der Station und λ : geozentrische, sphärische Länge der Station. Bei beiden handelt es sich um zeitlich konstante Größen. ψ gibt die geozentrische, sphärische Breite und Λ die geozentrische, sphärische Länge des Himmelskörpers an.

Die Legendrepolyome können nun in vollständig normierte zugeordnete Legendrepolyome entwickelt werden. Für das Potential ergibt sich:

$$V = \frac{GM_L}{r_L} \sum_{l=2}^{\infty} \left(\frac{r}{r_L}\right)^l \frac{1}{2l+1} \sum_{m=0}^l \bar{P}_{l,m}(\cos \theta) \cdot \bar{P}_{n,m}(\cos \psi) \cdot \cos(m\lambda - m\Lambda) \quad (2.10)$$

Dabei ist l der Grad und m die Ordnung der Kugelfunktionsentwicklung.

Durch die Abhängigkeit der Legendrepolyome von der Breite ergibt sich eine Breitenabhängigkeit der Gezeitenamplituden. So haben die langperiodischen Gezeitenwellen ihr Maximum an den Polen, während das der gantztägigen bei $\pm 45^\circ$ und das der halbtägigen am Äquator liegt.

In der bisher betrachteten Darstellung des Gezeitenpotentials wird die Erde als kugelsymmetrisch betrachtet und ihre Abplattung nicht berücksichtigt. Aus ihr folgt eine Änderung des Gezeitenpotentials, die zusätzliche Terme zu Gleichung (2.10) liefert (Wenzel, 1997c).

Mit diesem Ansatz kann nun mit Hilfe von Länge Λ und Breite ψ des Gezeitenkräfte verursachenden Himmelskörpers die Beschleunigungen für eine starre Erde berechnet werden. Da dies jedoch nicht ausreicht, um die Gezeiten auf der elastischen Erde genau genug zu beschreiben, verwendet man üblicherweise eine spektrale Gezeitenpotentialentwicklung. Durch eine Spektralanalyse des aus Ephemeriden berechneten Gezeitenpotentials erhält man Amplituden-, Frequenz- und Phasenwerte. Die einzelnen Terme mit fester Amplitude und Frequenz bezeichnet man als Tiden. Diese werden in Gezeitenkatalogen gesammelt, die dann z.B. für die Gezeitenanalyse, die im Abschnitt 2.4 eingeführt wird, verwendet werden.

Damit ergibt sich für alle berücksichtigten Himmelskörper folgende Darstellung:

$$V = D \sum_{l=1}^{l_{max}} \sum_{m=0}^{m=l} \left(\frac{r}{a}\right)^l \Gamma(\theta) \cdot \bar{P}_{lm}(\cos \theta) \cdot \sum_i (C_i^{lm}(t) \cos(\alpha_i(t)) + S_i^{lm}(t) \sin(\alpha_i(t))) \quad (2.11)$$

Dabei sind D und $\Gamma(\theta)$ Normierungskonstanten, die im hier verwendeten Gezeitenkatalog von Hartmann und Wenzel (1995a,b) auf Eins gesetzt werden. a ist die große Halbachse des Referenzellipsoids und $C_i^{lm}(t)$ und $S_i^{lm}(t)$ sind die zeitabhängigen Koeffizienten im Katalog, die die Einheit $\frac{m^2}{s^2}$ pro Julianischem Tag haben (Hartmann und Wenzel, 1995b). Sie sind durch die Gleichungen (2.12) und (2.13) gegeben:

$$C_i^{lm}(t) = C0_i^{lm} + t \cdot C1_i^{lm} \quad (2.12)$$

$$S_i^{lm}(t) = S0_i^{lm} + t \cdot S1_i^{lm} \quad (2.13)$$

wobei die Koeffizienten $C0_i^{lm}$, $C1_i^{lm}$, $S0_i^{lm}$ und $S1_i^{lm}$ zeitunabhängig sind. Für $\alpha_i(t)$, das Argument der Sinus- und Kosinusfunktionen, gilt:

$$\alpha_i(t) = m \cdot \lambda + \sum_{j=1}^{j=j_{max}} k_{ij} \cdot E_j(t) \text{ mit } k_{i1} = m \quad (2.14)$$

Die Wahl der Koeffizienten k_{ij} hängt vom Gezeitenkatalog ab. $E_j(t)$ sind die im Kapitel 2.2.1 eingeführten astronomischen Elemente. Das Potential beschreibt dann alle auftretenden Vorgänge, z.B. die Rotation der Erde. Da sie als zeitabhängige Polynome ausgedrückt werden können, lassen sich auch die Gezeiten direkt in Abhängigkeit der Zeit berechnen. Tatsächlich sind die astronomischen Elemente nicht konstant, weshalb die Polynome langsame Änderungen dieser Frequenzen zulassen.

Der Gezeitenkatalog von Hartmann und Wenzel (1995a,b) beinhaltet über 12900 Tiden und berücksichtigt die Potentialentwicklung für den Mond bis zum sechsten, die Sonne bis zum dritten und die Planeten Merkur, Venus, Mars, Jupiter und Saturn bis zum zweiten Grad. Dies reicht aus, um die Gezeiten genauer zu berechnen, als sie gemessen werden können.

2.4. Gezeitenanalyse

Das im Kapitel 2.3 eingeführte Potential kann für Gezeitenanalysen verwendet werden. Bei der nun folgenden Einführung dieser Methode werden die wesentlichen Informationen und bis auf Gleichung 2.15 die Formeln aus (Wenzel, 1997a) verwendet, letztere allerdings z.T. in abgeänderter Form dargestellt.

Der Gezeitenanalyse liegt die Methode der kleinsten Quadrate zu Grunde. Dabei werden über die Minimierung der Summe der Fehlerquadrate die Parameter $\vec{\beta}$ gesucht, sodass die von ihnen abhängende Modellfunktion \vec{f} die beobachteten Werte \vec{c} möglichst gut erklärt. In allgemeiner Form kann die Summe der Fehlerquadrate durch die folgende Gleichung (2.15) (Bronštejn, 2001) ausgedrückt werden.

$$\sum_{a=1}^{a_{max}} (f(b_a, \vec{\beta}) - c_a(b_a))^2 = |\vec{f} - \vec{c}|^2 \quad (2.15)$$

Dabei ist a der Index über die Anzahl a_{max} der gegebenen Messwerte, $c_a(b_a)$ der a -te Messwert und $f(b_a, \vec{\beta})$ der dazugehörenden Funktionswert der Modellfunktion. \vec{c} und \vec{f}

hängen dabei von der Größe b_a ab. Im Fall der Gezeiten könnte das die Zeit t sein. Dann entspricht \vec{c} dem gemessenen Gezeitensignal. $\vec{r} = \vec{f} - \vec{c}$ ist die Differenz der Modellfunktion und der Messdaten, das Residuum \vec{r} , für die bestimmten Werte von $\vec{\beta}$. Es enthält dann alle Anteile, die nicht durch die entsprechende Modellfunktion beschrieben werden können. Die Gleichungen 2.16 und 2.17 für $y(t)$ und $y'(t)$ dienen als Modellfunktionen \vec{f} , abhängig von der Wahl des Ansatzes für die Drift, was im Verlauf dieses Abschnitts noch genauer ausgeführt wird.

$$y'(t) = \underbrace{\sum_{j=1}^q \bar{H}_j \sum_{i=a_j}^{e_j} G_i \cdot A_i \cdot \cos(2\pi f_i t - \Phi + \Delta\bar{\Phi}_j)}_{(a)} + \underbrace{\sum_m \bar{R}_m \cdot z'_m(t)}_{(b)} \quad (2.16)$$

$$y(t) = \underbrace{\sum_{j=1}^q \bar{H}_j \sum_{i=a_j}^{e_j} A_i \cdot \cos(2\pi f_i t + \Phi_i + \Delta\bar{\Phi}_j)}_{(a)} + \underbrace{\sum_k \bar{D}_k \cdot T_k(t_n)}_{(c)} + \underbrace{\sum_m \bar{R}_m \cdot z_m(t)}_{(b)} \quad (2.17)$$

Dabei sind \bar{H}_j , $\Delta\bar{\Phi}_j$, \bar{D}_k und \bar{R}_m die Größen, die durch die Methode der kleinsten Quadrate bestimmt werden sollen und entsprechen den Einträgen in $\vec{\beta}$. Sie werden ebenso, wie die weiteren verwendeten Größen, im Folgenden bei der Einführung der verschiedenen Terme (a) bis (c) genauer beschrieben.

Der Term (a) der beiden obigen Gleichungen beschreibt die Gezeitensignale, die von den Tiden des Gezeitenpotentials abhängen. Dabei gibt A_i die entsprechende Amplitude und Φ_i die Frequenz an. Es werden keine einzelnen Gezeitenwellen verwendet, sondern Wellengruppen definiert, die sich über ein Frequenzband erstrecken, das in den Gleichungen (2.16) und (2.17) durch den Index i über die Grenzen e_j und a_j definiert wird. Da die Auflösung der einzelnen Linien von der Zeitreihenlänge und dem Signalstörverhältnis abhängt (Munk und Hasselmann, 1964) und wie in Kapitel 2.2.2 beschrieben, die größte auftretende Periode $T = 20940$ a und daher die kleinste Differenz der Frequenzen $\Delta\nu = \frac{1}{20940} \frac{1}{a}$ ist, ist eine Analyse für einzelne Tiden nicht möglich. Daher werde mehrere Tiden gemeinsam getrachtet, wobei der Index q die Wellengruppe angibt. Für diese werden Amplitudenfaktoren \bar{H}_i und Phasen $\Delta\bar{\Phi}_j$ bestimmt und für alle Wellen der Gruppe als konstant angenommen. Der Amplitudenfaktor \bar{H}_j wird auch Gravimeterfaktor genannt und gibt den Faktor an mit der eine Wellengruppe multipliziert werden muss, um das gemessene Gezeitensignal möglichst gut zu erklären. Er entspricht dem Verhältnis der Vertikalkomponente der anregenden Beschleunigung und der gemessenen. Somit gibt er die Reaktion der Erde auf die Anregung durch die Gezeiten an und ist mit den Love- und Shida-Zahlen, die die elastischen Eigenschaften der Erde beschreiben, verknüpft. Eine ausführliche Darstellung dieses Zusammenhangs findet sich z.B. in (Wang, 1997). Die Phase $\Delta\bar{\Phi}_j$ gibt entsprechend die Phasenverschiebung des gemessenen zum anregenden Signal an.

Gravimeterzeitreihen enthalten nicht nur die Gezeiten und die Reaktion der Erde auf sie, sondern auch Effekte des Standorts und des Messgeräts sowie weitere Anregungen durch äußere Einflüsse, wie z.B. des Luftdrucks. Um bekannte Effekte zu herausnehmen zu können und so die verschiedenen Anteile des Residuum zu verstehen, werde die Terme (b) und (c) in Gleichung 2.17 und der Term (b) sowie der Faktor G_i in (a) in Gleichung 2.16 eingeführt.

Ein solcher Effekt ist die Drift der Sensoren, die man auf zwei verschieden Arten eliminieren kann.

Ein unkompliziertes Driftverhalten, das man eher bei supraleitenden Gravimetern vorfindet, deren Funktion im Kapitel 3.3 beschrieben wird, kann durch ein Polynom genähert

werden. Es wird über den Term (c) in Gleichung (2.17) einbezogen. Dabei werden die Koeffizienten des Polynoms im gemeinsamen Ansatz mit den Gezeiten so bestimmt, dass ihr Verlauf den langperiodische Trend der Zeitreihe möglichst gut erklärt. In *Analyze*, dem Programm, das hier zu Gezeitenanalyse verwendet und im Abschnitt 4.1.1 beschrieben wird, erfolgt eine Anpassung mit Tschebyscheff-Polynomen. Das Driftpolynom $d(t)$ ist dann gegeben durch:

$$d(t) = \sum_k \bar{D}_k \cdot T_k(t_n) \quad (2.18)$$

Dabei ist \bar{D}_k für den Grad $k = 0, 1, \dots, k_{max}$ der in der Analyse zu bestimmende Driftkoeffizient und $-1 \leq t_n \leq 1$ die über die Länge der verwendeten Zeitreihe normierte Zeit. Der Nullpunkt liegt dabei in der Mitte, der erste Wert bei $t_1 = -1$ und der letzte bei $t_{n_{max}} = 1$. Die Tschebyscheffpolynome T_k sind durch folgende Rekursionsformel gegeben:

$$\begin{aligned} T_{k+1}(t_n) &= 2t_n \cdot T_k(t_n) - T_{k-1}(t_n) \\ T_0(t_n) &= 1 \\ T_1(t_n) &= t - n \end{aligned} \quad (2.19)$$

Besonders wichtig ist die Wahl des maximalen Polynomgrades k_{max} . Ein Polynom höheren Grades erklärt möglicherweise ein größerer Anteil des Messsignals, man kann jedoch nicht sicher sein, dass es sich dabei dann auch tatsächlich um die Drift handelt. Da das Ziel dieser Vorgehensweise eine gute Beschreibung der Drift ist, ohne dabei das Gezeitensignal zu beeinflussen, sollte k_{max} geschickt und falls möglich unter Berücksichtigung bereits vorliegender Informationen zur Drift, gewählt werden.

Die zweite Möglichkeit, die man vor allem bei Federgravimetern verwendet, ist Hochpassfilterung. Dabei wird Modellfunktion (2.16) an die gefilterte Messwerte angepasst. Die Filterung lässt sich durch Gleichung (2.20) beschreiben.

$$l'(t) = \sum_{\tau=-\Delta t}^{\Delta t} g(\tau) \cdot l(t + \tau) \quad (2.20)$$

$l(t + \tau)$ ist das beobachtete Gezeitensignal, $l'(t)$ das gefilterte und g_τ die Impulsantwort gewählte Hochpassfilter. Überlicherweise werden phasentreue Filter mit Grenzfrequenzen, die etwas unterhalb von einem cpd liegen, verwendet. G_i in Gleichung 2.16 beschreibt dann den angewendeten Filter. Eine Analyse ist dann allerdings nur für den hochfrequenten Bereich möglich, da natürlich nicht nur Anteile der Drift sondern alle langperiodischen Signale herausgefiltert werden.

Äußere Einflüsse, auf die in Abschnitt 2.2.4 eingegangen wird, werden über den Term (c) berücksichtigt. Ein solcher kann z.B. der Luftdruck sein, der dann in einem gemeinsamen Regressionsansatz ebenfalls an die Messwerte angepasst wird. Dies ist nur möglich, wenn es sich bei \bar{R}_m um die frequenzunabhängige Transferfunktion der jeweiligen äußeren Einflussgröße handelt. $z(t)$ sind die dazugehörigen Messwerte bzw. $z'(t)$ die gefilterten Größen im Falle von Gleichung (2.16). Als Ergebnis erhält man den Regressionsfaktor in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ pro Einheit der Messgröße, mit dem die Messwerte multipliziert werden müssen, um den Effekt in den gemessenen Schwereänderungen zu erklären.

Die oben stehenden Gleichungen (2.16) und (2.17) sind bezüglich der Unbekannten $\Delta \bar{\Phi}_j$ nicht linear. Führt man die Variablen \bar{X}_j und \bar{Y}_j ein, erhält man für sie lineare:

$$y'_{lin}(t) = \sum_{j=1}^q (\bar{X}_j \cdot CO_j + \bar{Y}_j \cdot SI_j) + \sum_m R_m \cdot z_m(t) \quad (2.21)$$

$$y_{lin}(t) = \sum_{j=1}^q (\bar{X}_j \cdot CO_j + \bar{Y}_j \cdot SI_j) - l(t) + \sum_k \bar{D}_k \cdot T_k(t_n) + \sum_m R_m \cdot z_m(t) \quad (2.22)$$

$y'_{lin}(t)$ und $y_{lin}(t)$ geben entsprechend die linearisierten Modellfunktionen an. \bar{X}_j , \bar{Y}_j , CO_j und SI_j sind:

$$\begin{aligned} \bar{X}_j &= \bar{H}_j \cdot \cos \Delta\bar{\Phi}_j \\ \bar{Y}_j &= -\bar{H}_j \cdot \sin \Delta\bar{\Phi}_j \end{aligned} \quad (2.23)$$

$$\begin{aligned} CO_j &= \sum_{i=a_j}^{e_j} G_i \cdot A_i \cdot \cos(2\pi f_i t + Ph_i) \\ SI_j &= \sum_{i=a_j}^{e_j} G_i \cdot A_i \cdot \sin(2\pi f_i t + Ph_i) \end{aligned} \quad (2.24)$$

Wenn ein Driftpolynom verwendet wird, sollte $G_i = 1$ gesetzt werden. Die gesuchten Größen \bar{H}_j und $\Delta\bar{\Phi}_j$ ergeben sich dann aus:

$$\bar{H}_j = \sqrt{\bar{X}_j^2 + \bar{Y}_j^2} \quad (2.25)$$

$$\Delta\bar{\Phi}_j = -\arctan \frac{\bar{Y}_j}{\bar{X}_j} \quad (2.26)$$

Üblich ist die Bezeichnung des Gravimeterfaktors mit δ , die im folgenden verwendet wird.

Ein Vorteil der Methode der kleinsten Quadrate ist, dass die Standardabweichung der zu bestimmenden Parameter direkt berechnet werden können. Dies geschieht für den Parameter x in folgender Form (Westerhaus, 2009/2010):

$$\Delta x_a = m_0 \sqrt{Q_{aa}} \text{ mit } a = 1, 2, \dots, l_{max} \quad (2.27)$$

wobei Δx_a die Standardabweichung des Parameters x , m_0 der Gewichtseinheitsfaktor ist, der in Gleichung (2.29) gegeben ist und über den Index a wie in Gleichung (2.15) mit der selben Bedeutung bis a_{max} summiert werden. Q_{aa} , die Hauptdiagonalelemente der Kofaktormatrix, sind gegeben durch:

$$Q = (A^T A)^{-1} \quad (2.28)$$

A stellt die Ableitung der linearisierten Modellgleichungen nach den gesuchten Parametern in Matrixschreibweise dar. Der Gewichtseinheitsfaktor m_0 ist:

$$m_0 = \pm \sqrt{\frac{\sum_a r_a^2}{a_{max} - u}} \quad (2.29)$$

mit r_a dem jeweils zum Messwert a gehörenden Residuum und u der Anzahl der Unbekannten.

Bei der Standardabweichung wird davon ausgegangen, dass sich die Residuen wie weißes Rauschen verhalten. Diese ist tatsächlich nicht der Fall, was dazu führt, dass der Standardabweichungen zu klein ausfällt. (Wenzel, 1997a) schlägt eine Korrektur der Standardabweichungen vor, was auch im hier verwendeten Programm *Analyze*, das in Kapitel 4.1.1 beschrieben wird, als Ergebnis zusätzlich angegeben wird. Diese werden jedoch nicht verwendet.

3. Gravimeter

Sowohl supraleitende als auch Federgravimeter sind Relativgravimeter. Im Gegensatz zu Absolutgravimetern, die den Betrag der Schwerebeschleunigung messen, registrieren sie Änderungen der Schwere. Zunächst wird ihr Messprinzip erläutert, das bei beiden Gravimetern grundsätzlich das selbe ist, auch, wenn sie sich im Aufbau deutlich unterscheiden.

3.1. Messprinzip von Relativgravimetern

Das Messprinzip der hier betrachteten Gravimeter beruht auf der Auslenkung einer Probemasse aus der Nulllage, wenn eine Änderung der Schwerebeschleunigung auftritt. Dabei muss im Grunde ein bestimmter Wert der Schwerebeschleunigung als Nullpunkt definiert werden. Innerhalb des Gravimeters sorgt dann eine Tragevorrichtung, die im Falle der hier betrachteten Gravimeter den wesentlichen Unterschied ausmacht, für eine der Schwerkraft entgegen wirkende Tragkraft, die die Probemasse in Ruhe hält. Wird die Schwerebeschleunigung relativ zur Beschleunigung in der Nulllage größer reicht die Tragkraft nicht aus um die Masse in Ruhe zu halten und sie wird in Richtung der Schwerebeschleunigung ausgelenkt. Entsprechend umgekehrt verhält es sich, wenn die Schwerebeschleunigung kleiner wird. Diese Auslenkungen können mit der Änderung der Schwerebeschleunigung in Verbindung gebracht und gemessen werden.

Bei tatsächlichen Messungen wird dafür gesorgt, dass sich die Probemasse nicht oder nur sehr wenig bewegt, da die Empfindlichkeit des Instruments bei einer Auslenkung der Masse von dieser abhängen würde und im Falle von Federgravimetern, deren Beschreibung in Abschnitt 3.2 folgt, das mechanische Verhalten der Feder eine Rolle spielt ((Torge, 1989)). Dies wird durch ein Sensorsystem realisiert, durch dessen Aufbau die Bewegung der Masse ein Messsignal erzeugt. Dieses wird genutzt, um, meist durch eine Spule, eine Kraft auf die Masse zu bewirken, die sie in Ruhe hält (Feedback). Zugleich ist der Strom, der benötigt wird, diese Kraft zu erzeugen, die eigentliche Messgröße.

3.2. Federgravimeter

Beim Federgravimeter wird die Testmasse durch eine Feder in der Nulllage gehalten. Die Probemasse ist dabei auf einen Hebelarm montiert, an dem die Feder angreift. Tatsächlich weisen Federgravimeter eine spezielle Geometrie dieses Aufbaus und spezielle Federn (Nulllängenfeder) auf ((Forbriger et al., 2009)), um eine möglichst hohe Empfindlichkeit des Instruments und ein lineares Verhalten zu erreichen. Zusätzlich besitzt es ein Feedbacksystem, wie oben beschrieben.

Obwohl ein geschickter Aufbau und Materialien mit günstigen Eigenschaften gewählt werden, ist das Verhalten von Federgravimetern von den Eigenschaften der mechanischen Bauteile abhängig. Änderungen, z.B. der Federkonstanten in Abhängigkeit der Temperatur, können zu unerwünschten Effekten führen. Man versucht daher das Messgerät sowohl gegen Umwelteinflüsse, die sich direkt auf die Schwere auswirken als auch gegen solche, die einen Einfluss auf die Mechanik des Geräts haben, abzuschirmen. So werden sie druckdicht gebaut und erhalten eine magnetische Abschirmung. Außerdem sorgt ein Thermostat dafür, dass die die Temperatur im Innern konstant gehalten wird (Forbriger et al., 2009). Trotz dieser Maßnahmen tritt bei Federgravimetern eine Drift, eine stetige, vom Messgerät verursachte Änderung der Messgröße, auf. Diese entsteht z.B. durch zeitliche Änderungen der Federkonstanten. Sie überlagert das eigentliche Messsignal und erweist sich vor allem in langen Beobachtungszeiträumen als störend.

3.3. Supraleitende Gravimeter

Im Falle des supraleitenden Gravimeters wird die Tragkraft durch die Magnetfelder der Spulen und der Probemasse erzeugt. Abbildung 3.1 zeigt den Aufbau des Sensors. Er besteht aus der Sensorkugel, die die Testmasse darstellt und mehreren Spulen sowie einem Dreiplattenkondensator. Die in der Abbildung mit 'Lower Coil' bezeichnete, supraleitende Spule erzeugt hauptsächlich das tragende Magnetfeld, das auf der Oberfläche der ebenfalls supraleitenden Kugel, ein ihm genau entgegengerichtetes Feld induziert. Dadurch kann die Kugel im Magnetfeld schweben. Die obere Spule wird zur Messung des magnetischen Gradienten verwendet (Hinderer et al., 2007). Die Sprungtemperatur von Niob, dem Material aus dem die Kugel und supraleitenden Spulen bestehen, liegt bei 9.2 K. Entsprechend muss der Sensor unterhalb dieser Temperatur betrieben werden.

Supraleitende Materialien zeichnen sich dadurch aus, dass sie unterhalb einer bestimmten Sprungtemperatur T_c keinen elektrischen Widerstand aufweisen. Ein in einer geschlossenen Leiterschleife bzw. Spule fließender Strom ändert sich unter diesen Bedingungen nicht. Entsprechend bleibt das von der Spule erzeugte Magnetfeld konstant, was für supraleitende Gravimeter genutzt wird.

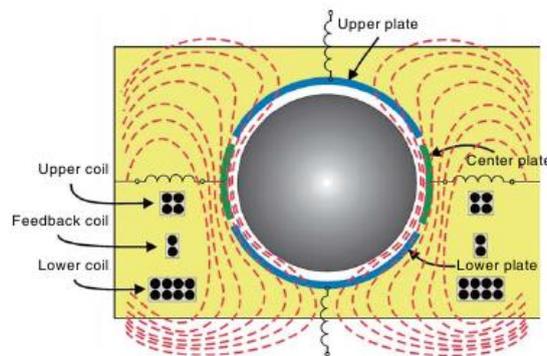


Abbildung 3.1.: Schematischer Aufbau des Sensors eines Supraleitenden Gravimeters, in Schwarz sind die verschiedenen Spulen dargestellt, in grün und blau die Kondensatorplatten in Grau die Sensorkugel, rot gestrichelte Linien stellen das Magnetfeld dar, (Hinderer et al., 2007)

Eine Auslenkung der Kugel aus ihrer Nulllage wird mit Hilfe des Dreiplattenkondensator, dessen obere und untere Kalotten die Kugel jeweils halbkugelförmig (blau) und die mittlere ringförmig um die Mitte der Kugel (grün) umschließen, registriert. Durch einen in der Feedbackspule ('Feedback Coil in Abbildung 3.1) erzeugten Strom, wird eine Kraft auf die Kugel bewirkt, der sie in ihre ursprüngliche Lage hält.

Um die Sensoren vor Störungen durch äußere Magnetfelder, speziell dem der Erde, die sonst die tragenden Magnetfelder wesentlich beeinflussen würden, zu schützen, befinden sie sich in einem supraleitenden Zylinder und einem μ -Metallabschirmung (Hinderer et al., 2007). Die Abschirmung hat oben eine Öffnung, um die Elektronik zu den Sensoren zu führen, was zur Folge hat, dass der obere Sensor leichter von äußeren Magnetfeldern beeinflusst werden kann (Zürn et al., 2008).

Der oben beschriebene Aufbau zeigt ein sehr stabiles Verhalten im Vergleich zu Federgravimetern, da er, im Gegensatz zu ihnen, nicht von mechanischen Verhalten der Bauteile abhängig ist und das tragende Magnetfeld durch die supraleitenden Spulen über lange Zeit konstant gehalten werden kann. Man beobachtet dennoch eine Drift, die aber im Vergleich zu der von Federgravimetern, gering und in vielen Fällen linear ist.

Manche supraleitende Gravimeter, wie das SG-056, mit dessen Daten hier primär gearbeitet wird, besitzen zwei solcher Sensoren, die direkt übereinander angebracht sind. Dieser Aufbau wird verwendet, um zufällige (nicht durch eine tatsächliche Schwereänderung hervorgerufene) Sprünge erkennen und korrigieren zu können. Im Gegensatz zu anderen Doppelkugelinstrumenten besitzt das SG-056 zwei unterschiedlich schwere Testmassen. Die Masse des unteren Sensors G1 beträgt 17.7 g, die des oberen G2 4.34 g.

4. Programme

In diesem Kapitel werden die Programme erläutert, die zur Gezeitenanalyse und -berechnung, sowie zur Darstellung und weiteren Bearbeitung verwendet werden.

4.1. *Eterna*

Im Rahmen dieser Arbeit findet das Programmpaket *Eterna* 3.4 (Wenzel, 1996) Verwendung. Es enthält verschieden Werkzeuge zur Arbeit mit Gezeitenregistrierungen. Hier werden speziell die Programme *Analyze* und *Predict* benutzt und im Folgenden beschrieben. Die Informationen zu den Programmen stammen aus dem Handbuch zu *Eterna* (Wenzel, 1997b), sofern nicht anders zitiert.

4.1.1. *Analyze*

Die in Kapitel 2.4 eingeführte Gezeitenanalyse wird mit Hilfe des Programms *Analyze* durchgeführt. Entsprechend der obigen Darstellung ergeben sich dabei Gravimeterfaktoren, Phasen und Residuen als Ergebnis. Für die Berechnung der Modellfunktionen wird das Gezeitenpotentials von Hartmann und Wenzel (1995a,b) verwendet. Dazu werden, auf Grundlage des elliptischen, gleichförmig rotierende Erdmodells ohne Ozeane mit flüssigem äußerem Kern und viskosem Mantel von Wahr, Dehant und Zschau (Dehant, 1987), im Voraus Gravimeterfaktoren für die Tiden innerhalb einer Wellengruppe bestimmt, sodass die Gruppen entsprechend berechnet und mit der Methode der kleinsten Quadrate an die Messdaten angepasst werden können. Ausgegeben wird aber der absolute Gravimeterfaktor. Im Folgenden werden nun die Einstellungen, die man im Programm wählen kann und die verwendeten beschrieben. Solange nicht anders angegeben, werden bei den Gezeitenanalysen die Parameter, wie in diesem Kapitel beschrieben, gesetzt.

Auf der dieser Arbeit beiliegenden CD sind Beispiele der Dateien, die im Folgenden im Zusammenhang mit *Analyze* beschrieben bzw. bei der Analyse ausgegeben werden, zu finden (vgl. Anhang D). Wenn von Beispielen gesprochen wird, sind diese gemeint.

4.1.1.1. Input-Parameter

Auf der beiliegenden CD ist das Beispiel einer Datei mit den Input-Parametern für *Analyze*, welche die Endung `.ini` trägt, zu finden.

Es werden hier nur die Parameter betrachtet, die für die Gezeitenanalysen im Rahmen dieser Arbeit gesetzt wurden, alle weiteren wurden so gewählt, dass sie keine Funktion

haben.

Die TEXTHEADER-Zeilen und SENSORNAME bieten die Möglichkeit, eine Beschreibung der Daten und der Station anzugeben. Dies hat keinen direkten Einfluss auf die Analyse, wird aber immer entsprechend gesetzt.

SAMPLERATE gibt die Abtastintervall der Messwerte in Sekunden an. Da hier Stunden-
daten verwendet werden, ist dieser Wert 3600. Dann müssen die Parameter STATLATITU,
STATLONITU UND STATELEVAT gesetzt werden. Sie geben die Stationskoordinaten
(ellipsoidische Breite, Länge und Höhe) an. Da diese Parameter für jede Station und jedes
Instrument unterschiedlich sind, werden sie jeweils für den entsprechenden Fall geändert.
Für das SG-056 am BFO wird die Breite mit 48.32983° , die Länge mit 8.32728° und die
Höhe mit 589.200 m angegeben.

Über TIDALCOMPO kann die Messgröße angegeben werden, z.B. Schwere, Neigungen
oder Deformation. Hier werden ausschließlich Schweredaten verwendet, daher ist dieser
Parameter immer null. TIDALPOTEN bietet die Wahlmöglichkeit verschiedener Gezei-
tenkataloge. Wegen seiner hohen Genauigkeit wird, wie oben erwähnt, der Gezeitenkatalog
von Hartmann und Wenzel (1995a,b) verwendet, daher wird bei TIDALPOTEN immer
sieben gewählt. AMTRUNCATE ist ein Schwellenwert, unterhalb dem Tiden mit kleine-
ren Amplituden vernachlässigt werden. Er wird bei jeder Analyse gleich $10^{-12} \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ gesetzt.
TIDALPARAM spielt eigentlich nur für *Predict* eine Rolle, das in Abschnitt 4.1.2 beschrie-
ben wird. Dennoch werden die Parameter häufig auch hier eingetragen, da diese Datei und
damit die selben Parameter für beide Programme verwenden werden kann.

Wie bereits in Kapitel 2.4 erwähnt, verwendet man zur Eliminierung der Drift zwei ver-
schiedene Methoden. Beide sind mit *Analyse* möglich. Setzt man NUMHIGPASS = 1,
muss in NUMFILENAME der Name des entsprechenden Hochpassfilters eingetragen werden.
Wennin einer in dieser Arbeit beschriebenen Analyse ein Filter verwendet wird, ist dies
n1h1h007.nlf mit 145 Koeffizienten. In der Regel wird jedoch die Anpassung eines Drift-
polynoms vorgezogen, weshalb NUMHIGPASS null und NUMFILENAME auskommentiert
ist. Ein Faktor im Datenfile, welches im Abschnitt 4.1.1.2 beschrieben wird, gibt den
Grad des Driftpolynoms an. In Kapitel 6.1 zeigt sich, dass ein Polynom zweiten Grades
eine sinnvolle Wahl sein kann, daher wird dieser Faktor immer auf drei ($k = 0, 1, 2$; vgl.
Kapitel 2.4) gesetzt, um die einzelnen Ergebnisse besser vergleichen zu können.

POLTIDECOR und POLTIDEREG sind Optionen, mit denen der Effekt der Polbewegung
korrigiert werden kann. POLTIDEREG wird nicht verwendet, da es sich um die Regression
der aus den vom International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS) zur
Verfügung gestellten Polkoordinaten berechnete Schwereeffekt an die Messdaten handelt
und die betrachteten Zeitreihen nicht lang genug sind, um eine sinnvolle Lösung zu liefern.
Daher wird POLTIDECOR = 1.16 gesetzt und der Schwereeffekt mit diesem festen Faktor
von den Daten abgezogen (Wziontek, pers. Gespräch, 2012). Die zuletzt eingeführten
Parameter zu verwenden ist nur sinnvoll, wenn nicht Hochpass gefiltert wird. Nach dem
Hochpassfiltern enthalten die Daten keine langperiodischen Anteile mehr und damit auch
nicht die Effekte der Polbewegung. Entsprechend werden diese Parameter nur gesetzt,
wenn kein Filter verwendet wird.

Anschließend werden über die WAVEGROUPI-Zeilen die Wellengruppen definiert. Die
ersten beiden Werte geben den Frequenzbereich der Wellengruppe in cpd an. Die beiden
darauf folgenden Angaben sind die Amplitudenfaktoren und Phasen mit denen die Analyse
vorgenommen werden soll. Sind bereits Gravimeterfaktoren an einer Station bekannt, so
können diese hier angegeben werde. Der Amplitudenfaktor, der bei der Analyse bestimmt
wird, sollte dann bei etwa eins liegen. Entsprechend können bekannte Phasenwerte ange-
geben werden, sodass die in der Analyse bestimmte Phase näher bei Null liegt als in einer
Analyse, bei der man keine bekannten Werte verwendet. In allen, in Verlauf dieser Arbeit
beschriebenen Fällen ist die Phase null und die Amplitude eins gesetzt. Zuletzt wird der
Name der Wellengruppe angegeben. Für jede Wellengruppe muss eine solche Zeile in der

Datei vorhanden sein.

Wie in 2.4 beschrieben, kann ein Regressionskoeffizient für äußere Einflüsse in einem gemeinsamen Ansatz mit den Gezeiten bestimmt werden. Dies geschieht in *Analyze* über METEOPARAM. In der entsprechenden Zeile muss die Nummer des Parameters angegeben werden, da die Anpassung mehrerer verschiedener Messungen möglich ist. Anschließend kann man, wie bei den Wellengruppen, einen bekannten Faktor angeben, mit dem die Messwerte multipliziert werden. Hier ist er allerdings eins. Dann folgt der Name der Messgröße und die Einheit des zu berechnenden Koeffizienten.

4.1.1.2. Datenfile

Die Messwerte werden aus einem Datenfile, ein Beispiel findet sich auf der CD, von *Analyze* eingelesen, wobei mehrere Spalten, zusätzlich zu den Schweredaten, mit Messwerten äußerer Einflussgrößen angegeben werden können. Abgesehen von den Messwerten im *Eterna*-Format, enthält es, wie im vorangegangenen Abschnitt erwähnt, einige weitere Parameter, die die Analyse beeinflussen können. Diese beginnen mit dem Namen des Instruments, in dem Beispiel ganz zu Beginn mit SG-056-G1. Dann folgt der Kalibrierungsfaktor, mit dem die Messwerte in Volt multipliziert werden müssen, damit man den entsprechenden Schwerewert verhält. Da in diesem Fall bereits Schweredaten vorliegen, ist dieser Faktor ein $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Es kann, als nächster Wert, eine Standardabweichung im Vorraus angegeben werden. Wenn dieser Faktor unbekannt ist, wird er eins gesetzt. Dann kann eine instrumentelle Zeitverschiebung in Sekunden gesetzt werden, die hier null ist. Zuletzt wird der in Abschnitt 4.1.1.1 bereits erwähnte Parameter gesetzt, der den Grad des Driftpolynoms angibt.

In der folgenden Zeile wird der Beginn der Messwerte mit '77777777' angezeigt. Die dahinter stehenden Parameter sind die Offsetwerte der jeweiligen Spalten, auf die dazugehörige Spalte angewendet werden. Sie werden hier meist null gewählt, da für die in Kapitel 5.1.1 beschriebenen Daten von SG-056 kein entsprechender Wert angegeben ist. Ein Test mit einem angenommenen Wert von 9.5 s zeigt, dass sich dies in der Gezeitenanalyse lediglich zu kleinen Änderungen der sich ergebenden Phasen führt, die in dieser Arbeit nicht betrachtet werden.

Die Angabe von '99999999' markiert das Ende eines Datenblocks, '88888888' das Ende der Datei.

Im mittleren Teil der Beispieldatei wird dargestellt, wie eine Lücke in den Daten angezeigt werden muss. Die Bedeutung der Parameter ist die selbe, wie oben beschrieben und entspricht dem Ende des einen und dem Beginn des anderen Datenblocks. Es können mehrere solcher Blöcke in einem Datensatz definiert werden.

4.1.1.3. Ausgabe

Die Ausgabedatei mit der Endung 'prn' enthält viele Informationen zur Analyse. Neben der Datei mit den Inputparametern werden Angaben zu den einzelnen Rechenschritten gemacht. Hier ist aber vor allem der Abschnitt mit den Analyseergebnissen interessant, für welchen ein Beispiel auf der beiliegenden CD zu finden ist.

Der mit 'Adjusted tidal parameters' beginnende Absatz zeigt eine Tabelle mit den Gravimeterfaktoren und Phasen sowie den Standardabweichungen für jede Wellengruppe, die zunächst durch die ersten beiden Spalten definiert wird und den Angaben aus dem ini-File entsprechen. Es folgt der Name der Wellengruppe und die für sie berechnete theoretische Amplitude für eine starre Erde. Sie entspricht also der Anregung durch die Gezeitenkräfte. Zusammen mit dem Gravimeterfaktor kann daraus die Amplitude der an die Messdaten angepassten Wellengruppe berechnet werden. Die siebte Spalte gibt die dazugehörige Phasenverschiebung und die sechste sowie die achte Spalte, die zu Amplitude und Phase gehörenden Standardabweichungen.

Unterhalb der eben beschriebenen Tabelle folgen verschiedene weitere Parameter. Dies sind zunächst die Regressionskoeffizienten für die zusätzlichen Kanäle, meistens nur für den Luftdruck. Dabei wird die Nummer, der Regressionskoeffizient, die zugehörige Standardabweichung, der Name und die Einheit der zusätzlichen Messgröße angegeben. Falls doch mehrere äußere Einflussgrößen in die Regression einbezogen werden, gibt *Analyze* die Korrelationsmatrix für diese aus, wie es in dem Beispiel zu sehen ist.

Die nächste Tabelle enthält die Koeffizienten der Tschebyscheff-Polynome, falls sie zur Eliminierung der Drift herangezogen wurden. Die ersten beiden Spalten zeigen die Nummer des Datenblocks, für den das Polynom bestimmt wurde und seinen Grad an. Dann folgt die Ausgabe des Regressionkoeffizienten und der Standardabweichung, jeweils mit der dazugehörigen Einheit.

Unter 'standard deviation of weight unit' wird der RMS-Wert des Residuums angegeben und darunter, falls mehrer Blöcke existieren, für jeden 3 Zeilen mit der Nummer, dem maximalen Wert des Residuums und dem RMS-Residuum des jeweiligen Blocks. Der RMS-Wert entspricht quasi der minimierten Gleichung (2.15) für die konkrete Analyse und ist so ein Maß für die Größe der Residuums. Es hat die Einheit $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Je kleiner das RMS-Residuum ist, desto größer sind die Anteile der Messdaten, die durch die Modellgleichung und die in der Analyse bestimmten Parameter beschrieben werden.

In der Datei mit der Endung 'res' werden dann die mittelwertfreien, ggf. gefilterten Messwerte von Schwere und zusätzlicher äußerer Größen sowie das Residuum ausgegeben, in der selben Form, wie in Abschnitt 4.1.1.2 beschrieben.

4.1.2. *Predict*

Predict berechnet theoretische Gezeitenbeschleunigungen für einen angegebenen Zeitraum. Dazu wird das in Kapitel 2.3 eingeführte Gezeitenpotential auf Basis des Gezeitenkatalogs von Hartmann und Wenzel (1995a,b) und das Erdmodell, die in Abschnitt 4.1.1 bereits erwähnt wurden, verwendet.

Wie bereits in 4.1.1.1 angesprochen kann für *Predict* die selbe Datei wie bei *Analyze* für die Input-Parameter verwendet werden. Die Bedeutung der einzelnen Variablen bleibt dabei gleich. Hinzu kommt noch die Angabe des Zeitpunkts, ab wann die Gezeiten berechnet werden sollen, über INITIALLEPO und Länge der berechnenden Zeitreihe in Stunden über PREDICSPAN.

Die Wellengruppen werden auf die selbe Weise wie in *Analyze* mit WAVEGROUPI definiert, allerdings heißt der Parameter hier TIDALPARAM. *Predict* berechnet dann die jeweilige Wellengruppe mit den Gravimeterfaktoren aus das Erdmodell (Dehant, 1987) für den angegebenen Gravimeterfaktor.

Das Filtern, die Bestimmung des Driftpolynoms und des Regressionskoeffizienten für zusätzliche Messgrößen spielen für die Berechnung der Gezeitenbeschleunigungen keine Rolle, daher werden die dazugehörigen Variablen in *Predict* nicht verwendet.

Die berechnete Zeitreihe wird dann in einer Datei, mit der Endung 'prd' im selben Format, wie das Datenfile, das ist *Analyze* eingelesen und in Abschnitt 4.1.1.2 beschrieben wird, gespeichert.

4.2. *Tsoft*

Das Programm *Tsoft* 2.1.15 (van Camp und Vauterin, 2005) wird zur Darstellung der verschiedenen Zeitreihen verwendet. Es bietet einem Vielzahl von Möglichkeiten, die eingelesenen Daten zu bearbeiten. Hier werden nun die in dieser Arbeit verwendeten vorgestellt, wobei die Informationen dazu aus dem Handbuch zu *Tsoft* (Vauterin und van Camp, 2011) stammen. Es wird hauptsächlich über die graphische Oberfläche gearbeitet, d.h. die entsprechenden Funktionen werden mit der Maus ausgewählt.

Zum Einlesen und Speichern der Daten ist lediglich anzumerken, dass in *Tsoft* verschiedene Datenformate verwendet werden können. Abgesehen vom zum Programm gehörenden *Tsoft*- und dem *Eterna*-Format, kann unter Angabe des Startdatums und der Sampling-Rate ein beliebiges Datenfile eingelesen werden, solange die einzulesenden Werte einer Größe in einer Spalte stehen. Dazu muss angegeben werden, welche Spalten eingelesen werden sollen. Das Speichern ist im *Tsoft*- und im *Eterna*-Format möglich.

Im ersten Menüpunkt 'File' werden die Funktionen 'Change sample rate' und 'Shift sample frame' angeboten. Mit ersterer kann die Sampling-Rate geändert werden, mit letzterer der Abtastzeitpunkt, also die Uhrzeit, bei der ein Abtastwert liegt. Beide Funktionen werden hier nicht für Gezeitenbeschleunigungen verwendet. Für eine Änderung der Sampling-Rate der Gravimeterzeitreihe liegen keine Gründe vor. Im Fall des Abtastzeitpunkts zeigt sich, dass die dort verwendete lineare Interpolation zu unterschätzten Gezeitenamplituden führt. Daher werden anderen Vorgehensweise bevorzugt, wie in Kapitel 10.2.3 ausgeführt wird. Im Fall der in Kapitel 5.4 eingeführten Korrekturmodelle wurden sie jedoch verwendet.

Unter 'Calculate' finden sich die Funktionen 'Eveluate expression' und 'Eveluate spectrum'. 'Eveluate expression' bietet die Möglichkeit, einfache Rechenoperationen mit den eingelesenen Daten durchzuführen, z.B. die Summe oder das Produkt verschiedener Spuren zu bilden. Dabei wird der eingegebene Ausdruck auf jeweils die Werte der einzelnen Kanäle angewendet, die beim selben Zeitpunkt liegen. Mit 'Eveluate spectrum' kann ein Spektrum über eine schnelle Fouriertransformation (Fast Fourier Transform, FFT) berechnet werden. Dabei muss ausgewählt werden mit welcher Einheit die Frequenz dargestellt werden soll. Hier ist dies immer cpd. *Tsoft* bietet die Möglichkeit das Spektrum in eine Text-Datei zu speichern, die hier für alle Spektren verwendet wird. Leider ist nicht klar, Art von Spektrum hier berechnet wird. Daher werden im Verlauf der Arbeit nur normierte Spektren dargestellt. Da jedoch lediglich der Frequenzgehalt bzw. das Verhältnis der Amplituden untereinander betrachtet wird und nicht die absoluten Beträge der auftretenden Peaks, ist dies ein geeignetes Vorgehen. Die Normierung wird mit Hilfe des Programms *norm_spec_vgl.m*, das in Abschnitt 4.3.3.3 beschrieben, wird durchgeführt.

4.3. Matlabprogramme

Im Verlauf der Auswertung werden einige, von mir mit Matlab geschriebene Programme verwendet, die im folgenden vorgestellt werden und auf der beiliegenden CD zu finden sind (siehe Anhang D).

4.3.1. Gleitende Analyse

Hier werden die Programme vorgesehlt, die im Zusammenhang mit der gleitenden Analyse verwendet werden.

4.3.1.1. *ga.m*

ga.m ermöglicht es einen Datensatz im *Eterna*-Format mit *Analyze*, das in Abschnitt 4.1.1 beschrieben wird, gleitend zu analysieren. Auf die gleitende Analyse wird in Kapitel 7 näher eingegangen. Der Datensatz in einem Abtastintervall von 3600 s vorliegen.

Im Programm muss bei 'projectname' der Name des Analyseprojekts, bei 'channels' die Anzahl der im Datenfile vorhandenen Channels, bei 'windowlength' die Länge des Analysezeitfensters, bei 'windowdistance' der Abstand zwischen den einzelnen Analysen und bei 'nowg' die Anzahl der im ini-File, das in Abschnitt 4.1.1.1 beschrieben wird, definierten Wellengruppen angegeben werden. Außerdem wird über 'timelag' die in Abschnitt 4.1.1.2 beschriebene Zeitverschiebung angegeben. Das Programm muss in einem Ordner ausgeführt werden, in dem alle Dateien zum Ausführen von *Analyze*, wie in Abschnitt 4.1.1

beschrieben, vorliegen, da *Analyze* von *ga.m* aufgerufen wird. Die Einstellungen für die Analyse müssen in dem dazugehörigen ini-File bereits angegeben werden.

ga.m liest dann den Datensatz ein und teilt ihn entsprechend der Angaben, die im Programm gemacht wurde in Stücke, die einzeln analysiert werden. Die Analyse an sich wird in der Funktion *eterna_analyze.m* ausgeführt. Für jeden Einzelanalyse wird ein Ordner angelegt, der nach den Startdatum in der Form 'AAAAMMDD', A auf jeweils eine Ziffer der Jahreszahl, M auf jeweils eine des Monats und D auf jeweils eine des Tages des Startdatums des entsprechenden Zeitfensters benannt wird. Dann werden die Gravimeterfaktoren, das RMS-Residuum und der meteorologische Parameter aus der Ausgabedatei von *Analyze* herausgeschrieben und in einzelnen entsprechenden Textdateien im Ordner, in dem *ga.m* ausgeführt wird, bzw. im Ordner der Einzelanalyse gespeichert. Ersteres trifft auf die Gravimeterfaktoren zu, die in einer Datei mit dem Name *gf_AAAAMMDD* abgelegt werden. Dabei wird, entsprechend der obigen Angabe, das Startdatum der Einzelanalyse eingesetzt. Das RMS-Residuum befindet sich dann im Ordner der Einzelanalyse in der Datei *rms.dat* und der meteorologische Parameter in *meteoparam.dat*.

ga.m ermöglicht auch die Analyse von Datensätzen mit Lücken. Die Zeitfensterlänge wird dann so berechnet, als würde sich keine Lücke in den Daten befinden. Außerdem muss angemerkt werden, dass das Herausschreiben der Daten nur funktioniert, wenn der Startfrequenzwert der ersten Wellengruppe mit dem in *eterna_analyze.m* übereinstimmt. Im Zusammenhang mit dieser Arbeit wird er in Kapitel 8 geändert und zwar in den Fällen in den nicht gefiltert wird, sondern zusätzlich die Wellengruppe *long* eingeführt wird, die mit einer niedrigeren Frequenz als das davor verwendete *Q1* beginnt.

4.3.1.2. *ga_tl2.m*

ga_tl2.m ist eine Version von *ga.m*, das in Abschnitt 4.3.1.1 beschrieben wird, bei der für die in Abschnitt 4.1.1.2 erwähnte Zeitverschiebung im Datenfile von *Analyze*, zwei unterschiedliche Werte gesetzt werden können, falls diese sich innerhalb des Datenfiles ändert. Dazu müssen zusätzlich zu den für *ga.m* beschriebenen Größen mit 'timelag2' der neue Wert der Zeitverschiebung und 'timelag2_date' der Zeitwert des Samples, ab dem der neue Zeitwert gilt, in einem Zeilenvektor mit zwei Einträgen gesetzt werden. Die Form des Datums entspricht dabei der im Abschnitt 4.3.1.1, die der Uhrzeit 'HHmmSS', wobei H jeweils eine Ziffer der Stunde, m eine der Minute und S eine der Sekunde angibt. *ga_tl2.m* verwendet die dazu gehörende Funktion *eterna_analyze_tl2.m*.

4.3.1.3. *m2_plot.m*

Um den Ergebnisse aus *ga.m* bzw. *ga_tl2.m*, das in Abschnitt 4.3.1.1 bzw. 4.3.1.2, beschrieben wird, ein Datum in der Mitte des Zeitfensters der Einzelanalyse zuzuordnen und die einzelnen Gravimeterfaktoren, RMS-Werte und meteorologischen Parameter in gemeinsame Datei zu speichern, wird *m2_plot.m* verwendet. Es muss im selben Ordner wie die gleitende Analyse ausgeführt werden. Dazu müssen im Programm über 'noa' die Anzahl der Einzelanalysen innerhalb der gleitenden Analyse und über 'startdate' in der Form 'AAAAMMDD', entsprechend der Beschreibung in Abschnitt 4.3.1.1 das Startdatum des ersten Zeitfensters angegeben werden. Die Variablen 'nowg', 'windowlength', 'windowdistance' und 'channels', werden ebenfalls benötigt und entsprechen der Beschreibung in Abschnitt 4.3.1.1. Die Gravimeterfaktoren einer Wellengruppe liegen dann in einer Dateien mit dem Name *gf_zz.dat* im *Eterna*-Format vor, wobei ihnen abgesehen vom Datum in der Mitte des Zeitfensters die Uhrzeit 12:00:00 Uhr zugeordnet wird. *zz* bezeichnet Zahlen, die den Wellengruppen zugeordnet werden, beginnend bei 01 mit der Wellengruppe, die die niedrigsten Frequenzen enthält, aufsteigend zu 'nowg' für die mit den größten Frequenzen. Die RMS-Werte befinden sich in einer Dateien names *rms.dat* und der meteorologische Parameter in einer names *meteoparam.dat*. Ihnen wird der Zeitwert im *Eterna*-Format

zugeordnet, dem rms-Wert nur das Datum und dem meteorologischen Parameter außer dem Datum der Zeitwert 12:00:00 Uhr, aber die Datei selbst liegt nicht im *Eterna*-Format vor.

4.3.1.4. *gf_mean.m*

gf_mean.dat liest die Gravimeterfaktoren aus den Dateien, die man mit *m2_plot.m* erhält, ein, berechnet ihren Mittelwert und zieht ihn von den eingelesenen Werten ab. Dazu müssen die Variablen 'projectname' und 'channels', wie in Abschnitt 4.3.1.1 beschrieben gesetzt werden. Das Ergebnis wird in einer Datei mit dem Namen 'projectname'_mean.dat gespeichert. Es wird dabei ein Zeitwert im *Eterna*-Format zum entsprechenden Wert zugeordnet, aber die Datei selbst liegt nicht in diesem Format vor.

4.3.2. Modellierung des Schwereeffekts des lokal gemessenen Niederschlags

Hier werden nun die Programme beschrieben, die im Zusammenhang mit den lokalen Niederschlagsmessungen verwendet werden.

4.3.2.1. *regensumme.m*

regensumme.m berechnet die kumulative Summe von der Regenmenge für bestimmte Zeitbereiche. Dabei muss im Programm das Zeitfenster in Minuten, über das summiert werden soll, mit 'timewindow' angegeben werden. Das sind in dem hier vorliegenden Fall 60 Minuten. Die Regenmengen, die pro Minute vorliegen, werden zunächst mit Hilfe von *Tsoft* ins *Eterna*-Format gebracht, was bedeutet, dass ihnen auch der entsprechende Zeitwert zugeordnet wird. Nach Entfernen des Headers können sie in *regensumme.m* eingelesen werden. Dann wird für jedes Zeitfenster die kumulative Summe gebildet und ihm der Zeitwert im *Eterna*-Format am Ende des Zeitfensters zugeordnet. Die Daten werden anschließend in die Datei rain.dat gespeichert.

4.3.2.2. *rain_convolution.m*

rain_convolution.m ist eine abgeänderte Version eines von M. Westerhaus zur Verfügung gestellten Programms, die den Schwereeffekt der lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechnet. Dabei wird beim Ausführen des Programms abgefragt, welche Werte für die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 , der Bedeutung in Kapitel 5.3.2 beschrieben wird, angenommen werden sollen. Dann wird die sich aus *Regensumme* ergebende Datei rain.dat eingelesen und mit Hilfe des in Gleichung (5.1 in Kapitel 5.3.2 dargestellten Ansatzes, der Schwereeffekt berechnet. Das Ergebnis wird mit den entsprechenden Zeitwerten in die Datei *rain_out.dat* im *Eterna*-Format geschrieben.

4.3.2.3. *tau1tau2.m*

Mit *tau1tau2.m* wird ein Grid Search durchgeführt, bei dem für alle im angegebenen Bereich liegenden Werte vom τ_1 und τ_2 der Schwereeffekt berechnet und durch die Regression als zusätzlicher meteorologischer Parameter in *Eterna* bei der Gezeitenanalyse an die Schweredaten angepasst wird.

Zunächst muss 'projectname', wie bereits in Abschnitt 4.3.1.1 beschrieben, angegeben werden, ebenso wie die Wertebereiche für τ_1 und τ_2 , die über den ersten und letzten Wert, die für die beiden Größen verwendet werden sollen, in den Zeilenvektoren 'tau1_range' und 'tau2_range' definiert werden. Die Schrittweite, in der einzelne Analysen für Regenmodelle mit unterschiedlichen Zeitkonstanten durchgeführt werden, sind über 'delta_tau1' und 'delta_tau2' anzugeben. Dann wird zunächst die von *regensumme.m* ausgegebene Datei rain.dat eingelesen. Mit Hilfe der Funktion *rain_conv.m* wird der Schwereeffekt berechnet und gemeinsam mit den zuvor eingelesenen Schwere- und Luftdruckdaten, in eine

Datei mit dem Namen `projectname.dat` im *Eterna*-Format gespeichert, wobei der zuvor angegeben Projektname eingesetzt wird. Anschließend wird die Gezeitenanalyse durchgeführt. Daher müssen in dem Ordner, in dem `tau1tau2.m` ausgeführt wird, wie im Fall des in Abschnitt 4.3.1.1 beschriebenen *ga.m*, alle Dateien, die zum Ausführen von *Analyze* benötigt werden vorliegen. Die einzelnen Analysen unter Verwendung eines für bestimmte Werte von τ_1 und τ_2 berechneten Schwereeffekts, werden in eigenen Ordnern mit dem Namen `tau1z.zzttau2zzz` gespeichert. *z* meint dabei die einzelnen Ziffern, der verwendeten τ_1 und τ_2 . Die RMS-Werte, die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen SA bis MTM sowie die Regressionsfaktoren für den Luftdruck und den modellierten Schwereeffekt aus den lokalen Niederschlagsmengen der Einzelanalysen werden dann mit den dazugehörigen Werten von τ_1 und τ_2 in die Dateien `rms.dat`, `gf.dat`, wobei `gf` meint, dass der Name der Wellengruppe des entsprechenden Gravimeterfaktors angegeben wird, `meteoparam.dat` und `hydroparam.dat` in dem Ordner, in dem `tau1tau2.m` ausgeführt wird, gespeichert.

4.3.2.4. *result_plot.m*

Das Programm *result_plot.m* dient dazu die Ergebnisse aus `tau1tau2.m`, das in Abschnitt 4.3.2.3 beschrieben wird, über die dazugehörigen Werte von τ_1 und τ_2 darzustellen. Dazu werden die von `tau1tau2.m` ausgegebenen Dateien eingelesen und Plots für jede erstellt. Daher muss *result_plot.m* im selben Ordner ausgeführt werden wie `tau1tau2.m`. Zusätzlich erfolgt die Ausgabe des kleinsten RMS-Resiuums.

4.3.3. Weitere Programme

Die folgenden Programme können keiner bestimmten Berechnung zugeordnet werden, finden aber an verschiedenen Stellen Verwendung.

4.3.3.1. *drift_polynom.m*

Um das von *Analyze* bestimmte Driftpolynom berechnen, wird *drift_polynom.m* verwendet. Dazu müssen im Programm die Koeffizienten, die *Analyze* bestimmt, unter 'd1', 'd2' und 'd3' angegeben werden. 'd1' entspricht dem Koeffizient mit dem niedrigsten Grad, 'd3' dem mit den höchsten. Entsprechend können mit *drift_polynom.m* nur quadratische oder Polynome kleineren Grades berechnet werden.

Die Berechnung des Polynoms findet dann nach dem in Gleichung 2.18 in Kapitel 2.4 gegebenen Ansatz statt. Das Ergebnis wird ohne Zeitwerte in die Datei `drift.dat` geschrieben. Die Zuordnung der zugehörigen Zeitpunkte geschieht mit *Tsoft*.

4.3.3.2. *new_date.m*

Die Funktion *new_date.m* dient dazu einen neuen Zeitwert in einem bestimmten Abstand zu einem bekannten als Zahl im *Eterna*-Format zu berechnen. Der Abstand muss in Tagen angegeben werden. Der Rückgabewert ist dann der neu berechnete Zeitpunkt. Diese Funktion wird in mehreren Programmen, z.B. in den Versionen der Programme für die gleitende Analyse in Abschnitt 4.3.1, verwendet.

4.3.3.3. *norm_spec_vgl.m*

norm_spec_vgl.m dient dazu, die mit *Tsoft*, das in Abschnitt 4.2 beschrieben ist, berechneten Spektren auf bestimmte Wert zu normieren. Dazu muss unter 'projectname' der Name der Datei, in der sich das zu normierende Spektrum befindet, ohne Endung, die aber `txt` sein muss, angegeben werden. Es besteht dann die Möglichkeit entweder über das setzen des Wertes `a` auf 1 mit dem Maximum des Spektrums, das dann auch ausgegeben wird oder über die Wahl `a = 0` und die Angabe eines festen Wertes unter 'norm_faktor' mit diesem zu normieren. Das normierte Spektrum liegt dann mit den dazugehörigen Frequenzwerten in der Datei `projectname_norm.txt`.

4.3.3.4. *predict_sf_change.m*

Da das in Kapitel 4.1.2 beschriebene Programm *Predict* Gezeiten mit einem Abtastintervall von einer Stunde nur Werte zur vollen Stunde berechnet, im Fall der hier verwendeten Messdaten, die in Kapitel 5.1.1 beschrieben werden, die Werte aber auf der 24. Minute jeder Stunde liegen, wird das Programm *predict_sf_change.m* benötigt. Es schreibt aus mit *Predict* berechneten Minutendaten den Wert beim gesuchte Zeitpunkt heraus. Dieses vorgehen ist nur bei synthetischen Gezeiten empfehlenswert, da hier keine Aliasing-Effekte auftreten können. Die einzulesend Datei ist direkt die Ausgabe von *Predict* mit der Endug *prd*, wobei entsprechend der beschreiben in Abschnitt 4.3.1.1 'projectname' zusetzen ist. 'new_time' dient der Definition des neuen Abtastzeitpunkts, wobei die Minute, auf der die Daten liegen sollen, anzugeben ist. Die neuen Stundendaten werden dann mit den dazugehörigen Zeitwerten in die Datei *projectname_intp.dat* im *Eterna*-Format gespeichert.

5. Daten und Modelle

In diesem Abschnitt werden die verwendeten Modelle und Daten sowie ihre Vorprozessierung beschrieben. Alle Datensätze sind auf der beiliegenden CD zu finden (siehe dazu Anhang *D*).

5.1. Gravimeterdaten

5.1.1. Supraleitendes Gravimeter SG-056

Die Messwerte des supraleitenden Gravimeters werden mit einer Sampling-Rate von 1 s aufgezeichnet. Die Datensätze für die beiden Sensoren, die zur Verfügung standen, beginnen am 27.11.2009 um 21:24:00 Uhr und enden am 31.12.2011 um 21:24:00 Uhr. Die Prozessierung wurde von R. Widmer-Schmidrig (pers. Gespräch, 2013) durchgeführt.

Nach dem Zusammenstellen der Gravimeter- und Luftdruckmesswerte, werden zunächst Datenstücke von je einem Monat, die zusätzlich den letzten Tages des vorangegangenen und dem ersten des folgenden Monats beinhalten, einzeln bearbeitet. Die Lücken in den vorliegenden Sekundendaten, die nicht länger als ein Sample sind, werden linear interpoliert. Bei Datenpunkten mit dem selben Zeitstempel wird der zu den benachbarten Werten besser passende manuell ausgewählt. Anschließend folgt nach einer Tiefpassfilterung (phasenfreier FIR-Filter) die Dezimierung auf ein Abtastintervall von 60 s. Mit *remtid* wird ein Gezeitenmodell aus 22 Tiden an die Gravimeterdaten angepasst. Wird dieses von den Schwerewerten subtrahiert, werden Störungen des Datensatzes sichtbar. Dies sind z.B. Stellen an denen das Messgerät wegen starker Erdbeben übersteuert wurde. Diese werden je nach Dauer ihres Auftretens interpoliert oder an ihrer Stelle Flagwerte gesetzt und somit als Lücke behandelt. Anschließend muss das Gezeitenmodell wieder zu den manipulierten Daten hinzuaddiert werden. Durch das Aneinanderfügen der einzelnen Monatszeitfenster ergibt sich der gesamte Datensatz.

Der Schritt der zuvor mit *remtid* gemacht wurde, wird nun mit dem Programm *ETGTAB* unter Berücksichtigung des Luftdrucks wiederholt und die noch übriggebliebenen Störungen, wie oben beschrieben, editiert. Nachdem das mit *ETGTAB* abgezogene Modell wieder hinzuaddiert wird, erfolgt eine erneute Tiefpassfilterung und Dezimierung auf eine stündliche Abtastrate, auf die selbe Weise wie oben.

5.1.2. GGP-Daten

In Kapitel 7 werden zum Vergleich Schwere- und Luftdruckdaten anderer supraleitender Gravimeter herangezogen, die über das Global Geodynamics Project¹ zu Verfügung stehen. Es werden bereits vorprozessierte Datensätze der Jahre 2010 und 2011 der Stationen Membach, Moxa, Bad Homburg, Straßburg und Sutherland verwendet, bei den Doppelkugelinstrumenten in Moxa und Sutherland jeweils nur die des unteren Sensors. Da diese Daten bereits durch die Stationsbetreiber vorprozessiert werden und im *Eterna*-Format vorliegen, können sie ohne weiteres verwendet werden.

5.2. Polkoordinaten des IERS

Für die Berechnung und Eliminierung des Effekts der Polbewegung werden Polkoordinaten des IERS, wie bereits in Kapitel 4.1.1.1 erwähnt, verwendet. Der verwendete Datensatz heißt EOP 08 C04 (IAU1980)². Eine genaue Beschreibung liefern z.B. C Bouzard und D. Gamis (2009).

5.3. Gemessene Niederschlagsmengen

5.3.1. Daten

Am BFO werden auch Niederschlagsmengen registriert, die in mm pro Minute vorliegen. Um sie, wie die Daten des supraleitenden Gravimeters, in einem stündlichen Abtastintervall verwenden zu können, werden jeweils die Werte einer Stunde aufsummiert. Dabei liegt der neue Wert immer bei der 24. Minute jeder Stunde. Es werden also die Messdaten des Regenmessers, im selben Zeitraum, in dem auch die Daten des supraleitenden Gravimeters vorliegen, vom 27.11.2009 20:23:30 bis zum 31.12.2011 15:23:30 verwendet. Die wurde mit dem Programm von mir geschriebenen Programm *regensumme.m* realisiert, das auf der belegten CD zu finden und in Kapitel 4.3.2.1 beschrieben ist. Dieses Vorgehen führt zu einer Zeitverschiebung zu den Schweredaten von einer halben Stunde, da die Regenmengen nicht wie die Schweredaten behandelt werden. Beim Vergleich mit den Schweredaten sollten daher keine zeitlichen Abweichungen interpretiert werden.

Es ist zu beachten, das der Datensatz des Regenmessers Lücken, Störungen und Kalibrierungen enthält, die z.T. nicht genau bekannt sind. Die entsprechenden Zeiträume, soweit sie eingegrenzt werden können, werden nicht zur Interpretation herangezogen. Aus den Laborbüchern des BFO geht hervor, dass die der Regenmesser vom 28.01.2010 bis zum 01.02.2010 einen Defekt hatte und die Messwerte in diesem Zeitraum daher nicht korrekt sind. Ein Lücken tritt vom 19.02.2010 bis 01.03.2010 auf, nach der vermutlich eine Kalibrierung durchgeführt wurde, deren Datum nicht vermerkt wurde. Störungen, deren genaue Dauer nicht bekannt sind, treten vor dem 9.11.2010 und dem 18.10.2011 auf. Vom 17.12.2011 bis 21.12.2011 existiert eine weitere Lücke.

5.3.2. Schwerewirkung des lokalen Regens

Die gemessenen Niederschlagsmengen können zur Korrektur der Schweredaten herangezogen werden. Sie beinhalten zwar nur Informationen über ein eng begrenztes, sehr lokales Gebiet und können daher keine globalen Effekte erklären, aber sie beschreiben die tatsächlichen Verhältnisse am Standort wahrscheinlich genauer als ein von einem großräumigen Gitter abhängiges Modell. Außerdem ist zu erwarten, dass die lokalen Effekte auf Grund der Nähe zur Station den größten Einfluss haben.

¹<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html> (04.02.2013)

²<http://www.iers.org> (11.06.2012)

Um die Schwerewirkung der gemessenen Regenmenge zu berechnen, wird der Ansatz in Gleichung (5.1) aus einer Veröffentlichung von G. Harnisch und M. Harnisch (2006) verwendet. Er entspricht einer Faltung der Regenmenge mit zwei Exponentialfunktionen, die das Eindringen des Wassers in der Zeit τ_1 in den Untergrund und sein Abfließen in der Zeit τ_2 beschreiben, was der Annahme einer Bouguerplatte entspricht.

$$\Delta g_i = 2\pi G\rho \sum_{j=1}^{i-1} r_j \left(1 - \exp\left(-\frac{i-j}{\tau_1}\right)\right) \exp\left(-\frac{i-j}{\tau_2}\right) \quad (5.1)$$

Dabei ist r_j die gemessene Regenmenge der j -ten Stunde, G die Gravitationskonstante, ρ die Dichte des Wasser und Δg_i die resultierende Schwereänderung in der Stunde i . Die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 sind dabei empirische Größen, die gewählt werden müssen. Dies ist z.B. durch Erfahrungswerte, einen Grid Search oder einem visuellen Vergleich mit dem Residuum der Gezeitenanalyse möglich.

5.4. Korrekturmodelle

Korrekturmodelle können Schwereänderungen in Gravimeterzeitreihen, die von Massenumlagerungen, z.B. in der Atmosphäre, wie oben bereits beschrieben, verursacht werden, näherungsweise erklären und ihren Anteile in den Messdaten reduzieren. Die hier verwendeten Modelle werden in den folgenden Kapiteln dargestellt und ihre Berechnung sowie die in sie eingehenden Daten beschrieben.

5.4.1. Atmospheric attraction computation service (atmacs)

Der Atmospheric attraction computation service vom Bundsamt für Kartographie und Geodäsie bietet modellierte Schwereänderungen an, die durch Massenbewegungen der Atmosphäre und durch sie hervorgerufene Umlagerungen des Ozeans entstehen. Basierend auf Modellen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) werden Berechnungen für ein lokales, ein regionales, ein globales und ein Auflastmodell durchgeführt, die in der Summe den Effekt auf das Gravimeter mit einer zeitliche Auflösung von sechs Stunden ergeben. In jedes Modell gehen unterschiedliche Annahmen und mathematische Methoden ein, die nun beschrieben werden sollen, wobei die Angaben dazu aus (Klügel und Wziontek, 2009) und der Internetseite von atmacs ³ stammen.

5.4.1.1. Das lokale Modell

Das lokale Modell beschreibt die Schwerewirkung der Atmosphäre in der direkten Umgebung der Gravimeterstation. In diesem Bereich kann die Ausdehnung der betrachteten Massen nicht vernachlässigt werden.

Die im Normalfall 9 angrenzenden Zellen des durch das verwendete COSMO-EU-Modell des DWD vorgegebenen Gitters, dessen genaue Beschreibung im nächsten Abschnitt folgt, werden durch einen Zylinder mit der selben Grundfläche ersetzt. Da die Schwerewirkung einer Zylinderscheibe analytisch berechnet werden kann, erfolgt eine Einteilung des Zylinders in vertikale Richtung entsprechend der Schichten im COSMO-EU. Die Dichte der Luft wird für jede Schicht in Abhängigkeit des Luftdrucks an der Erdoberfläche und der virtuellen Temperatur T_v unter der Annahme, dass sich die Luft, wie ein ideales Gas verhält, berechnet:

³<http://atmacs.bkg.bund.de/docs/models.php> (15.05.2012)

$$\rho = \frac{p_{bot} + p_{top}}{2RT_v} \quad (5.2)$$

Dabei ist $R = 287 \frac{\text{J}}{\text{kg}\cdot\text{K}}$ die Gaskonstante für trockene Luft und p_{bot} und p_{top} jeweils der Luftdruck an Unter- und Obergrenze der Schicht, die sich mit Gleichung 5.3 beginnend mit dem Luftdruck an der Erdoberfläche berechnen lassen:

$$p_{top} = p_{bot} \exp\left(-\frac{g \cdot (z_{top} - z_{bot})}{RT_v}\right) \quad (5.3)$$

z_{top} und z_{bot} geben die Höhe der Ober- und Untergrenze der Zylinderscheibe an.

Die virtuelle Temperatur entspricht derjenigen, die trockene Luft haben müsste, um die selbe Dichte wie feuchte Luft bei einer bestimmten Temperatur aufzuweisen.

Die Summe der Gravitationsbeschleunigungen, die die einzelnen Zylinderscheiben am Beobachtungspunkt verursachen, ergibt dann den Effekt des lokalen Modells.

5.4.1.2. Das regionale Modell

Das regionale Modell basiert, im für diese Arbeit relevanten Zeitraum, auf COSMO-EU des DWD, das auch für das lokale verwendet wird. Es handelt sich dabei um ein nicht hydrostatisches, kompressibles Modell. Der Abstand der Gitterpunkte beträgt sieben Kilometer, die Zellen sind ungefähr gleich groß. Es besteht aus 40 Schichten mit variierender Dicke, wobei es bei einer konstanten Höhe von 23.6 km begrenzt ist. Für die Berechnungen werden der Luftdruck, die Temperatur und die spezifische Luftfeuchtigkeit verwendet.

Die Annahmen, die im vorangegangenen Abschnitt beim lokalen Modell für den Luftdruck und die Temperatur getroffen wurden, gelten auch hier. Da das regionale Modell vom Rand des lokalen bis etwa zehn Grad Entfernung von der Gravimeterstation reicht und die betrachteten Massen somit in größerer Distanz liegen, kann man ihre Ausdehnung vernachlässigen und sie in der jeweiligen Gitterzelle als Punktmasse nähern. Über geometrische Überlegungen wird die Distanz zwischen der Punktmasse und dem Beobachtungspunkt berechnet, wobei die Topographie der Erdoberfläche aus dem meteorologischen Modell eingeht.

5.4.1.3. Das globale Modell

In dem Zeitraum, der diese Arbeit betrifft, geht in das globale Modell der Oberflächenluftdruck bis zum 01.02.2010 aus dem GME192- und ab dem 02.02.2010 aus GME256-Modell des DWD ein. Da GME265 eine größere Anzahl Gitterpunkte besitzt, betragen die mittleren Abstände zwischen ihnen 30 km, anstelle von 40 km, wie in GME192. Die Höhe wird in beiden Fällen durch das 'zero pressure level', also der Höhe ab der der Luftdruck näherungsweise Null gesetzt werden kann, begrenzt, das für GME192 bei ca. 30 km, für GME256 ca. 36 km liegt. Es findet eine vertikale Unterteilung in 40 (GME192) bzw. 60 (GME256) Schichten statt, die durch den Druck definiert werden.

Im globalen Modell wird, auf Grund des großen Abstands, die Masse der Atmosphäre in einer Zelle des Gitters als Punktmasse auf der Erdoberfläche angenommen und somit ihre vertikale Ausdehnung vernachlässigt. Die Masse und damit ihre Gravitationsbeschleunigung kann dann als Funktion des Luftdrucks an der Erdoberfläche berechnet werden.

5.4.1.4. Auflastmodell

Der Auflasteffekt wird über die Greensfunktion nach (Farrell, 1972) sowohl für die Massenumlagerungen in der Atmosphäre als auch durch sie hervorgerufenen Massenbewegungen im Ozean bestimmt. Dabei werden die elast. Parameter aus dem PREM-Modell

verwendet und angenommen, dass eine Änderung des Luftdrucks eine direkte statische Änderung des Meeresspiegels verursacht, sodass keine Änderungen des Drucks am Ozeanboden auftreten.

5.4.2. Global Geodynamics Project (GGP)

Vom Global Geodynamics Project stehen mehrere Korrekturzeitreihen zur Verfügung gestellt. Es werden Schwereänderung durch die Atmosphäre, den Ozean und die Hydrologie modelliert, wobei zu beachten ist, dass die ozeanische Korrektur nur durch die Atmosphäre verursachte Effekte berücksichtigt und ausschließlich in Kombination mit der atmosphärischen vorliegt.

Für jeden der drei Effekte wird, jeweils für ein Samplingintervall von drei und sechs Stunden, ein lokaler und ein globaler Anteil berechnet. Die Angaben zu den Modellen stammen, wenn nicht anders zitiert, von der Internetseite des GGP auf der die Daten zur Verfügung gestellt werden⁴.

Zur Übersicht zeigt Tabelle 5.1 die verwendeten Datensätze, benannt nach den Endungen der Dateien in denen sie vom GGP zur Verfügung gestellt werden sowie ihre räumliche und zeitliche Auflösung und das Datum, an dem der Download stattfand. Letzteres wird angegeben, da sich im Januar 2013 Änderungen im Angebot der Korrekturmodelle ergeben haben, sodass die hier verwendeten Zeitreihen z.T. jetzt nicht mehr zur Verfügung stehen.

Endung	Δt in h	Δx in $^\circ$	Download
atm	6	~ 0.70	26.06.2012
mog	6	0.50	06.06.2012
hyd	6	~ 0.70	18.06.2012
atm	3	~ 0.70	28.08.2012
mog	3	0.25	18.02.2013
gld	3	0.25	16.10.2012

Tabelle 5.1.: Räumliche und zeitliche Auflösung Δt in h und Δx in $^\circ$ der GGP-Modelle, sowie das Download-Datum.

Die verschiedenen Zeitreihen beinhalten verschiedene Massensystem bzw. verschiedenen unterschiedliche Näherungen.:

- atm: Beinhaltet die Schwereänderung, die durch die Massenverlagerungen in der Atmosphäre und durch Luftdruckschwankungen verursachte im Ozean entstehen. Für letzteren wird die Näherung des 'Inverted Barometer' angenommen, die in Abschnitt 5.4.1.4 erwähnt wird.
- mog: Beschreibt die selben Effekte wie atm. Für den Ozean wird allerdings das barotropische MOG2D-Ozean-Modell angenommen.
- hyd: Beinhaltet Schwereänderung, die von Massenunlagerung kontinentalen gespeicherten Wassers. Dabei werden die Dicke von Schneeschichten und Bodenfeuchtigkeit berücksichtigt. Permanente Eisbedeckung geht nicht mit ein, da sie schließlich keine Massenänderung verursacht.
- gld: Betrachtet die selben Effekte wie hyd. Zusätzlich werden Massenverlagerungen durch Wasser, das in Baumkronen gespeichert ist und z.B. nach Regenereignissen zeitlich verzögert zur Erde fällt, berücksichtigt.

⁴<http://loading.u-strasbg.fr/GGP/> (22.05.12 und 21.02.13)

Für den hier verwendeten Zeitbereich entsprechen die vor Januar 2013 bezogenen hyd- und mog-Modelle, den jetzt zur Verfügung stehenden, wobei im Falle der 3-stündigen mog-Daten die aktuellen verwendet werden, da sie zuvor nicht für die benötigten Zeitraum vorlagen. Dazu sei angemerkt, dass in der neueren Version der hydrologischen Daten zwei verschiedene Korrekturen mit der Endung hyd zu Verfügung stehen, denen unterschiedliche Daten zu Grunde liegen. Hier werden ausschließlich die verwendet, die auf den Daten des ERA-Interim Reanalyse-Projekts basieren.

Im Falle der atm-Korrektur treten Unterschiede zu aktuell verfügbaren Zeitreihen auf, die im Bereich von ca. 10^{-2} bis einige $\frac{nm}{s^2}$ liegen. Leider ist nicht ersichtlich, wie das zu Stande kommt.

Jedes Korrekturmodell besteht aus einem globalen und einem lokalen Anteil, die im Folgenden beschrieben werden.

5.4.2.1. Das globale Modell

Die Berechnung der globalen Anteile der Modelle unterscheiden sich für die betrachteten Massensysteme.

Atmosphäre und Ozean

Der Effekt der Auflast wird für die Atmosphäre und den Ozean, wie bei dem entsprechenden Modell von atmacs aus Kapitel 5.4.1.4, nach (Farrell, 1972) über die Faltung der Greensfunktion mit dem gesamten Druckfeld berechnet. Als gesamter Druck wird die Summe aus Luftdruck und dem Druck, der durch die Antwort des Ozeans auf Wetterphänomene entsteht, betrachtet (Boy et al., 2009). Ausgangspunkt sind für die Atmosphäre Luftdruckdaten des European Center of Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) aus dem ERA-Interim Reanalyse-Projekt. Es gilt die Näherung des s.g. pseudo-stratified model (Boy et al., 2002). Dabei wird angenommen, dass die Dichteänderungen der Atmosphäre mit der Höhe nur vom Luftdruck abhängen und der Einfluss der Temperatur, im Gegensatz zum regionalen atmacs-Modell, vernachlässigt. Die Höhe des atmosphärischen Modells ist laut (Boy et al., 2002) auf 20 km begrenzt.

Die Berechnung der Meeresspiegeländerungen aufgrund von Luftdruck und Wind, ebenfalls aus dem ERA-Interim Projekt, erfolgt unter Verwendung des barotropische MOG2D-Ozean-Modells (mog) bzw. der in Abschnitt 5.4.1.4 erwähnten 'Inverted Barometer' Näherung (atm). Die Masse des Ozeans wird wie die Atmosphäre in globalen Modell von atmacs in Abschnitt 5.4.1.3 als Punktmasse an der Erdoberfläche angenommen.

Für die Berechnung der direkte Newton'sche Anziehung werden nur Luftdruckdaten verwendet (Boy et al., 2009), wobei das pseudo-stratified model zu Grunde liegt. Sie erfolgt nach (Merriam, 1992) über die Faltung einer Newton'schen Greensfunktion mit dem Luftdruck (Boy et al., 2002).

Hydrologie

Die drei- und die sechsstündigen Hydrologiekorrektur hängt jeweils von unterschiedlichen Modellen ab, die verschieden Prozesse mit einbeziehen. Den sechsstündigen liegen Bodenfeuchtigkeitswerte und Dicken von Schneeschichten aus ERA-Interim zu Grunde, wobei, wie oben bereits erwähnt, permanente Eisbedeckung aus der Betrachtung ausgeschlossen werden, da sie keine Änderung der gespeicherten Massen darstellen. Die im Modell betrachtete Bodenschicht reicht bis 200 cm Tiefe.

Für die dreistündigen wird zusätzlich Kronenwasser, d.h. Wasser, dass in den Kronen der Bäume gespeichert wird und nicht direkt auf den Boden fällt, verwendet. Die Daten stammen dabei aus dem GLDAS-(Global Land Data Assimilation System)Modell, dass den den Untergrund in einem Bereich von 0 bis 255 cm einbezieht. Die globale Hydrologie wird dann unter der selben Annahme wie beim Ozean modelliert, nämlich der Massen der

Hydrologie als Punktmassen auf der Erdoberfläche (Boy und Hinderer, 2006). Die genaue Berechnung des globalen Anteils der Hydrologie ist aus den von den Urhebern angegebenen Quellen nicht vollständig nachvollziehbar.

5.4.2.2. Das lokale Modell

In einem Bereich von 0.1° um die Station, im Fall der atm und mog-Korrektur, wird das globale Modell durch ein lokales ersetzt. Die vom Luftdruck aus dem ERA-Interim Projekt abhängige Schwereänderung ergibt sich dabei, ähnlich wie bei der Regression in *Analyse*, durch die Multiplikation des Drucks mit einem Faktor. Er beträgt $-2.1264 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$. Für die Hydrologie wird in der Nähe der Station die Bouguer-Näherung und ebenfalls ein Koeffizient, $\pm 4.2677 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{cm}$, verwendet. Das Vorzeichen hängt davon ab, ob das Messgerät unter oder auf der Erdoberfläche steht, wie in Abschnitt 2.2.4 beschrieben.

6. Gezeitenanalysen

Hier werden nun die Gezeitenanalysen beschrieben, die als Referenz für weitere Untersuchungen dienen und ihre Ergebnisse diskutiert.

6.1. Referenzanalysen

Als Referenz für weitere Untersuchungen dienen die im folgenden vorgestellten Gezeitenanalysen der Daten der beiden Sensoren G1 und G2, die nach der in 5.1.1 beschriebenen Vorprozessierung entstehen. Die Parameter in *Analyze* sind für die Analyse, entsprechend der Angaben in Kapitel 4.1.1.1, gesetzt. Tabelle 6.1 gibt die Einteilung der Wellengruppen nach dem Vorschlag im Handbuch zu *Eterna* 3.4 (Wenzel, 1997b) an.

Nach den Veröffentlichungen von J.M. Wahr (1981) und R. Wang (1994) sind für die dort verwendeten Erdmodelle die folgenden Gravimeterfaktoren zu erwarten:

- langperiodische Gezeiten $\delta = 1.15$
- ganztägige Gezeiten $\delta = 1.15$
- halbtägige Gezeiten $\delta = 1.16$

Tatsächlich werden die berechneten Werte in den zitierten Texten ausführlicher diskutiert und beschrieben, hier genügt aber ein kurzer Überblick, um die in Tabelle 6.2 dargestellten Ergebnisse einzuordnen. Die in Tabelle 6.2 angegebenen Gravimeterfaktoren entsprechen z.T. den Werten, die nach den obigen Angaben zu erwarten sind und sind im Rahmen der Standardabweichung in den meisten Fällen für beide Sensoren gleich. Dies entspricht den Erwartungen, da die beiden Sensoren des Geräts, sich logischerweise sehr nah beieinander befinden und man nicht davon ausgeht, dass Änderungen im Beschleunigungsfeld bei so kleinen Abständen messbar sind. Daher sollten beide Sensoren das gleiche Messsignal registrieren und entsprechend die Gezeitenanalyse das selbe Ergebnis liefern. Offenbar trifft dies für alle Wellengruppen mit größeren Frequenzen als die von MM zu. Für SSA, SA und MM ist das nicht der Fall, wobei allerdings die Unterschiede hier stark von der Analyse abhängig sein können, da es sich um Wellengruppen mit kleinen Amplituden handelt, die durch nicht von den Gezeiten verursachte Effekte beeinflusst werden. Da der Gezeitenanalyse die Minimierung des Residuums zu Grund liegt, werden auch solche Signalanteile als Gezeitensignale interpretiert, solange dadurch das RMS-Residuum kleiner wird. Entsprechend ist im umgekehrten Fall möglich, dass Gezeitensignale im Residuum zurückbleiben,

Name	ν_A in cpd	ν_E in cpd
SA	0.001379	0.004107
SSA	0.004108	0.020884
MM	0.020885	0.054747
MF	0.054748	0.091348
MTM	0.091349	0.501369
Q1	0.501370	0.911390
O1	0.911391	0.947991
M1	0.947992	0.981854
P1	0.981855	0.998631
S1	0.998632	1.001369
K1	1.001370	1.004107
ψ_1	1.004108	1.006845
ϕ_1	1.006846	1.023622
J1	1.023623	1.057485
OO1	1.057486	1.470243
2N2	1.470244	1.880264
N2	1.880265	1.914128
M2	1.914129	1.950419
L2	1.950420	1.984282
S2	1.984283	2.002736
K2	2.002737	2.451943
M3M6	2.451944	7.000000

Tabelle 6.1.: Definition der Wellengruppen. Name der Wellengruppe, Startfrequenz ν_A in cpd und Endfrequenz ν_E in cpd.

wenn dies zu einer Verringerung des RMS-Residuums führt.

Daher entsprechen die Gravimeterfaktoren der langperiodischen Wellengruppen meist nicht den zu erwartenden Werten. Diesen Effekt kann das Beispiel der Wellengruppe SA veranschaulichen. Unter Berücksichtigung der Polbewegung beträgt der Gravimeterfaktor von SA, der aus den Daten von G1 bestimmt wurde, $\delta(\text{SA}) = 2.17731$ wie in Tabelle 6.2 angegeben. Wird der Effekt der Polbewegung nicht aus den Daten korriert, ergibt er sich zu $\delta(\text{SA}) = 9.02664 \pm 0.03447$. Dabei ändert sich aber der RMS-Residuum kaum. Im ersten Fall beträgt es $9.777 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, im zweiten $10.111 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Auch der Verlauf des Residuums selbst ändert sich nur geringfügig. Man kann daher davon ausgehen, dass der Schwereeffekt der Polbewegung bei der Analyse vollständig durch den Gravimeterfaktor der Wellengruppe SA erklärt wird. Entsprechend verhält es sich mit den Phasen dieser Wellengruppe, die vor allem bei SA und SSA stark von Null abweichen, nämlich bei $\Phi(\text{SA}) = 136.7594^\circ$ und $\Phi(\text{SSA}) = -18.9362^\circ$.

Die in Tabelle 6.2 dargestellten Ergebnisse entsprechen für Frequenzen größer MM und kleiner als S1 den erwarteten Werten, sie liegen im Bereich der Standardabweichungen.

S1 ist für beide Sensoren etwas erhöht. Da es sich bei S1 um eine solare Wellengruppe handelt, wird sie stark von meteorologischen Vorgängen beeinflusst, weil diese von der Sonne abhängen und damit mit den selben Frequenzen auftreten. Danach folgen die Wellengruppen K1, $\Psi 1$ und $\Phi 1$, die vom Nearly Diurnal Free Wobble beeinflusst werden (Zürn, 1997). Wie in Kapitel 2.2.3 bereits angesprochen, führt dieser zu Verlagerungen der Erdrotationsachse, woraus wiederum Schwereänderungen resultieren. Da diese im Frequenzbereich der zuvor genannten Wellengruppen liegen, ergibt sich eine Erhöhung bzw. Erniedrigung des Gravimeterfaktors. Im Aufsatz von W. Zürn (1997) sind Beispiele für Gravimeterfaktoren der genannten Wellengruppen, die aus den Daten des ET-19-Federgravimeters am BFO bestimmt wurden, angegeben. Sie liegen, so genau, wie sie aus der dort gezeigten Darstellung abgelesen werden können, bei $\delta(\text{K1}) = 1.13$, $\delta(\Psi 1) = 1.31$ und $\delta(\Phi 1) = 1.15$. Die Gravimeterfaktoren der Wellengruppe K1, die sich aus den Daten von SG-056 ergeben, entsprechen etwa diesem Wert. Die von $\Phi 1$ und $\Psi 1$ weichen stärker von den Angaben ab. Geht man davon aus, dass die hier angegebenen Stellen genau abgelesen werden konnten, handelt es sich um deutliche Abweichungen. Diese lassen sich z.T. dadurch erklären, dass zum einen der Datensatz, der zur Bestimmung der Werte in der erwähnten Veröffentlichung verwendet wurde, aus den Jahren 1988 und 1989 ist, also aus einem anderen Zeitraum als die Daten von SG-056, sodass mögliche zeitliche Änderungen verschiedener Größen einen Einfluss haben können und zum anderen von einem Federgravimeter stammen, aus denen die Gravimeterfaktoren im Allgemeinen, wegen der Effekte die bereits in Kapitel 3.2 beschrieben sind, schlechter bestimmt sind.

Die Gravimeterfaktoren von J1 und OO1 entsprechen den zu erwartenden Werten. Ab 2N2 weichen sie aber wieder deutlich davon ab. Bei 2N2 ist ein relativ großer Frequenzbereich, im Vergleich zu den andern Wellengruppen, enthalten, in dem man auch Frequenzen vorfindet, die kleiner als die halbtägigen sind. Die halbtägigen Gezeiten an sich werden vor allem durch die Auflast der Ozeangezeiten beeinflusst. Im Kapitel 2.2 wird beschrieben, dass sich die Erde unter dem Einwirken verschiedener Kräfte deformiert. Der selbe Effekt tritt auf, wenn die Wassermassen der Ozeane durch die Gezeitenkräfte verlagert werden. Die Frequenzen, mit denen dieser Vorgang auftritt, sind die selben, wie die der ihn anregenden Gezeitenkräfte und beeinflussen daher auch die Erdgezeiten. Der Unterschied zu den aus dem Erdmodell berechneten Gezeiten entsteht durch die Vernachlässigung der Ozeane im Modell.

Bei S2 ergibt sich eine ähnliche Beeinflussung, wie bei S1. Der Gravimeterfaktor für M3M6 entspricht ebenfalls dem zu erwartenden Wert von 1.07 (Dehant, 1987).

Für die Anpassung des Driftpolynoms findet in beiden Fällen der dritte Grad ($k = 0, 1, 2$) Verwendung, damit die Ergebnisse besser verglichen werden können. Um zu entscheiden,

Name	G1		G2		G1		G2	
	δ	σ_δ	δ	σ_δ	Φ in $^\circ$	σ_Φ in $^\circ$	Φ in $^\circ$	σ_Φ in $^\circ$
SA	2.17731	0.03310	2.70646	0.03358	136.7594	0.8639	127.5227	0.6995
SSA	1.37090	0.00512	1.43800	0.00517	-18.9362	0.2160	-16.5782	0.2083
MM	1.16364	0.00454	1.18172	0.00459	-0.8482	0.2232	-1.3274	0.2222
MF	1.15081	0.00215	1.15280	0.00217	0.2875	0.1073	0.2718	0.1083
MTM	1.14256	0.01072	1.15342	0.01084	-0.3708	0.5413	-0.4847	0.5419
Q1	1.14859	0.00159	1.14845	0.00160	-0.2993	0.0791	-0.3015	0.0800
O1	1.14908	0.00032	1.14908	0.00033	0.0508	0.0160	0.0516	0.0162
M1	1.15030	0.00307	1.15041	0.00311	0.2579	0.1531	0.2372	0.1547
P1	1.14947	0.00071	1.14950	0.00072	0.1762	0.0355	0.1825	0.0359
S1	1.22721	0.04363	1.25302	0.04410	7.6635	2.0372	5.7310	2.0164
K1	1.13680	0.00023	1.13681	0.00023	0.2222	0.0117	0.2259	0.0118
ψ_1	1.26153	0.02967	1.25709	0.02999	-0.2246	1.3477	-0.1798	1.3668
ϕ_1	1.18263	0.01618	1.17722	0.01635	-0.0181	0.7836	-0.0910	0.7955
J1	1.15768	0.00394	1.15750	0.00398	0.1025	0.1948	0.1366	0.1969
OO1	1.15798	0.00602	1.15877	0.00608	0.1141	0.2978	0.0921	0.3008
2N2	1.14985	0.00727	1.15110	0.00735	2.7235	0.3622	2.7261	0.3657
N2	1.16946	0.00155	1.16954	0.00157	2.6338	0.0761	2.6387	0.0769
M2	1.18640	0.00031	1.18643	0.00031	1.9491	0.0149	1.9522	0.0150
L2	1.16517	0.01014	1.16475	0.01024	1.5110	0.4984	1.5229	0.5039
S2	1.18856	0.00066	1.18830	0.00067	0.5598	0.0318	0.5675	0.0321
K2	1.18967	0.00235	1.18912	0.00237	0.7450	0.1130	0.7708	0.1143
M3M6	1.05916	0.02235	1.05937	0.02258	0.3027	1.2088	0.3389	1.2214

Tabelle 6.2.: Ergebnisse der Gezeitenanalysen von G1 und G2. Für G1 und G2 jeweils für jede Wellengruppe der Gravimeterfaktor δ und die Standardabweichung σ_δ sowie die bestimmte Phasenverschiebung Φ in $^\circ$ und die Standardabweichung σ_Φ in $^\circ$.

	D_0 in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$	σ_{D_0} in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$	D_1 in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$	σ_{D_1} in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$	D_2 in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$	σ_{D_2} in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$
G1	-4.030180	0.085610	16.898452	0.142491	5.696449	0.130064
G2	-6.141925	0.086503	152.862291	0.143978	-1.680413	0.131422

Tabelle 6.3.: Koeffizienten der quadratischen Driftpolynome in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ aus den Gezeitenanalysen der Daten von G1 und G2.

welcher Grad eine sinnvolle Wahl ist, werden mehrere Gezeitenanalysen mit den selben Einstellungen, abgesehen vom Polynomgrad durchgeführt. Dabei zeigt sich, dass sich das RMS-Residuum bei den Analysen der Daten von G2, ab der Verwendung einer quadratischen Funktion nicht mehr wesentlich ändert. Beim quadratischen Polynom ergibt sich z.B. der RMS-Wert zu $9.925 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$, der sich bei der Verwendung des kubischen auf $9.857 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ ändert. Bei G1 sind die Änderungen durch die Verwendung verschiedener Polynomgrade größer. So z.B. ergibt sich durch die Anpassung einer linearen Funktion ein RMS-Residuum von $10.278 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$, bei einer quadratischen $9.777 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ und bei einer kubischen $9.372 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Da man nicht genau weiß, welche Anteile von der Drift verursacht werden, ist es sinnvoll ein niedrigen Polynomgrad zu wählen, um nicht Signale anderen Ursprungs durch das Driftpolynom zu erklären, vor allem, da bekannt ist, dass sich die Drift für beide Sensoren etwa linear verhält (Widmer-Schnidrig et al., 2012). Da für G2 die Bestimmung des Polynoms recht eindeutig zu sein scheint, wird als Kompromiss das quadratische verwendet.

In Tabelle 6.3 sind dann die Koeffizienten der Driftpolynome angegeben, die den D_k aus den Gleichungen (2.17) und (2.18) in Kapitel 2.4 entsprechen.

Dies zeigt nun, warum die Bestimmung des Driftpolynoms von G2 bei Änderung des Polynomgrades nur einen geringen Effekt auf den RMS-Wert hat. Offenbar beinhalten die Daten des Sensors G2 einen deutlichen langfristigen Trend, der etwa linear ist, was sich aus dem geringen Betrag von D_2 für G2 ergibt. Die Daten von G1 scheinen einen sehr viel geringeren Trend aufzuweisen, was man an dem kleinen Koeffizient für $k = 1$ für G1 im Gegensatz zu dem von G2 erkennt. Das Polynom ist daher schwerer zu bestimmen. Man läuft daher Gefahr, wie oben bereits angesprochen, mit dem Driftpolynom Signalanteile zu korrigieren, die nicht von der Drift verursacht werden. Aufgrund dessen wird kein höherer Polynomgrad, als der oben angegebene verwendet.

Der Luftdruckkoeffizient liegt bei $-2.70319 \pm 0.01034 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für die Analyse der Daten von G1 und bei $-2.69533 \pm 0.01024 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für der der Daten von G2. Diese sind kleiner als die üblichen Werte von $-3.0 \text{ hPa}/\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ und $-3.5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$. Es wäre einerseits möglich, dass der Koeffizient frequenzabhängig ist, was der Ansatz in *Analyse* nicht berücksichtigt. Für verschiedene Zeitreihenlängen und mit unterschiedlich gefilterte Daten würden sich dann unterschiedliche Regressionskoeffizienten ergeben. Außerdem zeigt sich durch die gleitenden Analysen in Kapitel 7, dass der Luftdruckkoeffizient in einem bestimmten Zeitbereich, im Vergleich zu umgebenden, betragsmäßig stark erniedrigt ist. Dies könnte ebenfalls eine Ursache sein, wenn man annimmt, dass dieser Bereich einen deutlichen Einfluss auf die Analyse des gesamten Datensatzes hat.

Abgesehen von den Gezeiten werden von Gravimetern weitere Signalanteile gemessen, z.B. äußere Einflüsse, wie in Kapitel 2.2.4 beschrieben. Diese sind nach der Gezeitenanalyse im Residuum sichtbar. Die Residuen der Gezeitenanalysen der Daten von G1 und G2 sind in Abbildung 6.1 dargestellt.

Die Residuen der Analysen von G1 und G2 sind zum großen Teil sehr ähnlich, was man auch erwartet, da, wie oben erwähnt, die beiden sehr nahe beieinander liegenden Sensoren das selbe Signal aufzeichnen sollten, wenn man davon ausgeht, dass sich das Schwerfeld in einem so kleinen Bereich nicht messbar ändert. Der größte Unterschied tritt zwischen 225 d und 275 d auf. Bei ca. 225 d ist das Residuum von G2 um etwa sieben nm^2 gegenüber dem von G2 nach unten versetzt. Dies hängt mit einem Sprung im Residuum von G2 bei etwa 225 d zusammen, der in G1 nicht auftritt. Offenbar ist das ein instrumenteller Effekt des einen Sensors, denn würde diese Schwereänderung durch eine äußere Beeinflussung zu Stande kommen, müsste sie auch bei G1 zu sehen sein. Dieser hätte durch die Prozessierung, die in Kapitel 5.1.1 beschrieben ist, korrigiert werden sollen.

Auch zu Beginn und am Ende der Zeitreihe ergeben sich Unterschiede zwischen den beiden Residuen von ungefähr fünf $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Dafür sind verschieden Ursachen vorstellbar, die vorallem den langperiodischen Bereich betreffen würden. Die Drift ist der offensichtlichste

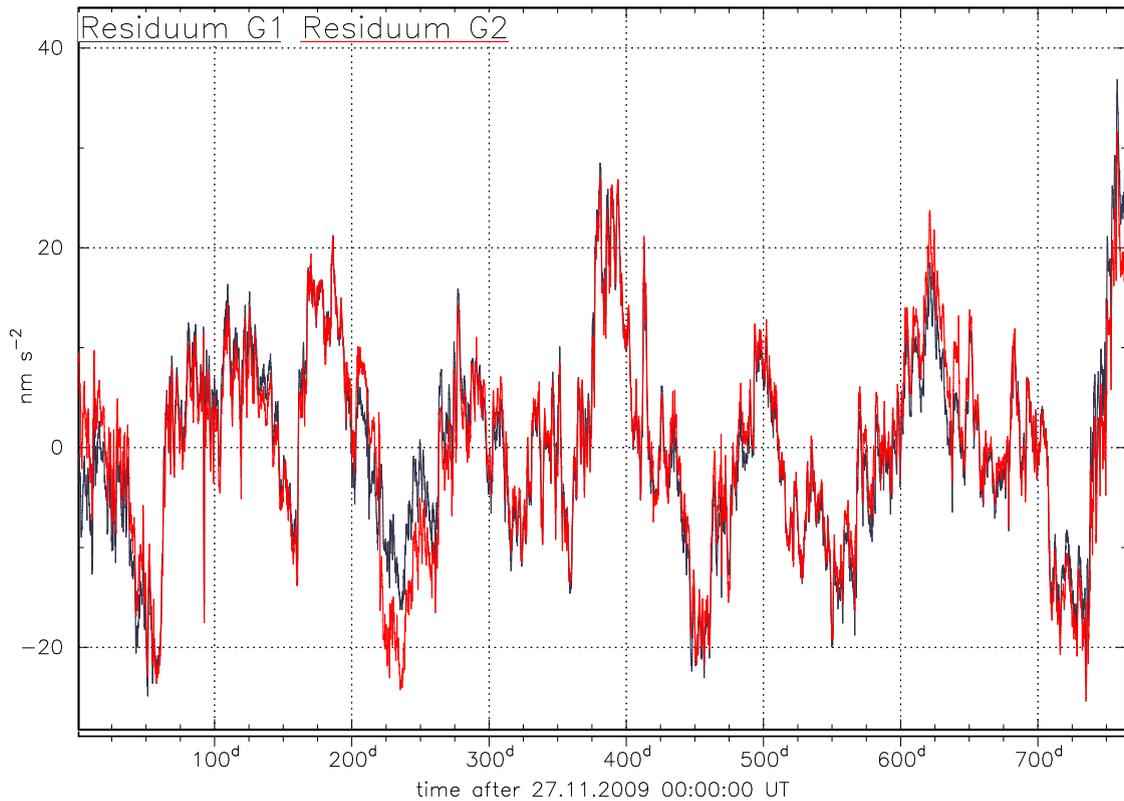


Abbildung 6.1.: Residuum der Gezeitenanalysen von G1 in Schwarz und G2 in Rot in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ über die Zeit in d.

Unterscheid, der zwischen den beiden Sensoren besteht. Wie sich oben zeigt, sind die Driftpolynome für die beiden Fälle sehr unterschiedlich und daher wäre es möglich, dass sie zu unterschiedlichen Signalanteilen im langperiodischen Bereich führen. Dies wäre kein erwünschter Effekt, da man mit dem Driftpolynom ausschließlich Anteil der Drift entfernen möchte und wenn diese den einzigen Unterschied zwischen den Daten der beiden Sensoren darstellt, nach ihrer Korrektur die selben Signale darin enthalten sein sollten. Allerdings kann er auch nicht ausgeschlossen werden.

Außerdem wird bereits in dem Vergleich in Tabelle 6.2 für die Gravimeterfaktoren gezeigt, dass sich besonders die Gravimeterfaktoren im langperiodischen Bereich deutlich unterscheiden. Dies könnte dazu führen, dass im Residuum unterschiedliche Signalanteile zurückbleiben und daher zu den Abweichungen der beiden Residuen führen. Allerdings ist dieser Effekt wahrscheinlich nicht ganz so groß.

Um einen Eindruck, der im Residuum vorkommenden Frequenzen zu erhalten, wird das Spektrum des Residuums in Abbildung 6.2 betrachtet. Es werden, auf Grund der Länge der Zeitreihe, keine kleineren Frequenzen als $\nu = 1.3 \cdot 10^{-3}$ cpd dargestellt.

Es zeigt sich, dass im Residuum vor allem langperiodische Anteile enthalten sind, die offenbar auch mit den vom zu erwartenden Wert abweichenden Gravimeterfaktoren nicht erklärt werden können. Besonders in diesem Bereich sind Unterschiede zwischen den Spektren der Residuen von G1 und G2 erkennbar. Auffällig ist, dass im Bereich von ein bis acht cpd jeweils bei ganzzahligen Frequenzen eine Erhöhung der Amplituden zu sehen ist. Anscheinend werden nicht alle Gezeitenanteile durch die Analyse erklärt.

6.2. Vergleich der Analysen der ET-19- und SG-056-Daten

Da das ET-19-Federgravimeter ebenfalls am BFO betrieben wird und aus Gezeitenanalysen seiner Daten bereits Gravimeterfaktoren bekannt sind, liegt ein Vergleich mit den

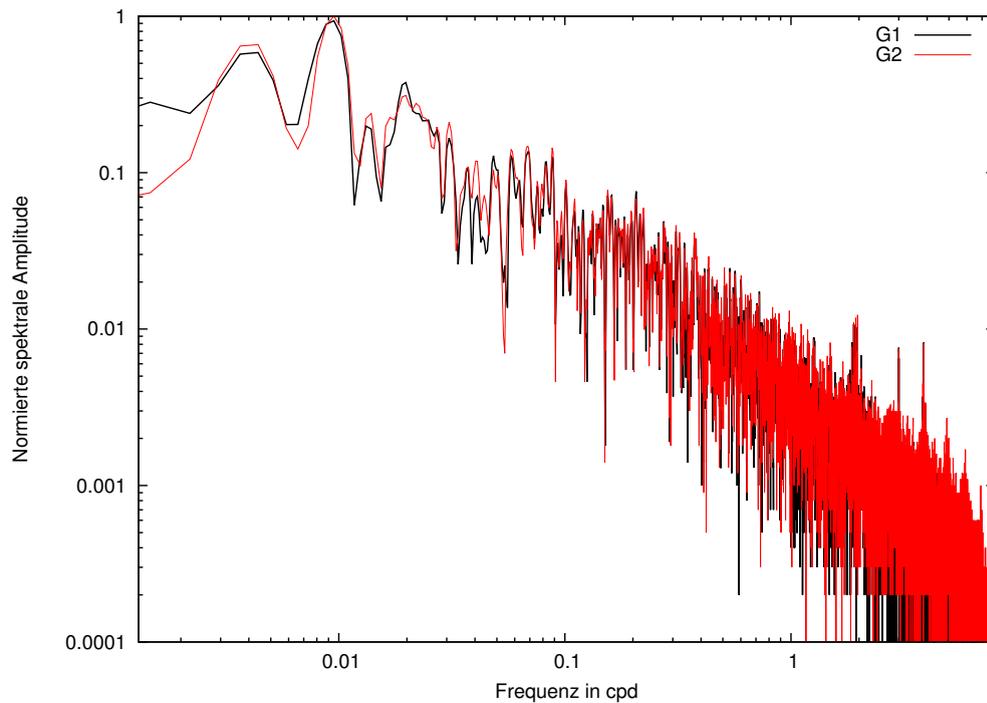


Abbildung 6.2.: Spektren der Residuen in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ in Schwarz für G1 und in Rot für G2 über die Frequenz in cpd, jeweils normiert mit dem Maximum des Spektrums des Residuums von G2

Gravimeterfaktoren, die sich aus den Daten von SG-056 ergeben, nahe. Da beide Gravimeter am selben Ort messen, sollten die Ergebnisse im Rahmen der Standardabweichungen gleich sein. Zum Vergleich werden die Ergebnisse von H.-G. Wenzel (1997a) verwendet, die mit einem 286 Tage langen Datensatz aus 1991 vom ET-19-Federgravimeter stammen. Die Analyse der SG-056-Daten wird mit den gleichen Einstellungen durchgeführt, die nach den Angaben der erwähnten Veröffentlichung auch für die ET-19-Daten Verwendung fanden. Dies bedeutet, dass 17 Wellengruppen definiert werden, deren Einteilung denen in 6.1 entspricht, allerdings werden nur höhere Frequenzen, nämlich die Wellengruppen Q1 bis M3M6 einbezogen, da eine Hochpassfilterungen wie bei den Federgravimeterdaten verwendet wird, entsprechend den Angaben in Kapitel 4.1.1.1. Leider ist aus der Beschreibung in dem erwähnten Text (Wenzel, 1997a) nicht nachvollziehbar, welcher Filter verwendet und welche Frequenzunterteilung für die Wellengruppen gewählt wurde. Es ist jedoch anzunehmen, dass die Definition der Wellengruppen den Vorschlägen im Handbuch (Wenzel, 1997b) entspricht.

Die Ergebnisse sind dann in Abbildung 6.3 dargestellt, die von G1 in Schwarz, von G2 in Rot und von ET-19 in Türkis.

Wie man sieht, liegen die Gravimeterfaktoren der meisten Wellengruppen, für die drei betrachteten Datensätze, recht nah bei einander. Offensichtlich stärkere Abweichungen treten in M1, S1, Ψ 1, Φ 1, L2 und M3M6 auf. Bei diesen Wellengruppen handelt es sich um solche, mit relativ kleinen Amplituden. Die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen, die näher beieinander liegen, sind in Tabelle 6.4 gemeinsam mit den Differenzen der Gravimeterfaktoren, gezeigt. Dabei werden nur die bisher nicht angesprochenen Wellengruppen aufgeführt und als Referenz die Ergebnisse von G1 verwendet.

Dabei zeigt sich, dass auch hier für einige Wellengruppen die Unterschiede größer als eine Standardabweichung sind. Dies sind O1, K1, M2 und S2. Das verwunderliche dabei ist, dass speziell die Gravimeterfaktoren von O1 und M2 größere Unterschiede aufweisen, da

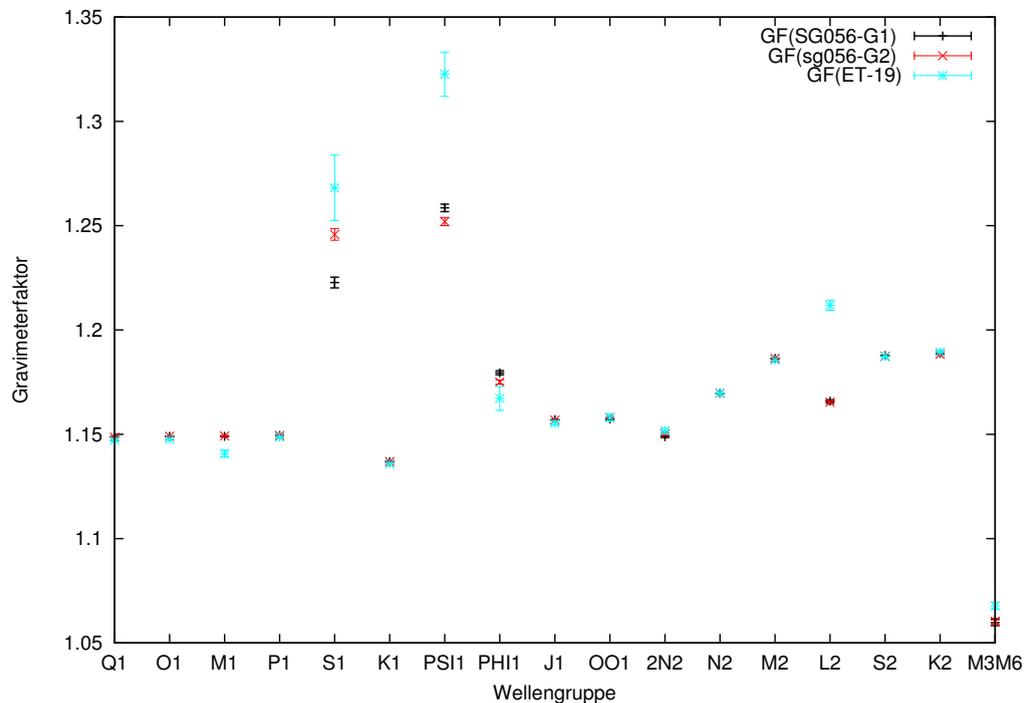


Abbildung 6.3.: Gravimeterfaktoren aus Gezeitenanalysen der Daten der beiden Sensoren G1 in Schwarz und G2 in Rot von SG-056, sowie vom ET-19 in Türkis

Name	SG-056-G1		ET-19		$\delta_{SG_{056}} - \delta_{ET-19}$
	δ	σ_δ	δ	σ_δ	
Q1	1.14859	0.00159	1.14710	0.00041	0.00149
O1	1.14908	0.00032	1.14767	0.00008	0.00141
P1	1.14947	0.00071	1.14872	0.00023	0.00075
K1	1.13680	0.00023	1.13589	0.00008	0.00091
J1	1.15768	0.00394	1.15536	0.00095	0.00232
OO1	1.15798	0.00602	1.15807	0.00170	-0.00009
2N2	1.14985	0.00727	1.15165	0.00119	-0.00180
N2	1.16946	0.00155	1.16971	0.00023	-0.00025
M2	1.18640	0.00031	1.18556	0.00005	0.00084
S2	1.18856	0.00066	1.18721	0.00010	0.00135
K2	1.18967	0.00235	1.18947	0.00033	0.00020

Tabelle 6.4.: Gravimeterfaktoren und Standardabweichungen des Sensors G1 von SG-056 und ET-19.

dies die Wellengruppen mit den größten Amplituden sind und damit am besten bestimmt werden können. Außerdem sind die Standardabweichungen, die aus den ET-19-Daten bestimmten Gravimeterfaktoren relativ klein für einen Datensatz dieser Länge. Wie das zu Stande kommt wird aus den Angaben in den genannten Veröffentlichungen (Wenzel, 1997a) nicht klar.

Diese Unterschiede könnten dadurch entstehen, dass die Daten aus unterschiedlichen Zeiträumen stammen. Von den Gezeiten aus betrachtet, sollten sich zwar trotzdem die selben Gravimeterfaktoren ergeben, aber äußere Einflüsse und Störungen sind in beiden Zeitbereichen wahrscheinlich unterschiedlich. Diese können die Gezeitenanalyse beeinflussen und wie in Abschnitt 6.1 beschrieben, speziell die solaren Gezeiten betreffen. Allerdings weichen die Gravimeterfaktoren von S2, im Gegensatz zu denen von S1, nicht so stark voneinander ab.

Zudem sollte man nicht außer Acht lassen, dass die Standardabweichungen bei der Gezeitenanalyse systematisch unterschätzt werden (Wenzel, 1997a).

Eine ungenaue Kalibrierung eines der beiden Messgeräte kann jedenfalls ausgeschlossen werden, da die Gravimeterfaktoren, die sich aus den Daten des einen Messgeräts ergeben, nicht systematisch größer oder kleiner als die, aus den Daten des anderen.

Um die obige Aussage bzgl. der Daten aus verschiedenen Zeiträumen zu überprüfen und sicher zu gehen, dass die Gezeitenanalysen mit den selben Einstellungen durchgeführt werden, wäre ein sinnvoller Schritt, die Daten des ET-19-Federgravimeters aus dem gleichen Zeitraum, aus dem auch die SG-056-Daten stammen, zu verwenden, was aber aus Zeitgründen in dieser Arbeit nicht vorgestellt werden kann.

7. Zeitliche Änderungen der Gravimeterfaktoren

Die Bedeutung der Gravimeterfaktoren wurde bereits in Kapitel 2.4 beschrieben. Geht man davon aus, dass die Erde ihre Eigenschaften zeitlich nicht ändert, müssen auch die Gravimeterfaktoren zeitlich konstant sein. Eine Methode, dies zu überprüfen, ist die gleitende Analyse. Dabei werden einzelne Zeitfenster aus dem Datensatz analysiert, für die man jeweils Gravimeterfaktoren erhält. Somit kann ihr zeitlicher Verlauf betrachtet werden. Eine ausführliche Beschreibung dieser Methode findet sich in der Dissertation von K. Schüller (1976).

Wie bereits in Abschnitt 6.1, z.B. für die Wellengruppe S2 beschrieben, werden die Gravimeterfaktoren auch von verschiedenen Vorgängen beeinflusst, die nicht mit den elastischen Eigenschaften der Erde zusammen hängen. Dabei kann es sich um instrumentelle oder wie im Falle von S2, um eine äußere Beeinflussung, z.B. durch das Wetter, aber auch durch Störungen in den Daten handeln, denen kein physikalischer Mechanismus zu Grunde liegt. Abhängig vom Frequenzgehalt des jeweiligen Effekts, sind die Änderungen durch diesen, in den verschiedenen Wellengruppen unterschiedlich stark.

Mit der gleitenden Analyse können solche Störungen identifiziert werden. Würde im Datensatz eine Störung mit einer Frequenz von zwei cpd auftreten, so hätte diese einen Einfluss auf den Gravimeterfaktor von S2. Bei der gleitenden Analyse wäre die von ihr verursachte Änderung nur so lange zu sehen, wie sie auch im Zeitfenster liegt. Der Effekt einer zeitlich stark begrenzten Störung, wie ein Peak, wäre entsprechend eine Fensterlänge lang. Bei zeitlich ausgedehnten Effekten ist die Eingrenzung schwieriger.

In Kapitel 6.2 wird gezeigt, dass sich die Gravimeterfaktoren, die die Analysen der Daten von SG-056 und ET-19 ergeben, um mehr als eine Standardabweichung voneinander unterscheiden. Auch wenn die Standardabweichung im Fall der Gezeitenanalyse bekanntermaßen systematisch unterschätzt wird (Wenzel, 1997a), soll mit Hilfe der gleitenden Analyse überprüft werden, ob ein Teil des Unterschieds durch Störungen im Datensatz von SG-056 erklärt werden kann.

In den meisten Fällen wird für die gleitende Analyse das Matlab-Programm *ga.m* verwendet, das auf der beigelegten CD zu finden ist. Dabei muss der Name des Analyseprojekts, die Anzahl der im Datenfile vorliegenden Channels, die Länge des zu verwendenden Zeitfensters, der zeitliche Abstand der einzelnen Analysen, die Anzahl der verwendeten Wellengruppen und die in Abschnitt 4.1.1.2 beschriebene Zeitverschiebung, falls es eine gibt, angegeben werden. Die Dateien für das Ausführen von *Analyze* müssen, entsprechend Abschnitt 4.1.1, vorliegen.

Für das Zusammenführen der Ergebnisse der Einzelanalysen und das Zuordnen des mittleren Datums des jeweiligen Zeitfensters wird `m2_plot.m` verwendet. Die benötigten Angaben sind hier die Anzahl der Wellengruppen und der Kanäle sowie Fensterlänge und -abstand. Zusätzlich wird das Startdatum der ersten Einzelanalyse und die Anzahl der Einzelanalysen, die sich aus `ga.m` ergeben, benötigt.

Hierzu muss angemerkt werden, dass die Kapitel 7.3 bis 7.4 bereits verfasst waren, als die synthetischen Tests, die in Kapitel 8 beschrieben sind, durchgeführt wurden. Daher sind einige Überlegungen aus diesen Kapiteln hinfällig bzw. nicht mehr eindeutig auf die dort beschriebene Weise interpretierbar. Aus Zeitgründen konnten aber keine umfangreichen Änderungen an diesen Kapiteln vorgenommen werden. In Kapitel 8.3 wird allerdings der Vergleich zwischen den Ergebnissen, die man mit synthetischen und gemessenen Daten erhält dargestellt.

7.1. Vergleich der gleitenden Analysen von G1 und G2

7.1.1. Gleitende Analyse mit einem Zeitfenster von 90 d

Die gleitenden Analysen werden zunächst für eine Fensterlänge von 90 d in einem Abstand von 2 d durchgeführt. Wegen der kürzeren Einzelzeitreihen können die 22 in Kapitel 6.1 verwendeten Wellengruppen nicht aufgelöst werden. Außerdem sind die langperiodischen Wellen nicht mehr so gut bestimmbar, da ihre Periodendauer, wenn überhaupt, nur wenig kürzer als die Fensterlänge ist. Die Anpassung eines Driftpolynoms kann dann zusätzlich dazu führen, dass die langwelligen Gezeitenanteile durch dieses z.T. oder ganz eliminiert werden.

Daher werden die Daten bei der Analyse gefiltert, sodass 12 Wellengruppen für den ganz- und halbtägigen Bereich betrachtet werden, die in Tabelle 7.1 gegeben sind.

Name	ν_A in cpd	ν_E in cpd
Q1	0.501370	0.911390
O1	0.911391	0.947991
M1	0.947992	0.981854
K1	0.981855	1.023622
J1	1.023623	1.057485
OO1	1.057486	1.470243
2N2	1.470244	1.880264
N2	1.880265	1.914128
M2	1.914129	1.950419
L2	1.950420	1.984282
S2	1.984283	2.451943
M3M6	2.451944	7.000000

Tabelle 7.1.: Wellengruppen der gleitenden Analyse, jeweils der Name sowie die Start- und Endfrequenz in cpd.

Die gleitende Analyse wird auf diese Weise für die beiden Sensoren G1 und G2 des SG-056 durchgeführt.

Die sich daraus ergebenden Gravimeterfaktoren sind in den Abbildungen 7.1 und 7.2 für die Wellengruppen M2 und O1, die im Folgenden diskutiert werden und in Anhang A.1 in den Abbildungen A.1 bis A.10 für die anderen dargestellt. Dabei sind die Gravimeterfaktoren, für G1 in Schwarz, die für G2 in Rot, jeweils über das Datum aufgetragen, das in der Mitte des zugehörigen Zeitfensters liegt.

Für alle Wellengruppen zeigt sich, dass die Gravimeterfaktoren nicht konstant sind. Ihr

zeitlicher Verlauf für G1 und G2 ist jeweils sehr ähnlich, allerdings sind einige Abweichungen deutlich größer als die Standardabweichungen.

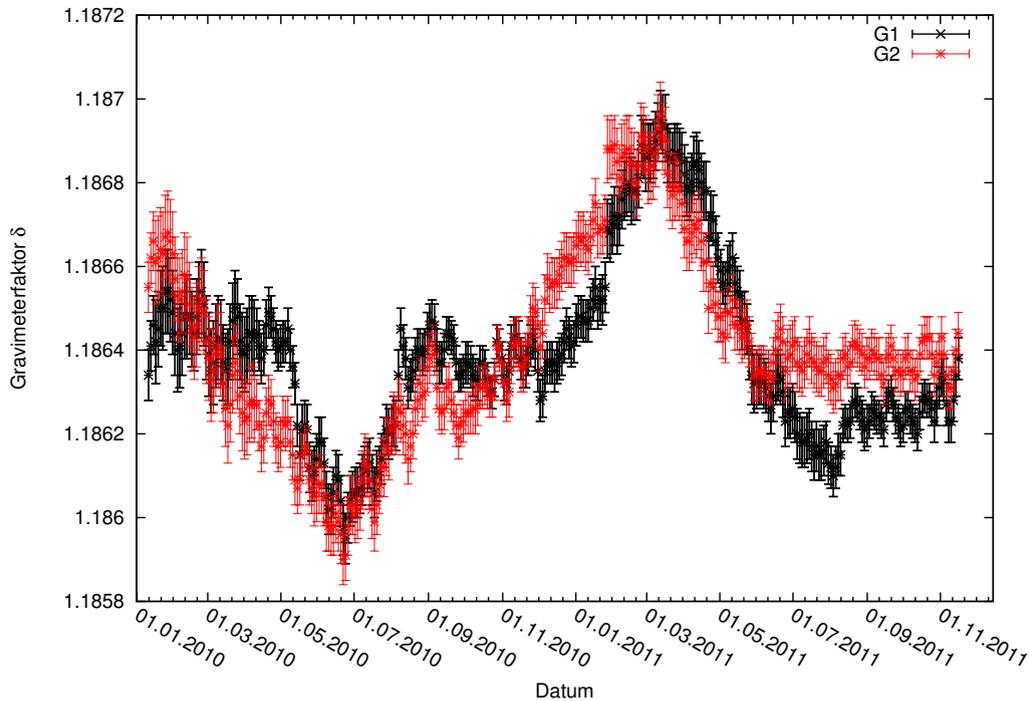


Abbildung 7.1.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot. Die Fehlerbalken geben die im jeweiligen Zeitfenster bestimmte Standardabweichung an.

Betrachtet man nun die Gravimeterfaktoren von M2, die in Abbildung 7.1 gezeigt sind, so liegen diese für G1 im Bereich zwischen dem 01.01.2010 und dem 01.05.2010, dem 10.08.2010 und dem 01.12.2010 sowie dem 10.08.2011 bis zum Ende der Zeitreihe auf einem vergleichsweise konstanten Niveau um ca. 1.1864 in den ersten beiden Bereichen und um ca. 1.18625 im letzten. Zwischen den ersten beiden tritt dann ein Minimum beim 01.07.2010 mit einem Betrag von ca. $4.5 \cdot 10^{-4}$ auf und zwischen dem zweiten und dem dritten ein Maximum ca. beim 20.03.2011 mit einem Betrag von ca. $5.8 \cdot 10^{-4}$. Dabei ist die Breite des Maximums ca. 5 Monate und die des Minimums ca. 3 Monate, was darauf hindeutet, dass es sich, wie zu Beginn von Kapitel 7, um einen zeitlich stark begrenzten Effekt handelt. Gleichzeitig würde man allerdings erwarten, dass eine solche Störung, wie oben beschrieben, zu einer sprunghaften Änderung des Gravimeterfaktors führt, sobald sie innerhalb und entsprechend, wenn sie wieder außerhalb des Zeitfensters liegt. Dies ist offenbar nicht der Fall und es stellt sich daher die Frage, ob sich diese Variationen tatsächlich so erklären lassen.

Nimmt man an, dass es sich bei dem Minimum und dem Maximum um Störungen, der sie umgebenden, eigentlich konstanten Bereiche handelt, scheint der Verlauf einen linearen Trend zu geringeren Gravimeterfaktoren aufzuweisen. Dies würde bedeuten, dass sich der Kalibrierungsfaktor des Sensors G1 zeitlich ändert, falls dies auch bei anderen Wellengruppen der Fall wäre. Der Vergleich mit den Abbildungen 7.2 und A.1 bis A.10 zeigt, dass dies nicht so ist. Außerdem ist sowohl die Zeitreihe an sich als auch die konstanteren Bereiche relativ kurz, was die Bewertung eines solchen Trends schwierig macht.

Desweiteren zeigt sich, dass über die gesamte Zeitreihe kurzperiodische Variationen von ungefähr einem Monat Länge auftreten.

Wie zu Beginn dieses Abschnitts bereits erwähnt, weist der Gravimeterfaktor der Wellengruppe M2 aus den Daten von G2 einen ähnlichen Verlauf auf, wie der aus den Daten von

G1. Tatsächlich liegen das Minimum und das Maximum bei den selben Zeitpunkten und weisen ca. die gleich Amplitude auf. Unterschiede ergeben sich in den restlichen Bereichen. So zeigt sich am Beginn kein konstantes Verhalten, sondern ein Abfallen von ca. 1.1866 zum Minimum hin, wobei die Abweichungen der ersten Werte, direkt am Anfang der Zeitreihe und die zwischen dem 01.04.2010 und dem 01.05.2010 signifikant bzgl. der Standardabweichung sind. Die kurzperiodischen Variationen, die über die gesamte Zeitreihe auftreten, sind im Bereich danach, zwischen dem 01.07.2010 und dem 01.10.2010 deutlicher zu sehen, weisen also eine größere Amplitude auf. Der langperiodische Verlauf ist aber bei beiden Kurven der selbe. Bei G2 folgt nun direkt der Anstieg zum Maximum, während G1 über den Bereich von einem Monat weiter konstant bleibt. Vom Maximum ca. am 20.03.2011 bis zum 01.06.2011 sind beide Kurven wieder sehr ähnlich. Am Schluss jedoch weisen zwar beide Kurven ein etwa konstantes Verhalten - abgesehen von den kurzperiodischen Variationen - auf, allerdings liegt der Gravimeterfaktor, der sich aus den G2-Daten ergibt, ungefähr ab dem 01.06.2011 bei etwa 1.1864, während der aus den G1-Daten erst ab dem 10.08.2011 bei den oben erwähnten 1.18625 liegt. Diese Unterschiede liegen ebenfalls nicht im Bereich der Standardabweichungen.

Das Verhalten des Gravimeterfaktors O1 aus den Daten von G1, das in Abbildung 7.2 zu sehen ist, weist weniger langperiodische Anteile auf. Es gibt über die gesamte Zeitreihe hinweg kurzperiodische Variationen von ca. ein bis zwei Monaten Länge. Außerdem scheint auch diese Kurve ungefähr bis zum 01.03.2011 einen Trend zu kleineren Gravimeterfaktoren aufzuweisen, abgesehen vom Abschnitt zwischen dem 10.01.2010 und dem 10.04.2010. In diesem Bereich scheint die Kurve um einen bestimmten Wert von etwa $2 \cdot 10^{-4}$ zu niedrigeren Gravimeterfaktoren verschoben zu sein. Hier könnte sich also um eine Störung, wie oben beschrieben, handeln.

Nach dem 01.03.2011 ist die Kurve nach oben verstetzt, was ebenfalls durch eine Störung verursacht werden könnte, allerdings scheint es sich dabei um einen anderen Effekt zu handeln als bei M2, da sich die Verschiebung in O1 erst am 01.03.2011 äußert, während die Störung von M2 schon am 01.12.2010 auftritt.

Die Gravimeterfaktoren, die sich aus den Daten von G2 ergeben, zeigen den selben Verlauf und liefern, bis auf ein paar einzelne Abweichungen, gleiche Ergebnis, wie die von G1. Abgesehen von wenige Stellen zeigt nur der Bereich zwischen dem 01.07.2011 und dem 01.09.2011 einen deutlichen Unterschied. Hierbei sind die zu G2 gehörenden Faktoren gegenüber den zu G1 gehörenden nach unten verschoben.

Die Gravimeterfaktoren der anderen Wellengruppen, die in Anhang A.1 dargestellt sind, zeigen unterschiedliche Charakteristiken. Q1 und OO1 scheinen sich ähnlich zu verhalten wie O1. M1 und J1 dagegen zeichnen sich besonders durch kurzperiodische Schwingungen mit ca. monatlicher Periode aus, wobei durch die zeitliche Änderung der Amplituden erkennbar ist, dass es sich um Schwebungen handelt. Auffällig ist, dass bei beiden ein Knoten etwa im selben Zeitbereich um den 01.09.2010 auftreten.

K1, N2, L2 und S2 zeigen dagegen, wie M2, ein deutlich erkennbares langperiodisches Verhalten, wobei dennoch bei allen, außer K1, kurzperiodische Anteile zu erkennen sind, wieder ca. mit einer Periode von einem Monat. K1 und S2 weisen eine halbjährliche Schwingung auf, mit jeweils größeren Beträgen der Extrempunkte im Frühjahr als im Herbst, wobei in K1 das zweite Maximum, im Vergleich zum ersten, sehr klein ist. Dabei treten die Extrema in S2 ca. zwei Monate früher auf als in K1. Die Jahresperiode in diesen Wellengruppen ist insofern zu erwarten, da sie die solaren Tiden beinhalten (S1 liegt in K1), die bekannermaßen von Änderungen meteorologischer Parameter, die natürlich mit der Sonne zusammenhängen, beeinflusst werden. Da das Wetter jahreszeitlichen Schwankungen unterliegt, folgen die Gravimeterfaktoren der solaren Wellengruppen diesen. Allerdings ist fraglich, ob eine Variation des Gravimeterfaktors von K1 in dieser Größenordnung durch S1 hervorgerufen werden kann, da die theoretische Amplitude von

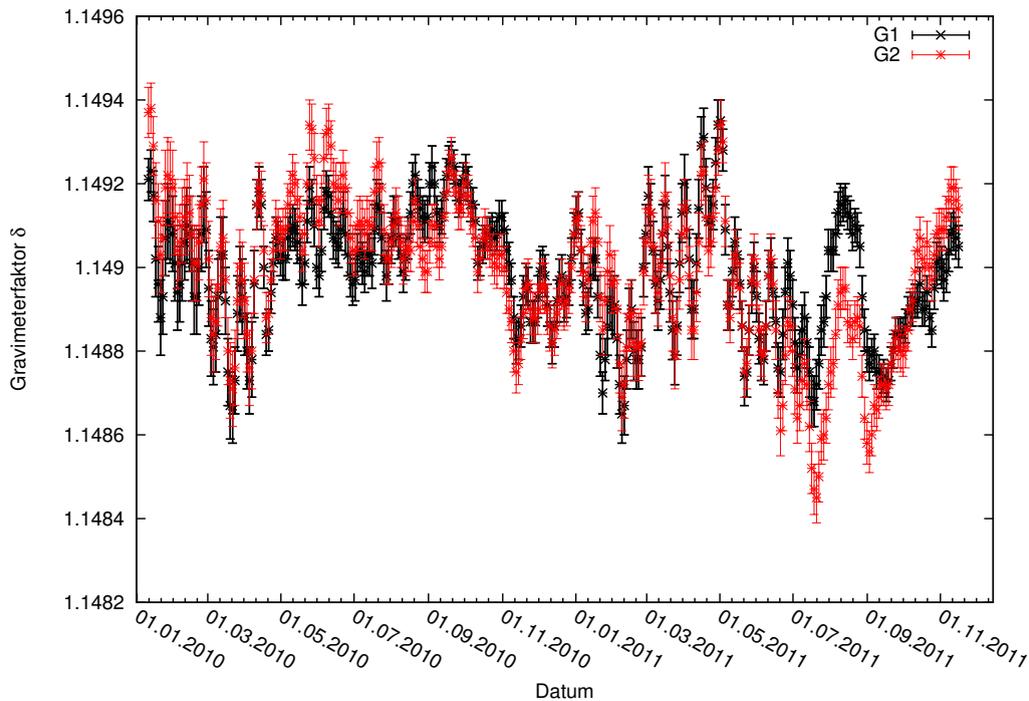


Abbildung 7.2.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von O1 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

S1 über 100 Mal kleiner ist als die von K1.

Die Gravimeterfaktoren von 2N2 und M3M6 lassen sich keiner der oben beschriebenen Gruppen zu ordnen, auch wenn sie beide ebenfalls kurzperiodische Schwingungen von etwa einem Monat aufweisen. 2N2 zeigt einen leicht abfallenden Trend, jedoch zwei Minima um den 20.05.2010 und den 01.07.2011 für die Daten von G1, bei denen von G2 tritt zusätzlich ein Maximum beim 01.01.2011 auf und eine Verschiebung des ersten Minimums, das dann beim 01.05.2010 liegt. Auch sind die Amplituden der Minima bei G2 geringer. M3M6 zeigt zu Beginn einen Trend zu kleineren Gravimeterfaktoren etwa bis zum 01.08.2010 und zeigen dann ein lokales Maximum von etwa $5 \cdot 10^{-3}$ beim 20.10.2010. Bis zum Ende der Zeitreihe bleibt der aus den G1-Daten bestimmte Gravimeterfaktor relativ konstant. Bei dem aus den G2-Daten bestimmten ist die Amplitude ab dem 01.05.2011 etwa um $7.7 \cdot 10^{-3}$ größer. Auffällig ist der Versatz der Gravimeterfaktoren nach oben der ca. am 10.01.2010 gegenüber den Ergebnissen der ersten Einzelanalysen zu Beginn der Zeitreihe auftritt, was ein wenig an das Verhalten der Gravimeterfaktoren von O1 erinnert.

Bei den geleitenden Analysen wurden außerdem das RMS-Residuum und die Luftdruckadmittanz herausgeschrieben.

In Abbildung 7.3 ist das RMS-Residuum für G1 schwarz und für G2 rot dargestellt.

Auch das RMS-Residuum zeigt für G1 und G2 den selben Verlauf, wobei das von G2 immer etwas größer zu sein scheint. Ein Grund dafür könnte sein, dass die Daten von G2, z.B. durch den Einfluss des Magnetfeldes, wie in Kapitel 3.3 erwähnt, vermutlich mehr Signalanteile enthalten, die nicht durch Gezeiten erklärt werden können. Damit wäre das Residuum von G2 grundsätzlich etwas größer.

Der Bereich vom 10.01.2010 und 10.04.2011 zeigt für beide Kurven einen deutlichen Anstieg des RMS-Residuums von ca. $0.6 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ auf ca. $1.0 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Die zeitliche Übereinstimmung mit der aus O1 vermuteten Störung ist deutlich und unterstützt die Annahme einer Störung in diesem Bereich insofern, dass z.B. ein Peak, der im Residuum übrig bleibt, eine Erhöhung des RMS-Residuums zur Folge hätte.

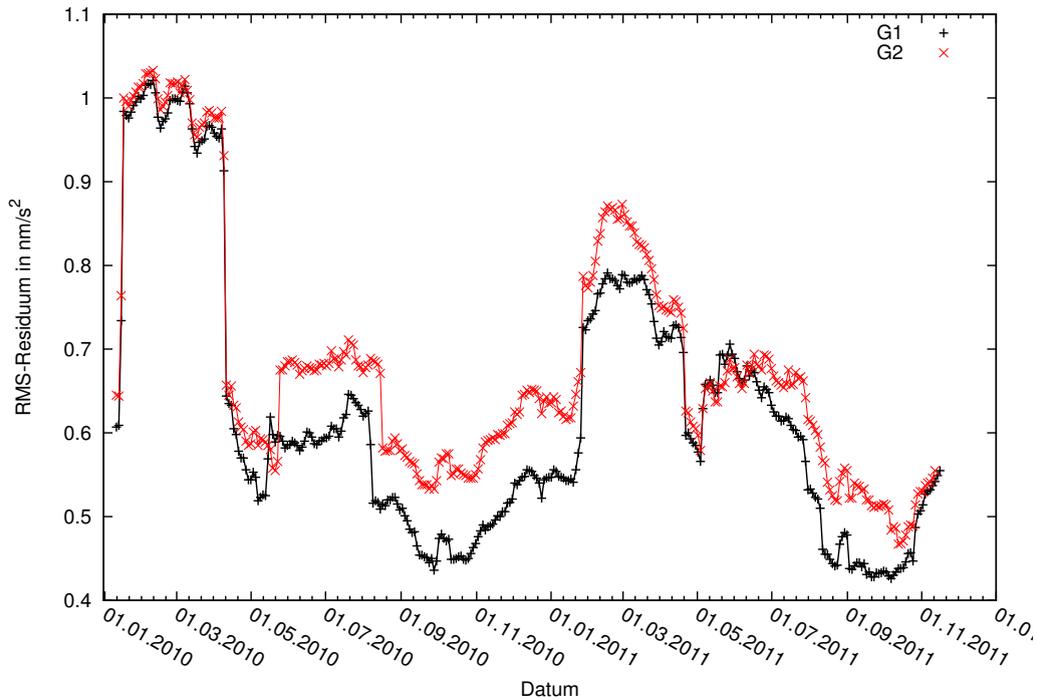


Abbildung 7.3.: Zeitlicher Verlauf des RMS-Residuums in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ über das Datum für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

Anschließend zeigt sich in dem Bereich, in dem im Gravimeterfaktor von M2 das Minimum liegt, zwischen dem 01.05.2010 und dem 10.08.2010, etwa mit 3 Monaten Breite, ein weiterer Sprung im RMS-Residuum nach oben um etwa $0.1 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Da der Verlauf des Minimums in M2 nicht auf eine zeitlich stark begrenzte Störungen hinweist, könnte es sich um eine Überlagerung von zwei unterschiedlichen Effekten handeln.

Allerdings tritt dieser Sprung in G1 und G2 um ca. zehn Tage zeitversetzt auf, was bedeutet, dass es sich um unterschiedliche Effekte handeln muss, die jeweils nur bei einem der beiden Sensoren auftreten.

Die dritte sprunghafte Erhöhung des RMS-Residuums um ca. $0.1 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ findet ungefähr am 01.02.2011 statt. Danach bleibt es etwa drei Monate konstant und nimmt ca. am 20.04.2011 wieder sprunghaft ab. Diese Erhöhung liegt also ungefähr im Bereich des Maximums, das in M2 erkennbar ist, weist aber eine wesentlich kürzere Dauer auf. Hier liegt also eine Überlagerung verschiedener Prozesse vor.

Kurz danach zeigt sich ein weiterer, erhöhender Sprung im RMS-Residuum von etwa $0.5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$, der bei beiden Sensoren auftritt. Der Verlauf unterscheidet sich dann recht deutlich, da die Kurve von G1 abfällt, während die von G2 etwa konstant bleibt. Am 01.08.2011 nimmt das RMS-Residuum dann sprunghaft ab. Da hier wieder eine Breite von ungefähr 3 Monaten vorliegt, könnte es sich also um eine weitere Störung in den Daten handeln, die allerdings keinen sichtbaren Effekt in den Gravimeterfaktoren zu hinterlassen scheint. Andererseits ist es auch fraglich, ob der Anstieg des RMS-Residuums zwischen dem 01.02.2011 und dem 20.04.2011 tatsächlich mit dem in M2 auftretenden Maximum in Verbindung steht und so könnte es sich bei beiden um zeitlich begrenzte Störungen handeln, deren Effekt durch einen längerfristigen Prozess überlagert wird.

Abbildung 7.4 zeigt die meteorologischen Parameter, die bei den Einzelanalysen angepasst werden. Diese nehmen zu Beginn der Zeitreihe betragsmäßig relativ große Werte von $-3.8 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ an und fallen dann, abgesehen von einem kleinen Bereich um den 20.03.2010, bis zum 10.05.2010 auf ca. $-3.15 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ ab. Nach einem erneuten Anstieg auf ca. -3.5

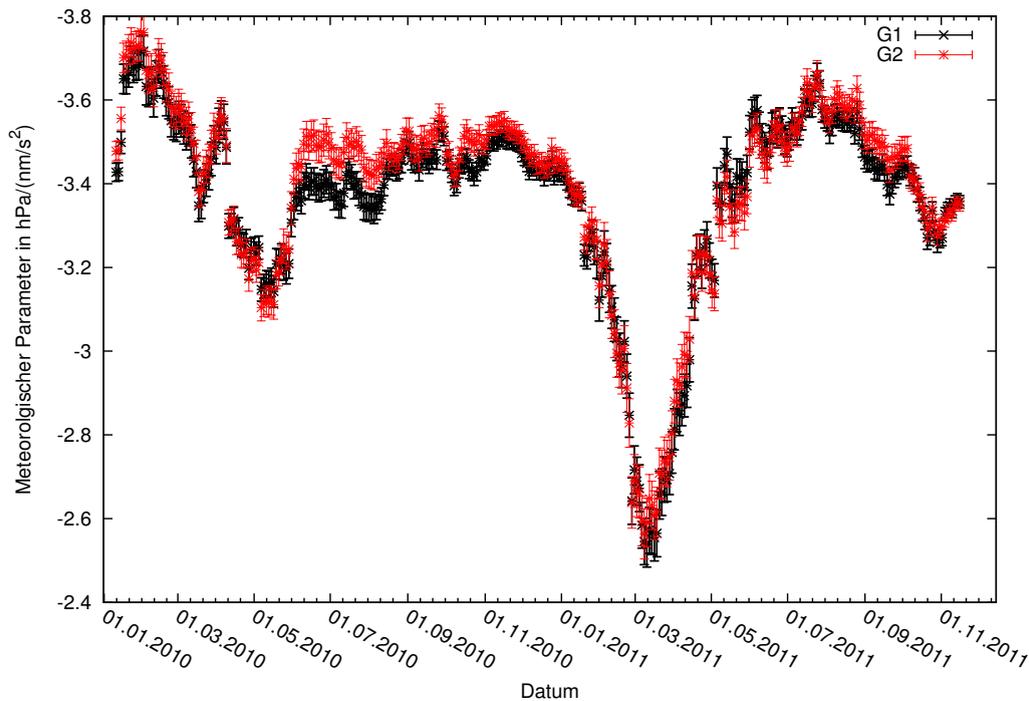


Abbildung 7.4.: Zeitlicher Verlauf der Luftdruckadmittanz in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ über das Datum in Schwarz für G1 und in Rot für G2.

$\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für G2 und $-3.4 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für G1, verhält sich der Parameter für G2 konstant, während der von G1 um den 10.09.2010 auf das Niveau des Werts für G2 ansteigt. Ca. ab dem 01.01.2011 nimmt der meteorologische Parameter dann ab, bis auf einen Wert von $-2.5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ am 10.03.2011. Beim darauffolgenden Anstieg wird um den 10.08.2011 ein Wert von $-3.6 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ erreicht. Bis zum Ende der Zeitreihe fällt der Wert wieder ab.

Besonders auffällig ist dabei das Minimum um den 10.03.2011, das im Bereich des Maximums von M2 liegt. Um einen möglichen zeitlichen Zusammenhang erkennen zu können, wird Abbildung 7.5 betrachtet, bei der der meteorologische Parameter für die G1-Daten in Grau dargestellt ist, der Gravimeterfaktor von M2 ebenfalls für G1 in Schwarz. Dabei gilt die linke y-Achse für den meteorologischen Parameter, der umgekehrt in Vergleich zu Abbildung 7.4 dargestellt wird und die rechte für den Gravimeterfaktor.

Es zeigt sich, dass das betragsmäßige Minimum im meteorologischen Parameter genau mit dem Maximum im M2-Gravimeterfaktor zusammenfällt. Dass das Minimum im Parameter eine Breite von ungefähr drei Monaten aufweist, lässt vermuten, dass es sich um eine zeitlich begrenzte Störung im gemessenen Luftdrucksignal handelt, obwohl seine Form nicht dafür spricht. Außerdem zeigt die Luftdruckregistrierung keine Besonderheiten, wie in Abbildung 7.6 für den Bereich, in dem das Minimum im meteorologischen Parameter auftritt, zu sehen ist.

Ein weiterer Punkt der gegen den direkten Einfluss des Luftdrucks auf den Gravimeterfaktor der M2-Wellengruppe spricht ist, dass es sich beim Luftdruck um eine meteorologische Größe handelt und dieser daher im Allgemeinen mit solaren Frequenzen variiert. Außerdem wäre zu erwarten, dass der Luftdruck nicht nur ein schmales Frequenzband einer einzelnen Wellengruppe, sondern einen größeren Bereich beeinflusst. Ausschließen lässt sich das aber nicht.

Also gibt es möglicherweise ein Zusammenhang zwischen den Effekten, die im meteoro-

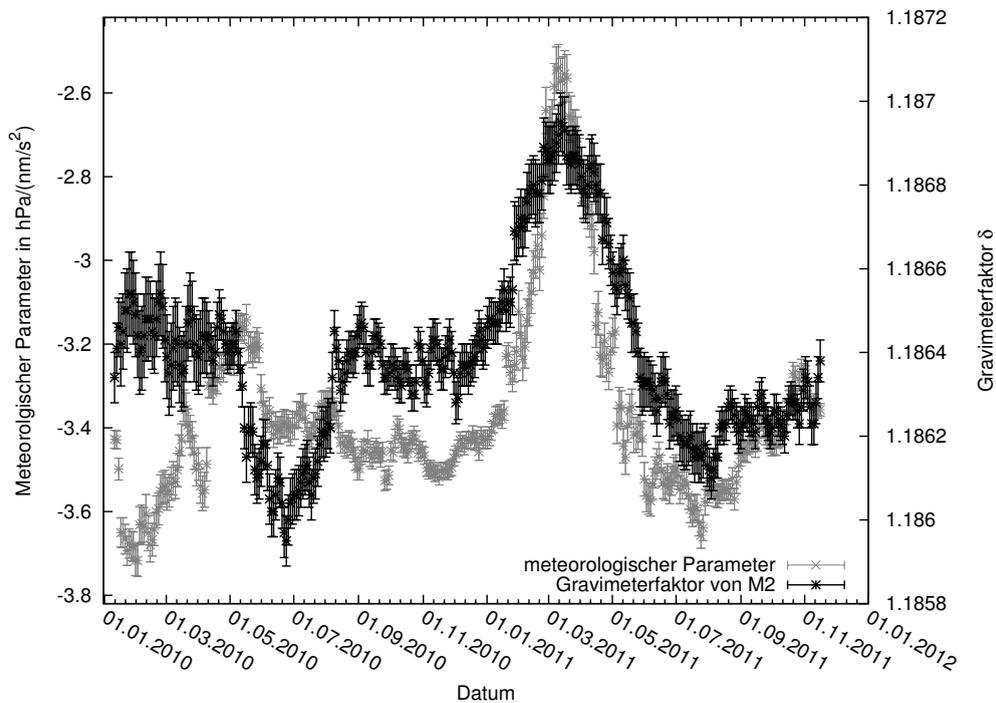


Abbildung 7.5.: Zeitlicher Verlauf des Gravimeterfaktors von M2 in Schwarz und Luftdruckadmittanz in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ in Grau für G1 über das Datum.

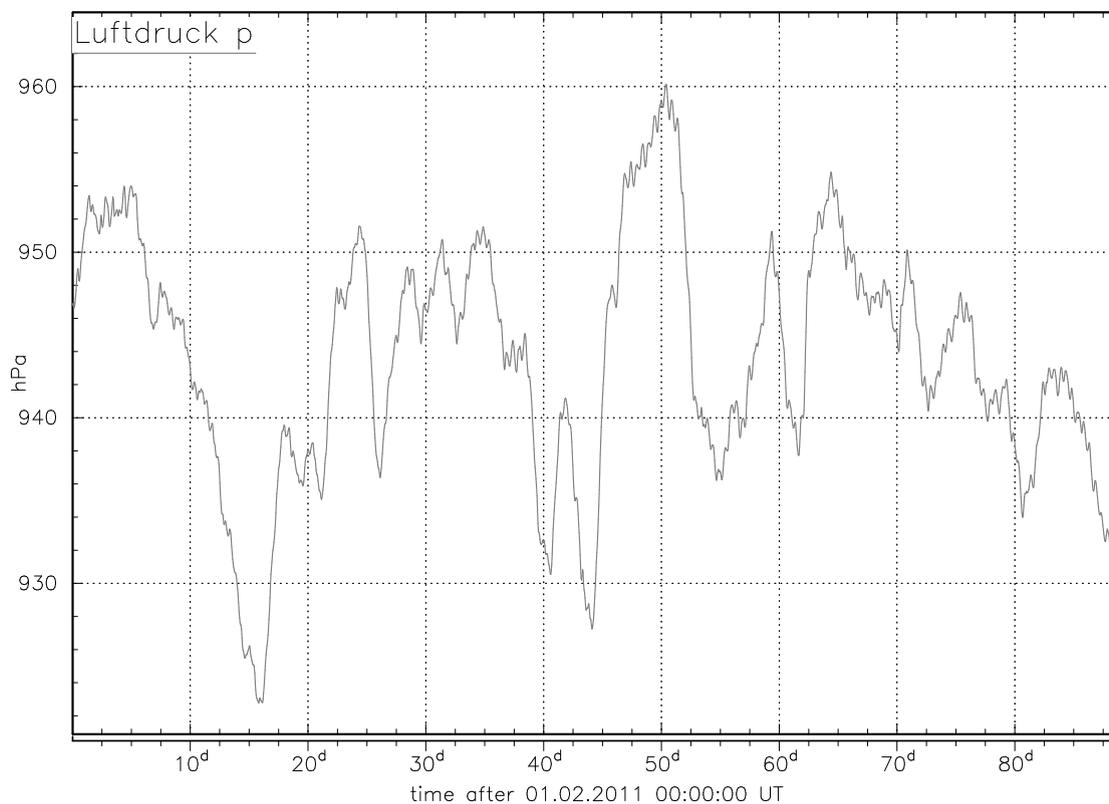


Abbildung 7.6.: Lokal gemessener Luftdruck in hPa über die Zeit in Tagen ab dem 01.02.2011 bis zum 30.04.2011

logischen Parameter und im Gravimeterfaktor zu sehen sind, auch wenn sich noch nicht klären lässt, worin genau dieser besteht.

7.1.2. Vergleich verschiedener Zeitfensterlängen

Um das Verhalten der als möglicherweise gestört identifizierten Bereiche zu überprüfen, wurde die gleitende Analyse für ein Zeitfenster von 60 Tagen unter ansonsten gleichen Bedingungen wie oben durchgeführt. Wenn es sich um zeitlich begrenzte Störungen handelt, sollten diese dann einen Bereich von 60 Tagen beeinflussen. Die Abbildungen 7.7 und 7.8 zeigen die Gravimeterfaktoren für M2 und O1, jeweils für die gleitende Analyse der Daten von G1 mit dem Zeitfenster von 90 d in Schwarz und dem von 60 d in Orange, die der anderen Wellengruppen sind in Anhang A.2.1 in den Abbildungen A.11 bis A.20 und in Anhang A.2.2 in den Abbildungen A.21 bis A.32 für die Gravimeterfaktoren aus den G2-Daten zu sehen.

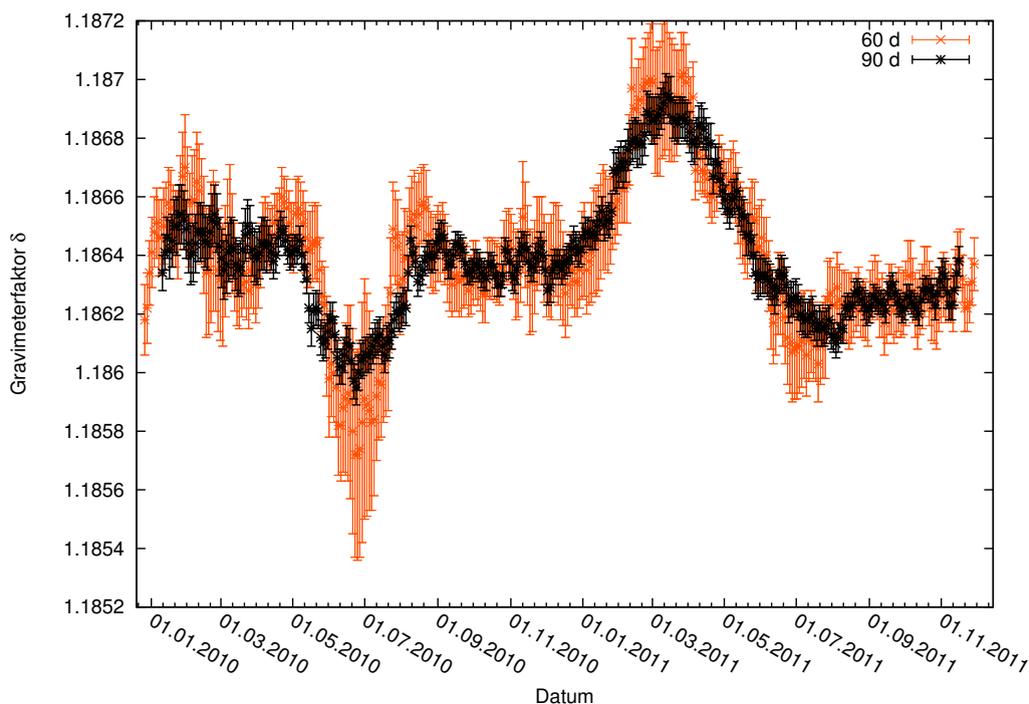


Abbildung 7.7.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange jeweils für die Daten von G1.

Es zeigt sich, dass der wesentliche Verlauf der Gravimeterfaktoren erhalten bleibt. Bei M2 kann man erkennen, dass sich die Breite des Minimums um ca. einen Monat reduziert, dafür aber nun mit einem etwas größeren Betrag von etwa $6 \cdot 10^{-4}$ auftritt. Dies lässt vermuten, dass es sich tatsächlich um eine zeitlich begrenzte Störung handelt, auch wenn der Verlauf der Kurve nicht dafür spricht. Die größere Amplitude könnte dadurch zustande kommen, dass eine Störung, im Vergleich zum längeren Zeitfenster, stärker in Gewicht fällt. Man beobachtet außerdem größere Amplituden der kurzperiodischen Variationen bei dem kürzeren Zeitfenster. Beim Maximum ergeben sich durch die Verwendung des kürzeren Zeitfensters keine wesentlichen Änderungen, was annehmen lässt, dass es sich nicht um eine Störungen der oben beschriebenen Art handelt. Allerdings ist ein sprunghaftes Ansteigen ca. am 10.02.2011 und Abfallen des Gravimeterfaktors am 10.04.2011 im Bereich des Maximums jeweils um knapp $2 \cdot 10^{-4}$ erkennbar. Im Vergleich lässt sich ein ähnliches Verhalten mit einem Betrag von ca. $0.5 \cdot 10^{-4}$ zwischen dem 20.01.2011 und dem 20.04.2011

auch bei den Ergebnissen, die man mit dem Zeitfenster von 90 d erhält, sehen. Da der Betrag des Effekts kleiner ist, fällt er im Vergleich zu den anderen Variationen nicht so sehr auf. Mit den Ergebnissen aus dem 60-d-Zeitfenster ergibt sich also, eine Überlagerung von zwei Effekten, das Maximum im Gravimeterfaktor und eine zusätzliche Erhöhung, die vermutlich auf eine Störung zurück zu führen ist.

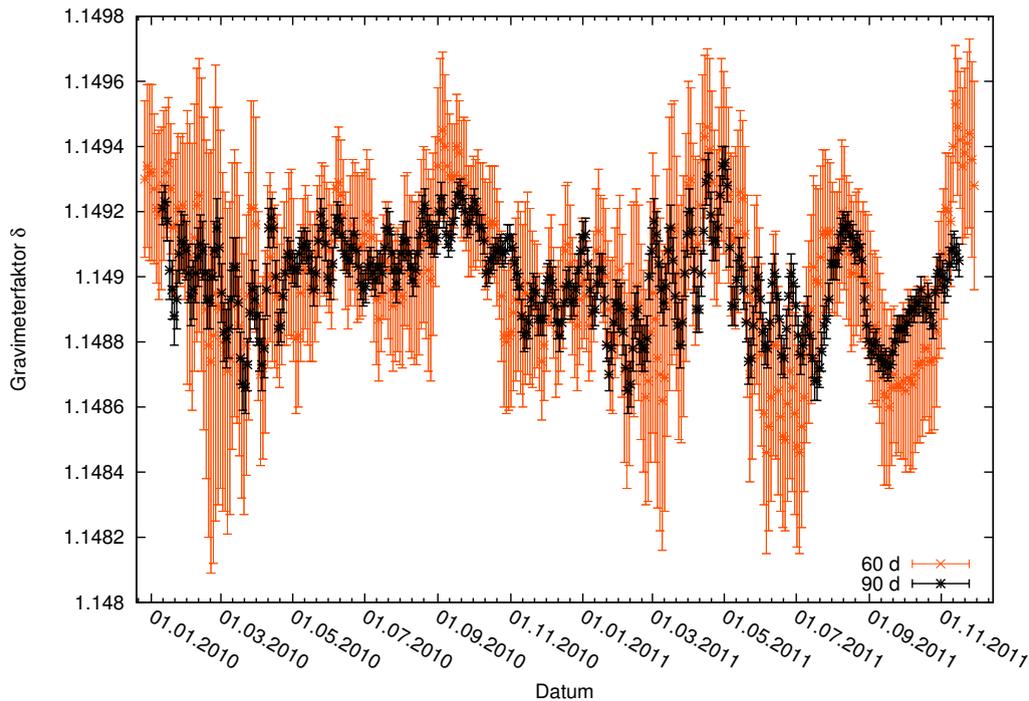


Abbildung 7.8.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von O1 über das Datum für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange jeweils für die Daten von G1.

Im Gravimeterfaktor von O1, der in Abbildung 7.8 dargestellt ist, zeigen sich durch die Verwendung des kleineren Zeitfensters keine deutlichen Änderungen, die bestimmte Bereiche hervorheben. Solche Bereiche wären hier, wegen der kurzperiodischen Variationen, deren Amplitude bei Verwendung des Zeitfensters von 60 d stellenweise größer wird, auch schwer zu erkennen.

In den Gravimeterfaktoren der anderen Wellengruppen, deren Darstellungen, wie bereits erwähnt, in Anhang A.2 zu sehen sind, können Störungen durch das kleinere Zeitfenster ebenfalls deutlicher zu erkennen sein. So zeigt sich in dem Bereich ca. vom 10.01.2010 bis 10.04.2010 für das 90-d- bzw. ca. dem 01.02.2010 bis 01.04.2010 für das 60-d-Zeitfenster eine Störung, wie sie in der Betrachtung von O1 in Abschnitt 7.1.1 bereits vermutet wurde, in den Gravimeterfaktoren von J1, K1, OO1 und M3M6, wobei im Falle der letzten beiden, der Effekt mit dem Zeitfenster von 90 d ebenfalls gut zu erkennen ist. Die anderen Störungen, die oben angenommen wurden, sind bei den anderen Wellengruppen nicht erkennbar. Möglicherweise wirken sie sich, abhängig von ihrer Frequenz, auf bestimmte Wellengruppen deutlicher aus. In 2N2, in Abbildung A.16 für G1 und A.27 für G2, sind verschiedene andere Störungen zu sehen, die aber nicht den Charakter einer zeitlich stark begrenzten Störung aufweisen.

Ein auffälliger Effekt ist, beim Vergleich der Gravimeterfaktoren mit unterschiedlichen Analysezeitfenstern für M1, J1, L2 und S2 in den Abbildungen A.12, A.14, A.18 und A.19 im Anhang A.2 und auch denen bei einiger Wellengruppen aus G2-Daten in Anhang A.2.2, dass die kurzperiodischen Variationen mit 180° Phasenverschiebung auftreten. Eigent-

lich würde man erwarten, dass die Länge des Analysezeitfensters, bei geeigneter Wahl des Zeitfensters (Schüller, 1976), keinen Einfluss auf die Gravimeterfaktoren hat, abgesehen von Bereichen, in denen Störungen auftreten. Es wäre z.B. möglich, dass bei dem 60-d-Zeitfenster, wegen der geringeren Länge, eine lineare Abhängigkeit zwischen den Gravimeterfaktoren besteht. Dann müsste der eine Gravimeterfaktor in dem Maß zunehmen, in dem ein anderer abnimmt und beide müssten mit der selben Frequenz variieren. Das scheint nicht der Fall zu sein und kann leicht mit Hilfe des Spektrums der vier oben genannten Gravimeterfaktoren überprüft werden. Es ist in Abbildung 7.9 für den interessanten Bereich von 0.015 cpd Werte bis 0.07 cpd dargestellt.

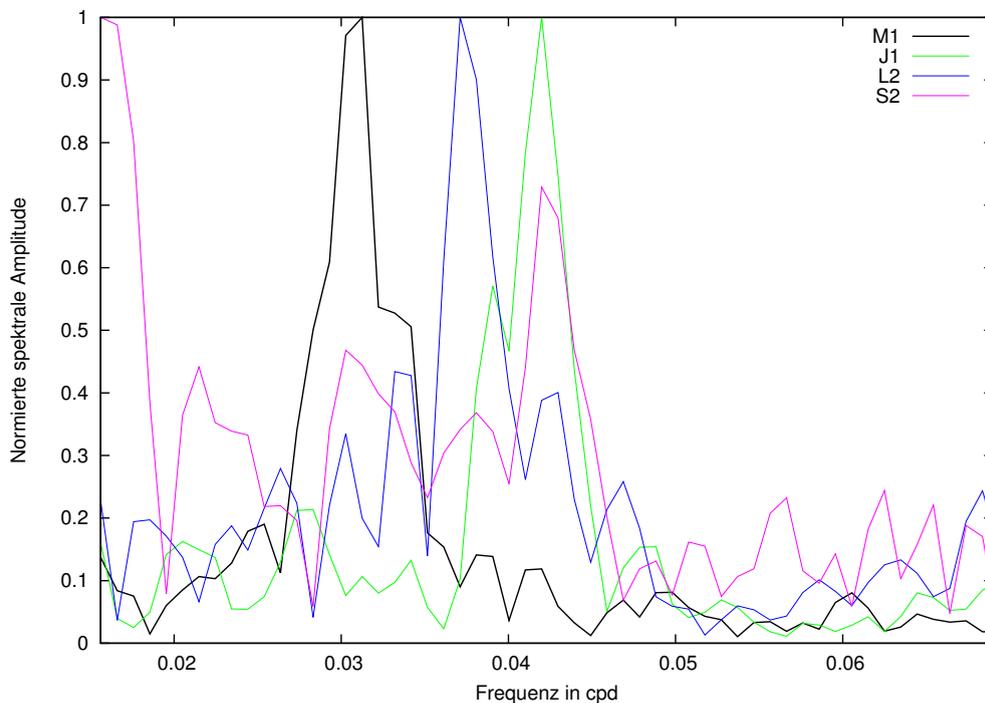


Abbildung 7.9.: Auf das jeweilige Maximum normierte Spektren der Gravimeterfaktoren von M1 in Schwarz, J1 in Grün, L2 in Blau und S2 in Rosa in s über die Frequenz in cpd im Bereich von 0.015 bis 0.07 cpd, normiert auf das Maximum des jeweiligen Spektrums in diesem Frequenzbereich.

Es zeigt sich, dass die Gravimeterfaktoren zwar mit ähnlichen, aber nicht mit gleichen Frequenzen variieren, daher ist eine lineare Abhängigkeit der Gravimeterfaktoren unwahrscheinlich. J1, L2 und S2 scheinen zwar ähnliche Anteile bei ca. 0.42 cpd zu besitzen, wenn man aber die Gravimeterfaktoren selbst betrachtet, zeigt sich, dass sich die Amplitude von L2 und S2 kaum ändert und es keinen zeitlichen Zusammenhang zu den Änderungen in J1 gibt. Auch zwischen L2 und S2 ist kein solcher zu erkennen. Schlussendlich würde eine lineare Abhängigkeit auch nicht erklären, warum sich bei der Verwendung eines kürzeren Zeitfensters genau die Umkehrung des Vorzeichens ergibt.

Betrachtet man den Vergleich der meteorologischen Parameter für die verschiedenen Zeitfensterlängen aus den Daten von G1 in Abbildung 7.10 und die entsprechende Abbildung A.33 in Anhang A.2.2 für G2, so zeigt sich, dass bei der Verwendung des kürzeren Zeitfensters deutliche Unterschiede auftreten. Es ergeben sich einige sprunghafte Änderungen im Verlauf der Kurve, die nicht mit Störungen in den Luftdruckregistrierungen in Verbindung gebracht werden können. Daher stellt sich die Frage, ob Störungen in den Schweredaten, falls diese existieren, Einfluss auf den meteorologischen Parameter haben können. Die Sprünge im Parameter müssten dann mit denen in den Gravimeterfaktoren zusammenfal-

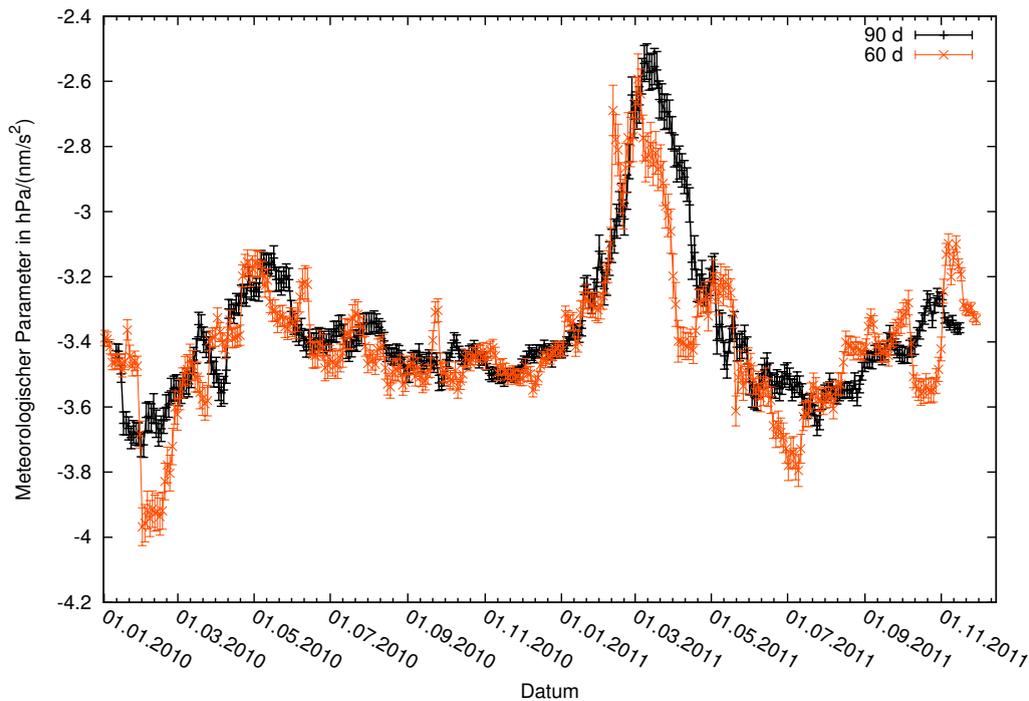


Abbildung 7.10.: Zeitlicher Verlauf des meteorologischen Parameters über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

len. Dies ist der Fall für den Zeitraum ungefähr vom 10.01.2010 bis 10.04.2010 für das Zeitfenster von 90 d und ungefähr vom 01.02.2010 bis 01.04.2010 für das von 60 d, wobei im Fall des 90-d-Zeitfensters die Variation erst im Vergleich mit der des 60-d-Zeitfensters deutlich wird. Dies entspricht dem Zeitbereich, in dem die aufgrund der Variationen des Gravimeterfaktors von O1 vermutete Störung liegt. Daher kann man vermuten, dass sich ein Störung in den Schweredaten auch auf die Bestimmung des meteorologischen Parameters auswirkt. Allerdings ist ein so klarer Zusammenhang im weiteren Verlauf der Kurve nicht erkennbar, was daran liegen könnte, dass sich die möglichen Störungen unterschiedlich stark auf den Parameter auswirken oder zusätzlich von anderen Effekten überlagert werden.

7.2. Überprüfung der Datensätzen auf Störungen

Hier soll nun überprüft werden, ob die Bereiche, bei denen in Abschnitt 7.1 Störungen vermutet werden, tatsächlich auch solche enthalten. Dazu wird zunächst das Residuum der Referenzanalyse auf Störungen untersucht und anschließend die Wirkung der gefundenen auf die gleitende Analyse überprüft.

7.2.1. Untersuchung der Residuen auf Störungen

Wie in Abschnitt 7.1 bereits erwähnt, könnten einige Variationen in den Gravimeterfaktoren auf Störungen in Datensätzen hinweisen. Da solche nicht vollständig durch Gezeiten erklärt werden können, sollten sie als Störungen in den Residuen der Analysen erkennbar sein. Um dies zu überprüfen werden die Residuen der in Kapitel 6.1 durchgeführten Analysen betrachtet, da, aufgrund der längeren Zeitreihe, die Wahrscheinlichkeit geringer ist, dass Anteile dieser Störungen doch als Gezeiten interpretiert werden. Die Residuen der Referenzanalysen in G1 und G2 sind in Abbildung 6.1 in Kapitel 6.1 dargestellt und im

folgenden werden Ausschnitte davon in den Bereichen betrachtet, die in Abschnitt 7.1 als möglicherweise gestört identifiziert werden.

Es werden daher die in O1 identifizierten Bereiche zwischen dem 10.01.2010 und dem 10.04.2010 und ab dem 01.03.2011 betrachtet. Außerdem werden die Zeiten untersucht, in denen die Extrempunkte in M2 auftreten, also zwischen dem 01.05.2010 und dem 10.08.2010 sowie dem 01.12.2010 und dem 01.06.2011, was sich mit dem aus O1 abgeleiteten Abschnitt überschneidet. Dabei wird speziell zwischen dem 01.05.2010 und dem 10.08.2010 auf Unterschiede in den Daten von G1 und G2 geachtet.

Bei der Betrachtung des ersten Abschnitts im Frühjahr 2010 fällt sofort ein großer Peak Ende Februar in der Mitte des Zeitfensters auf, dessen Amplitude mit $28 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ deutlich größer ist als die der umgebenden Signale. Abbildung 7.11 zeigt einen Ausschnitt um diesen Peak zwischen dem 25.02.2010 und dem 28.02.2010. Es handelt sich offenbar um eine Störung mit einer Frequenz von einem cpd, was dazu passen würde, dass sein Einfluss, falls es sich um ein der gesuchten Störungen handelt, vor allem im ganztägigen Bereich erkennbar ist.

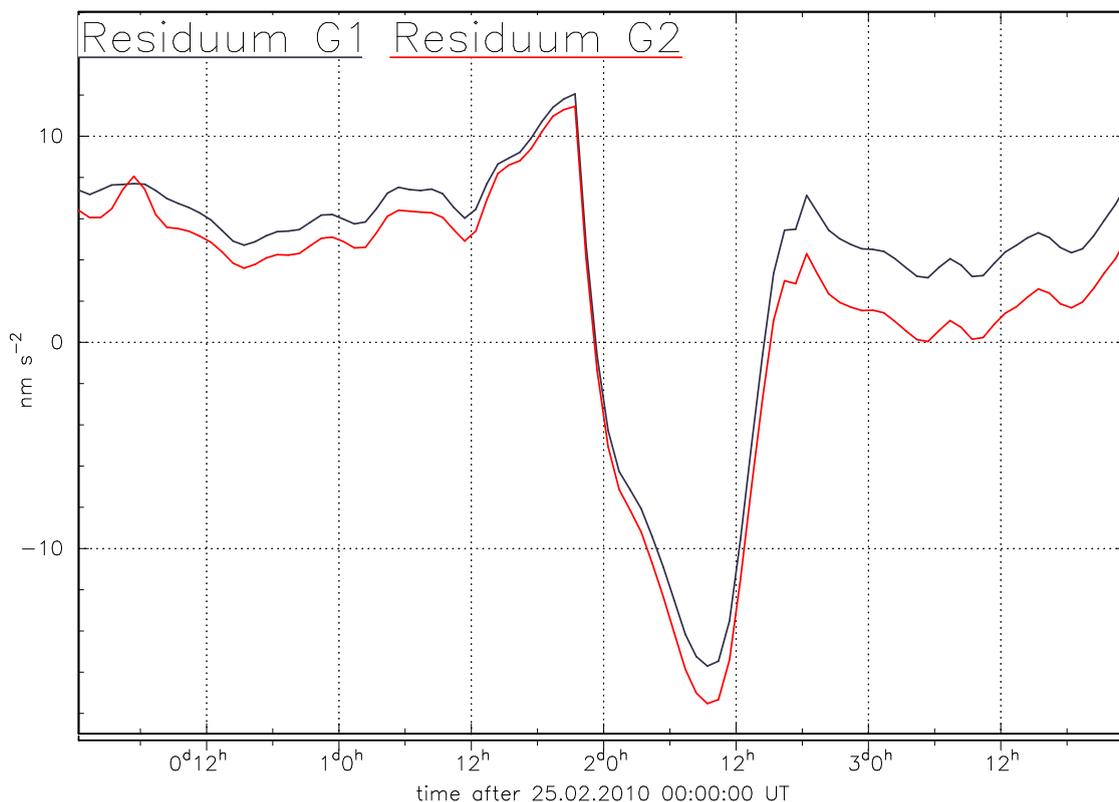


Abbildung 7.11.: Residuum der Gezeitenanalysen für die Daten von G1 in Schwarz und G2 in Rot über die Zeit in d im Bereich vom 25.02.2010 bis zum 28.02.2010.

In den Residuen zwischen dem 01.05.2010 und dem 10.08.2010 sind die Störungen nicht so deutlich zu erkennen, dennoch kann man Ende Juni, also wieder etwa in der Mitte des Zeitfensters, einen Abschnitt mit höheren Amplituden als die umgebenden identifizieren. Stellt man diesen Bereich zwischen dem 23.06.2010 und 30.06.2010, wie in Abbildung 7.12, dar, zeigt sich, dass es sich dabei um Schwingungen mit halbtägiger Periode handelt. Hier sieht man, wie in Abschnitt 7.1.1 bereits vermutet, dass die Störung nur in G1 mit einer Amplitude von etwa $7 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ auftritt, in G2 dagegen nicht zu sehen ist.

Entsprechend wird nun speziell das Residuum aus den Daten von G2 in einem Bereich ca. vom 20.05.2010 bis 20.08.2010 betrachtet. Dabei zeigt sich, dass ungefähr in der

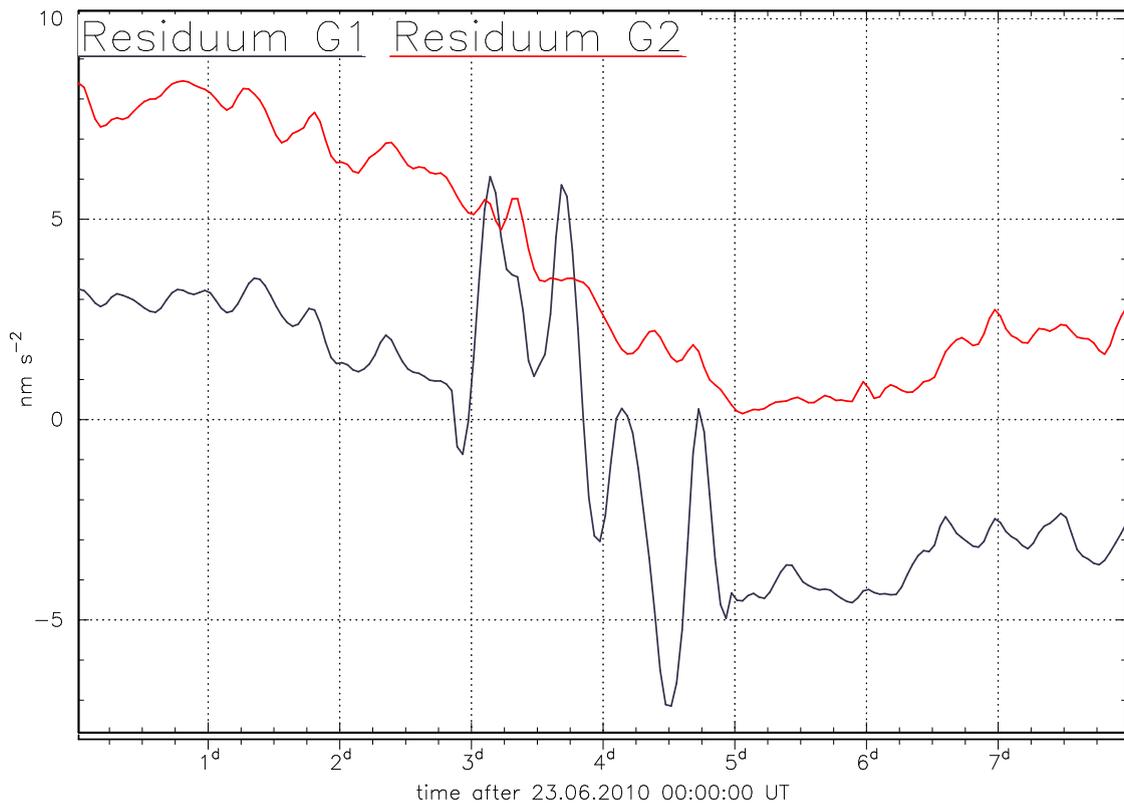


Abbildung 7.12.: Residuum der Gezeitenanalysen für die Daten von G1 in Schwarz und G2 in Rot im Zeitbereich vom 23.06.2010 bis zum 30.06.2010.

Mitte des Zeitfensters ein Sprung von $18 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ am 05.07.2010 vorliegt, der Abbildung 7.13 erkennbar und bereits im Residuum der Referenzanalyse in Abbildung 6.1 in Kapitel 6.1 zu sehen ist.

Im dritten Bereich, vom 01.12.2010 bis zum Ende der Zeitreihe, zeigt sich ein weiterer Peak, dessen Frequenz zwischen einem und zwei cpd liegt, wie man im Ausschnitt vom 08.02.2011 bis 14.03.2011 in Abbildung 7.14 sehen kann. Die Störung liegt etwa zwischen 3 d und 4 d, was dem 11.03.2011 und damit etwa der Mitte des Maximums im Gravimeterfaktor der Wellengruppe M2 aus der gleitenden Analyse in Abbildung 7.1 entspricht. Ansonsten zeigen sich in diesem Bereich keine weiteren Auffälligkeiten. Der Versatz in O1 könnte daher eine andere Ursache haben, denn er tritt erst ab dem 01.03.2011 auf. Damit ist der zeitliche Abstand zu dem Peak am 11.03.2011 zu kurz, sodass er nicht von diesem verursacht werden könnte.

Auch in dem RMS-Residuum zwischen dem 01.05.2011 und dem 01.08.2011 vermuteten Abschnitt lässt sich kein offensichtliches Störung bestimmen. Dies bedeutet jedoch nicht, dass dort nicht auch eine Störung auftreten kann. Bei Störungen, die kleiner als $5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ sind, wäre es schwer, sie von natürlichen Signalen im Residuum zu unterscheiden, die für ganz- und halbtägige Schwingungen etwa diese Größenordnung haben.

Betrachtet man die Rohdaten in diesen Zeiträumen, stellt man fest, dass am 26.02.2010 und am 27.02.2010 zwei Erdbeben stattfanden und das Gerät übersteuert wurde. Über die Ersteinsatzzeit lässt sich bestimmen, dass es sich beim Beben am 26.02.10 um ein Beben der Stärke 7.0 in Japan um 20:31:28 und am 27.02.2010 um 6:34:11 eines der Stärke 8.7 an der chilenischen Küste handelt¹.

Der zweite Bereich vom 25.06.2010 bis 27.06.2010 kann nicht in den Rohdaten angesehen

¹ <http://geofon.gfz-potsdam.de/eqinfo/list.php> (14.03.2013)

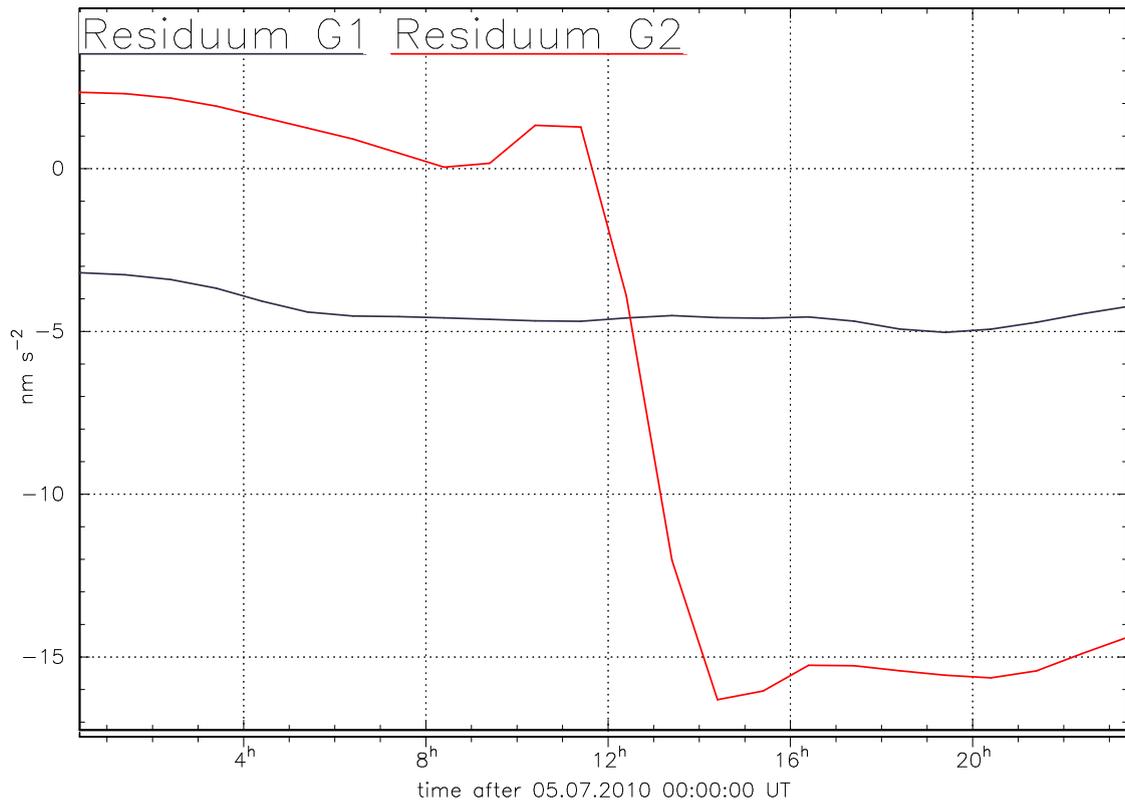


Abbildung 7.13.: Residuum der Gezeitenanalysen für die Daten von G1 in Schwarz und G2 in Rot am 05.07.2010.

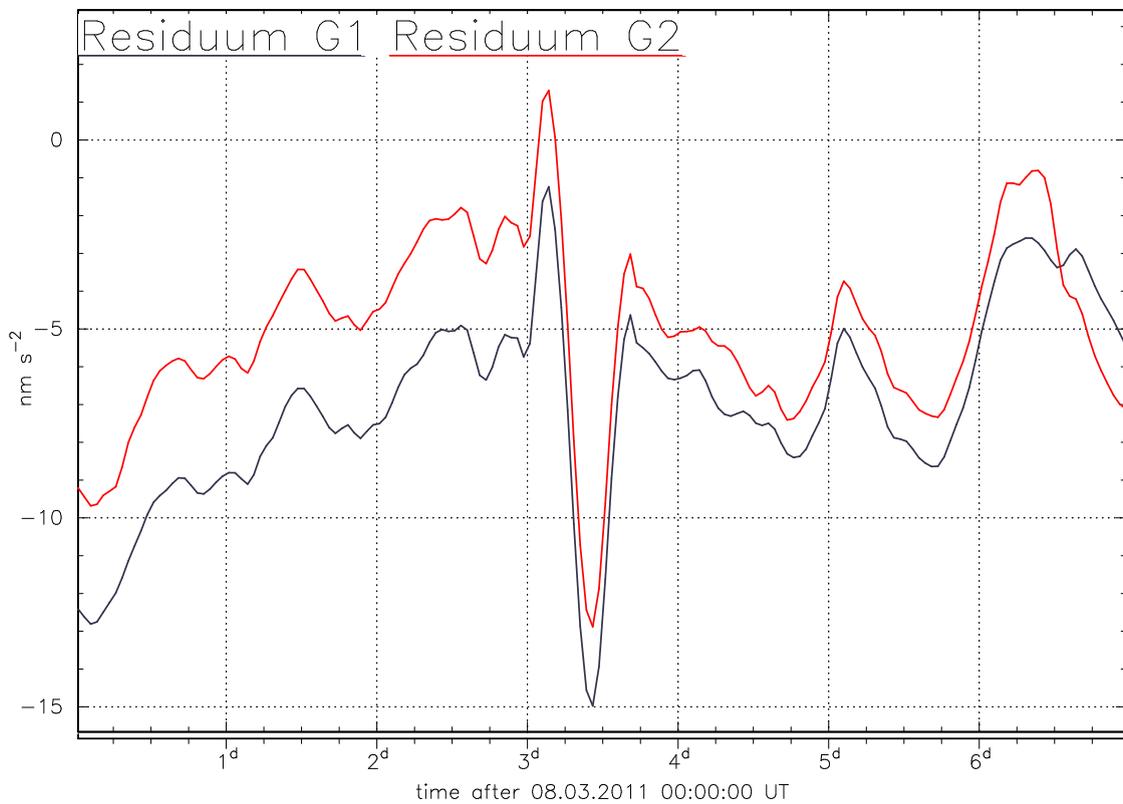


Abbildung 7.14.: Residuum der Gezeitenanalysen für die Daten von G1 in Schwarz und G2 in Rot im Zeitbereich vom 08.03.2011 bis zum 14.03.2011.

	t_A	t_E	Samples
A	26.02.2010 20:24	27.02.2010 19:24	23
B-G1	25.06.2010 00:24	28.06.2010 23:24	95
B-G2	05.07.2010 00:24	06.07.2010 23:24	47
C	10.03.2011 00:24	13.03.2011 22:24	94

Tabelle 7.2.: Start- und Enddatum der Lücken sowie Anzahl der ausgeschnittenen Samples.

werden, da ein Fehler der Datenerfassung dazu führte, dass die Messwerte nicht in der richtigen zeitlichen Reihenfolge vorliegen. Am 11.03.2011 um 05:46:23 ereignete sich das Tohoku-Erdbeben (Japan) mit einer Magnitude von 8.9². Es liegt also genau im betreffenden Bereich. Für den Bereich in G2 vom 20.05.2010 bis 20.08.2010 zeigt sich jedoch, dass der Sprung bereits in den Rohdaten erkennbar ist und offenbar bei der Prozessierung nicht oder nicht vollständig korrigiert wurde.

Bei der Prozessierung der Daten wurden diese Bereiche ausgeschnitten und interpoliert, was offenbar zu den Artefakten im Residuum führt. Dies geschieht vermutlich wegen der unterschiedlichen Gezeitenpotentiale, die jeweils für die Vorprozessierung und die Gezeitenanalyse verwendet werden.

7.2.2. Gleitende Analyse nach Ausschneiden der gestörten Bereiche

Um zu überprüfen, ob die identifizierten Artefakte tatsächlich für Variationen der Gravimeterfaktoren verantwortlich sind, werden sie aus dem Datensatz ausgeschnitten und die Bereiche als Lücke behandelt. Um sicher zu gehen, dass keine Effekte der möglichen Störungen in den Daten verbleiben, werden die Ausschnitte etwas größer als das eigentliche Störung gewählt. Entsprechend wird durch das Einfügen einer Lücke in einem Bereich, in dem wahrscheinlich keine Störung in den Daten vorliegt und der anschließenden gleitenden Analyse gezeigt, dass die Lücke selbst nur einen geringen Effekt auf die Gravimeterfaktoren hat. Es zeigt sich, dass dies der Fall ist.

Tabelle 7.2 gibt die Zeitbereiche und die Anzahl der Samples an, die ausgeschnitten wurden. B-G1 bezieht sich dabei auf den Bereich, der ausschließlich in G1 als mögliche Störung identifiziert wurde und B-G2 entsprechend für den in G2.

Die gleitende Analyse wurde dann für ein Zeitfenster von 90 d, wie in Abschnitt 7.1.1 beschrieben, durchgeführt. Die Ergebnisse sind für M2 und O1 aus den G1-Daten in Grün gegenüber den Ergebnissen der oben beschriebenen Analyse mit dem 90-d-Zeitfenster in Schwarz in den Abbildungen 7.16 und 7.15 aufgetragen. Die anderen, aus den Daten von G1 bestimmten Gravimeterfaktoren und die aus den Daten von G2 bestimmten sind in Anhang A.3.1 zu finden.

Betrachtet man nun die Gravimeterfaktoren von O1 in Abbildung 7.15 so stellt man fest, dass die in Grün dargestellte Kurve im Bereich A im Vergleich zur schwarzen um ca. $2 \cdot 10^{-4}$ nach oben verstetzt ist. Dies bestätigt die in Kapitel 7.1 erwähnte Annahme, dass die Störung im Bereich des 26. bis 28.02.2010 dafür verantwortlich ist. Bei Q1 und M3M6 zeigt sich eine ähnliche Änderung, ebenso wie bei M1, J1, K1 und OO1, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen. Die selbe Störung kann also in der einen Wellengruppe zu einer Erhöhung, in einer anderen zu einer Erniedrigung der Gravimeterfaktoren führen.

Im Vergleich dazu, fallen die Änderungen in den anderen beiden Bereichen kaum auf. In B-G1 sind die Gravimeterfaktoren leicht nach unten verschoben, in C scheint sich eine betragsmäßige Vergrößerung der Amplituden der Variation des Gravimeterfaktors zu ergeben. Die Effekte sind hier nicht so deutlich, wie im Falle von A und liegen in den meisten

² siehe ¹

Fällen im Bereich der Standardabweichungen. Entsprechendes gilt für die anderen ganztägigen Gravimeterfaktoren, bei denen nur in M1 die Störung C einen ähnlich großen Effekt hat, wie A.

Bei M2 dagegen hat das Ausschneiden von A fast keinen Effekt, der Einfluss von B-G1 ist deutlich zu sehen. Das Minimum bei 01.04.2010 reduziert sich betragsmäßig ca. um $1 \cdot 10^{-4}$, das Maximum beim 10.03.2010 nimmt um ca. $1 \cdot 10^{-4}$ ab.

Bei den anderen halbtägigen Wellengruppen ergibt sich ein ähnlicher Effekt wie in M2. In 2N2 verursacht die Störung B-G1 eine Erniedrigung des Gravimeterfaktors von $1.5 \cdot 10^{-2}$ im Vergleich zum Gravimeterfaktor nach Ausschneiden der Störungen.

Offenbar hat die Störung A hauptsächlich Einfluss auf die ganztägigen Wellengruppen, die Störung B-G1 eher auf die halbtägig, was auf Grund der Frequenz der Störung, die in Kapitel 7.1 beschrieben werden, zu erwarten war. Die Frequenz von C liegt zwischen einem und zwei cpd, daher hat sie einen Effekt in beiden Frequenzbereichen.

Aus dieser Betrachtung ergibt sich, dass sich die Variationen der Gravimeterfaktoren z.T. durch die identifizierten Störungen im Datensatz erklären lassen. Allerdings ist der Verlauf keines der Gravimeterfaktoren, nach dem Ausschneiden der Störungen, konstant, was bedeutet, dass es einen weiteren Effekt geben muss, der die Variationen der Gravimeterfaktoren verursacht.

Auch im RMS-Residuum zeigt das Ausschneiden der Störungen einen deutlichen Effekt. Es ist in Abbildung 7.17 in Schwarz für die gleitende Analyse mit den Störungen und in Grün für die, bei der die Störungen ausgeschnitten sind. Das RMS-Residuum reduziert sich im Fall der Störung A um $0.4 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ und bei B-G1 und C um etwa $0.1 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Also werden die hohen RMS-Werte, die in Abbildung 7.3 zu sehen sind durch die identifizierten Störungen hervorgerufen. Allerdings bleibt im Bereich von C ein Maximum erhalten, das allerdings nur eine Breite von ca. zwei Monaten aufweist. Es entsteht also wahrscheinlich nicht auf die selbe Art, wie die Störungen A, B-G1 und C. Der RMS-Wert erweckt den Eindruck im zeitlichen Verlauf einer Jahreswelle zu folgen, die ihr Minimum zwischen September und November hat. Dies würde zu dem Schluss führen, dass im Herbst weniger Signale registriert werden, die nicht von den Gezeiten verursacht werden und daher nicht im Residuum vorkommen. Der betrachtete Datensatz ist allerdings sehr kurz und da nur zwei Minima auftreten, könnten sie auch zufällig zum selben Zeitpunkt auftreten. Um eine solche Folgerung ziehen zu können, müsste der Effekt über einen längeren Zeitraum, als den vorliegenden, beobachtbar sein.

In der gleitenden Analyse der Daten von G2 zeigt sich für die Störungen A und C ein sehr ähnlicher Effekt. Für B-G2 ist das Verhalten jedoch anders, da es sich nicht, wie in den anderen Fällen, um einen Peak oder periodische Schwingungen handelt.

Wie man erwartet, eliminiert das Ausschneiden eines Sprungs seinen störenden Einfluss nicht, bzw. nicht vollständig, da der durch ihn entstandene Offset in den Daten erhalten bleibt, anders als bei einem Peak, bei dem die Messwerte nach der Störung wieder auf ihren ursprünglichen Wert zurückkehren. Abbildung 7.18 zeigt den Gravimeterfaktor von M2 der aus den Daten von G2 bestimmt wurde, in Rot als zusammenhängender Datensatz, in Grau mit den Ausschnitten. Im Bereich des Sprungs ergibt sich keine deutliche Veränderung. Nur im Gravimeterfaktor von Q1, wie Abbildung A.45 und an einzelnen Stellen im Gravimeterfaktor vom O1, wie Abbildung A.46 zeigt, beides in Anhang A.3.1, ist eine Änderung erkennbar, die größer als die Standardabweichungen ist.

Ein besseres Vorgehen wäre, dennoch den Sprung aus den Daten zu korrigieren, was allerdings, mit den zur Verfügung stehenden Methoden, nicht vollständig gelungen ist, da der Sprung in den Daten nicht erkennbar ist. Das Ablesen seines Betrags aus dem Residuum ist offenbar nicht möglich, denn wenn man versucht den Versatz durch den Offsetwert im Datenfile von *Analyse* zu erklären, bleibt nach der Gezeitenanalyse noch immer ein Sprung

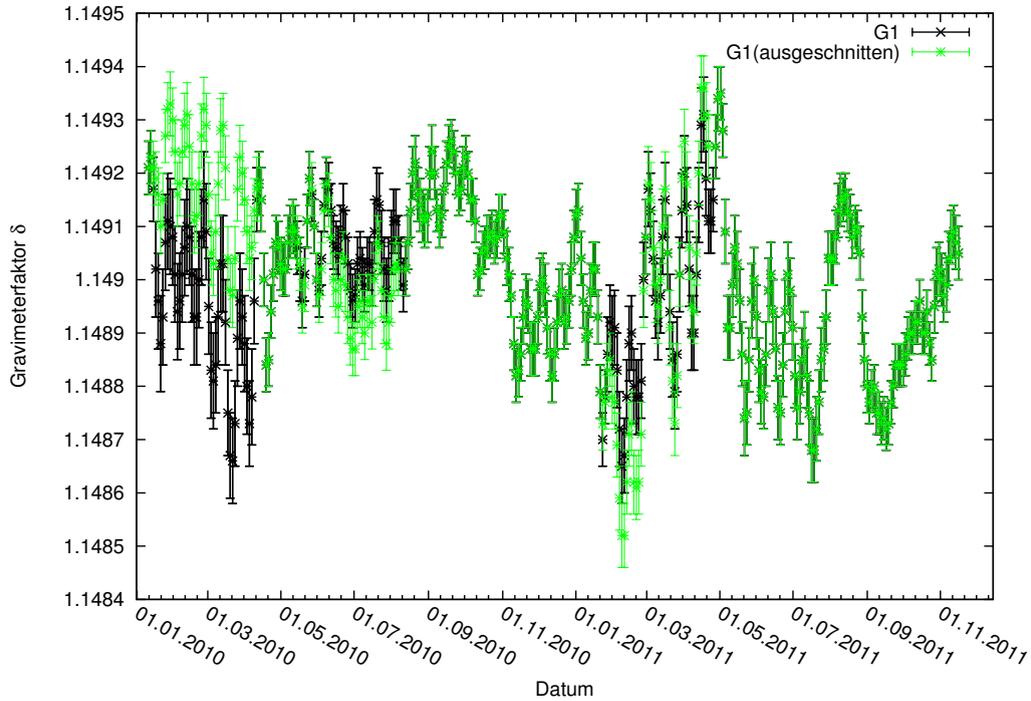


Abbildung 7.15.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von O1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

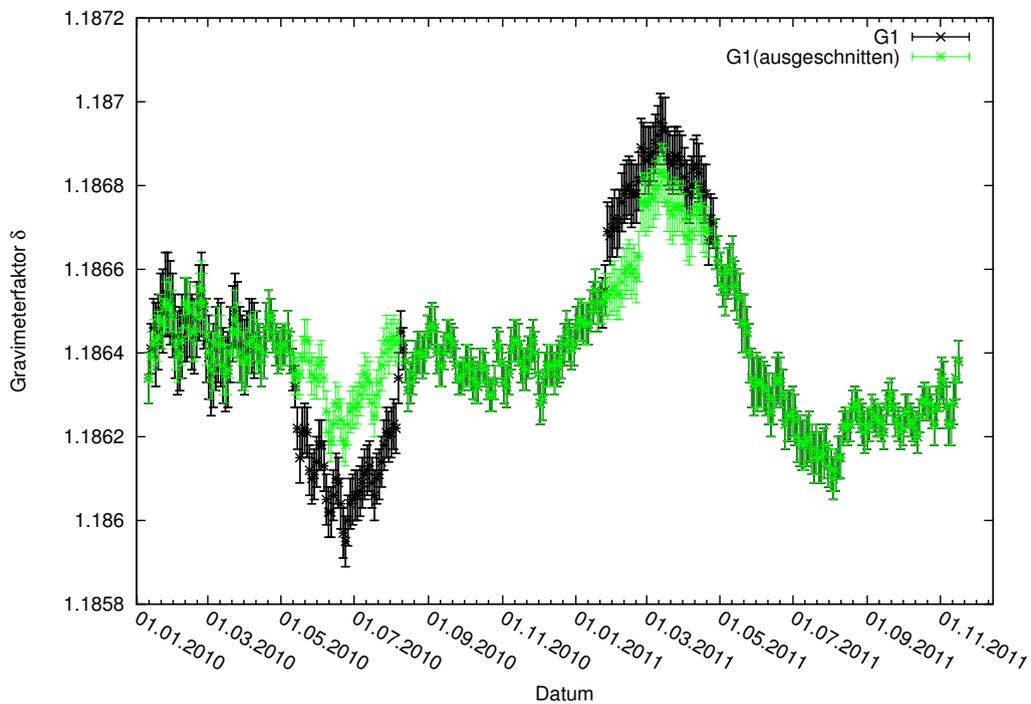


Abbildung 7.16.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 aus den den Daten von G1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

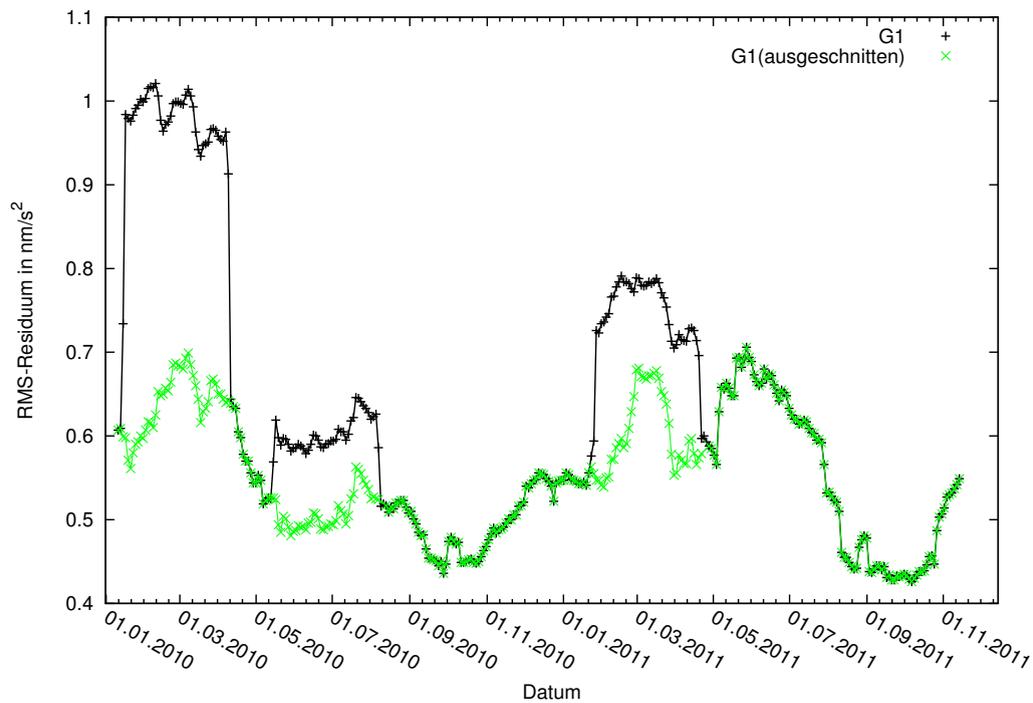


Abbildung 7.17.: Zeitlicher Verlauf des RMS-Residuums der gleitenden Analyse der Daten von G1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

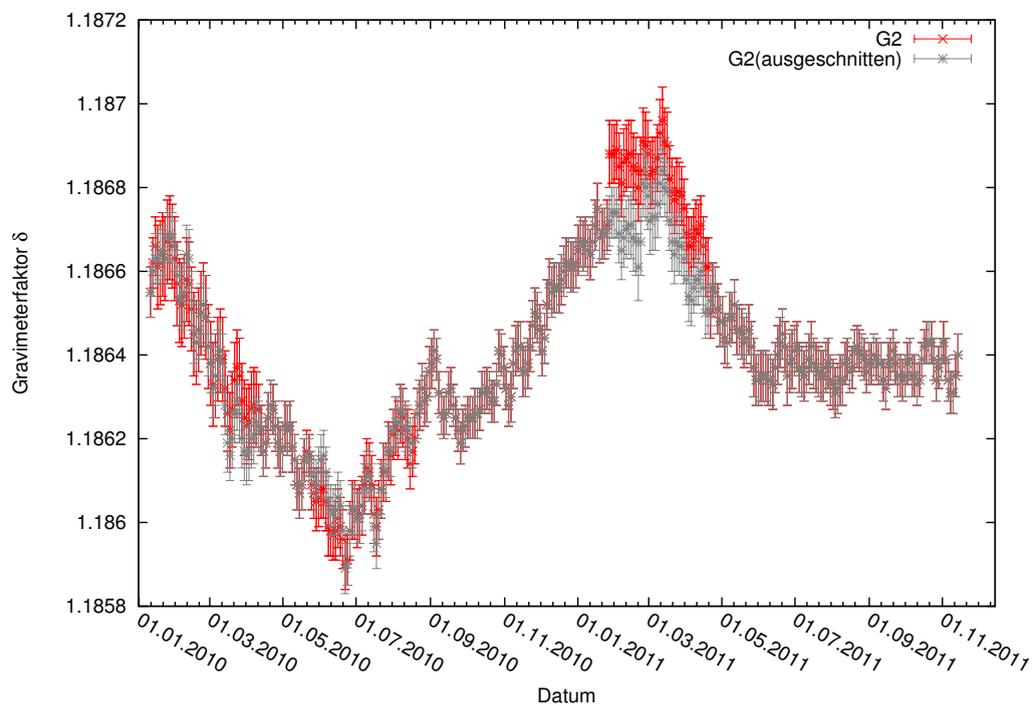


Abbildung 7.18.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen für die Daten von G2.

im Residuum übrig.

Es zeigt sich also, dass einige der detektierten Störungen die Gravimeterfaktoren wesentlich beeinflussen. Betrachtet man unter dieser Tatsache, die Vergleiche der gleitenden Analysen von G1 und G2 in Kapitel 7.1 so stellt man fest, dass bei einigen Wellengruppen. z.B. bei J1 und N2, die Abweichung der Ergebnisse aus den Daten der beiden Sensoren in den Bereichen am größten ist, in denen jeweils die unterschiedlichen Störungen um Datensatz vorliegen. Dies trifft genauso auf den Regressionsfaktor für den Luftdruck, in Abbildung A.44 in Anhang A.3.1 zu, womit sich zeigt, dass solche Bereiche auch die Anpassung der Luftdruckkurve beeinflussen können.

7.2.3. Vergleich der Referenzanalyse mit den Gezeitenanalyse nach dem Ausschneiden der Störungen

Es hat sich in den Abschnitten zuvor gezeigt, dass Störungen im Datensatz einen deutlichen Einfluss auf die Gravimeterfaktoren haben können, wenn die Analyse mit kurzen Zeitfenstern durchgeführt wird. Es wird nun, an Hand der Daten von G1, überprüft, wie groß der Einfluss der Störungen auf die Gravimeterfaktoren einer Analyse des zweijährigen Datensatzes ist, vor allem da die Daten von G1 in Kapitel 10 für die Untersuchung äußerer Einflüsse verwendet wird. Dazu werden die Bereiche A, B-G1 und C aus den Daten ausgeschnitten und eine Gezeitenanalyse wie in Kapitel 6.1 durch geführt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7.3 und die für G2 in Tabelle A.1 im Anhang A.3.2 dargestellt, wobei letztere hier nicht ausführlich diskutiert werden.

Es zeigt sich, dass der Einfluss der Störungen auf die kurzperiodischen Wellengruppen bei der Analyse eines langen Datensatzes gering ist. Die Gravimeterfaktoren von Wellengruppen mit Frequenzen größer MTM liegen alle im Bereich der Standardabweichung. Die langperiodischen Wellengruppen werden durch die Anpassung eines eigenen Driftpolynom für jeden Block, in diesem Fall also fünf verursacht. Dies führt dazu, dass langperiodische Anteile der Gezeiten oder äußeren Einflüsse durch das Polynom erklärt werden.

Der Sprung in G2 könnte allerdings einen sichtbaren Effekt auf die Gravimeterfaktoren haben, was hier, wie bereits erwähnt, nicht betrachtet wird. Aus den Ergebnissen in A.1 im Anhang A.3.2 ist das nicht erkennbar, da der Effekt des Sprungs in beiden vorhanden ist, bzw. durch die Driftpolynome, die wie erwähnt, für jeden Block einzeln angepasst werden, beeinflusst.

Es ergibt sich kleineres RMS-Residuum von $7.309 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ im Gegensatz zu dem der Referenzanalyse mit $9.777 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Dies entspricht den Erwartungen, da man davon ausgeht, dass das RMS-Residuum durch das Ausschneiden der Störungen kleiner wird. Allerdings ist die Reduktion vermutlich nicht nur auf das ausschneiden der Störungen sondern zum großen Teil auf die oben erwähnte Anpassung der Driftpolynome für die einzelnen Blöcke zurückzuführen, da langperiodische Anteile im Residuum nun z.T. durch die Driftpolynome erklärt werden.

Aus diesem Grund ist es für die Interpretation des Residuums auch günstiger einen lückenlosen Datensatz zu verwenden. Dies ist, in diesem Fall, trotz der Störungen gerechtfertigt, da diese die Gravimeterfaktoren nicht wesentlich beeinflussen.

7.3. Vergleich der Verläufe der Gravimeterfaktoren mit den dazugehörigen Wellengruppen

Betrachtet man die anderen Wellengruppen, nicht nur M2, das möglicherweise einen konstanten Verlauf mit Störungen durch das beschriebene Minimum und Maximum aufweist,

Name	zusammenhängend		mit Ausschnitten		zusammenhängend		mit Ausschnitten	
	δ	σ_δ	δ	σ_δ	Φ in $^\circ$	σ_Φ in $^\circ$	Φ in $^\circ$	σ_Φ in $^\circ$
SA	2.17731	0.03310	6.24067	0.22542	136.7594	0.8639	1.43.4238	1.3226
SSA	1.37090	0.00512	1.61546	0.00758	-18.9362	0.2160	-35.2530	0.3225
MM	1.16364	0.00454	1.19644	0.00344	-0.8482	0.2232	-1.0111	0.1650
MF	1.15081	0.00215	1.14659	0.00163	0.2875	0.1073	0.3654	0.0811
MTM	1.14256	0.01072	1.13640	0.00806	-0.3708	0.5413	-1.0315	0.4106
Q1	1.14859	0.00159	1.14888	0.00119	-0.2993	0.0791	-0.3301	0.0595
O1	1.14908	0.00032	1.14911	0.00024	0.0508	0.0160	0.0494	0.0494
M1	1.15030	0.00307	1.14954	0.00231	0.2579	0.1531	0.2493	0.1153
P1	1.14947	0.00071	1.14946	0.00054	0.1762	0.0355	0.1741	0.0267
S1	1.22721	0.04363	1.22256	0.03283	7.6635	2.0372	7.7483	1.5388
K1	1.13680	0.00023	1.13681	0.00017	0.2222	0.0117	0.2244	0.0088
ψ_1	1.26336	0.02233	1.26560	0.03852	-0.2246	1.3477	-0.2919	1.0126
ϕ_1	1.18148	0.01216	1.18234	0.02098	-0.0181	0.7836	-0.0266	0.5898
J1	1.15768	0.00394	1.15640	0.00296	0.1025	0.1948	0.1156	0.1468
OO1	1.15798	0.00602	1.15612	0.00781	0.1141	0.2978	0.0346	0.2245
2N2	1.14985	0.00727	1.15081	0.00548	2.7235	0.3622	2.6808	0.2725
N2	1.16946	0.00155	1.16944	0.00117	2.6338	0.0761	2.6432	0.0573
M2	1.18640	0.00031	1.18642	0.00023	1.9491	0.0149	1.9483	0.0112
L2	1.16517	0.01014	1.16468	0.00761	1.5110	0.4984	1.5207	0.3743
S2	1.18856	0.00066	1.18857	0.00050	0.5598	0.0318	0.5592	0.0239
K2	1.18967	0.00235	1.18970	0.00176	0.7450	0.1130	0.7632	0.0850
M3M6	1.05916	0.02235	1.05973	0.01678	0.3027	1.2088	0.3034	0.9070

Tabelle 7.3.: Ergebnisse der Gezeitenanalysen von G1 mit und ohne Lücken, jeweils für jede Wellengruppe der Gravimeterfaktor δ und die Standardabweichung σ_δ sowie die bestimmte Phasenverschiebung Φ in $^\circ$ und die Standardabweichung σ_Φ in $^\circ$.

zeigt sich bei den meisten ein periodisches Verhalten. Es wäre vorstellbar, dass die Gravimeterfaktoren, durch einen Fehler im bei der Gezeitenanalyse verwendeten Modell, mit der Wellengruppe variieren. Bei der Gezeitenanalyse wird, wie in Kapitel 4.1.1 beschrieben, die Wellengruppe, die einem Frequenzband entspricht, für ein Erdmodell im Voraus berechnet und angepasst. Würden die realen Faktoren der einzelnen Wellengruppen für die Erde genau in den selben Verhältnissen auftreten wie die durch das Erdmodell vorhergesagten, müsste der Gravimeterfaktor über die Zeit konstant sein, abgesehen von äußeren Störungen, wie oben in Abschnitt 7.2 diskutiert wird. Stimmt aber das Verhältnis der Faktoren, die für das Erdmodell angenommen werden, nicht mit den tatsächlichen überein, so tritt eine Variation des Gravimeterfaktors mit der Schwebungsfrequenz der Wellengruppe auf. Betrachtet man der Einfachheit halber eine Schwebung, die aus zwei einzelnen Schwingungen besteht und ist der Unterschied der Gravimeterfaktoren dieser beiden Wellen z.B. größer als der durch das Erdmodell vorhergesagte, müssten bei der gleitenden Analyse in einem Zeitfenster, in dem ein Maximum der Wellengruppe auftritt, die Gravimeterfaktoren größer als der Wert gewählt werden, der sich bei einem gleichen Verhältnis der Gravimeterfaktoren für gemessene und vorhergesagte Wellen ergeben würde. Entsprechend wäre er kleiner, wenn in dem Zeitfenster ein Minimum auftritt. Falls dies zuträfe, könnte das auch die Gezeitenreste in der Referenzanalyse aus Kapitel 6.1 erklären, da bei einem nicht zutreffenden Verhältnis der Faktoren, mit der die Wellengruppen berechnet werden, diese gar nicht in der Lage sind die gemessene vollständig zu erklären, da sich die jeweiligen Schwebungsamplituden unterscheiden würden. Dieser Sachverhalt kann allerdings hier nicht ohne weiteres überprüft werden.

Um festzustellen, ob die Gravimeterfaktoren aus der gleitenden Analyse tatsächlich mit der Schwebungsfrequenz der Wellengruppe variieren, werden die einzelnen Wellengruppen mit *Predict*, wie in Kapitel 4.1.2 beschrieben, berechnet. Dabei werden die Gravimeterfaktoren und Phasen in Tabelle 7.4 für die Modellierung verwendet, die das Ergebnis einer Gezeitenanalyse des gesamten Datensatzes mit der Wellengruppeneinteilung ist, die auch bei der gleitenden Analyse verwendet wird. Entsprechend der Einstellungen der gleitenden Analyse werden die Daten dabei Hochpass gefiltert.

Name	δ	Φ in $^\circ$
Q1	1.14878	-0.3117
O1	1.14902	0.0506
M1	1.14914	0.2814
K1	1.13655	0.2155
J1	1.15705	0.0926
OO1	1.15751	0.0939
2N2	1.14904	2.7270
N2	1.16959	2.6389
M2	1.18639	1.9474
L2	1.16593	1.5188
S2	1.18795	0.5153
M3M6	1.05975	0.2673

Tabelle 7.4.: Für die Berechnung der einzelnen Wellengruppen verwendete Gravimeterfaktoren und Phasen in $^\circ$.

Um eine einzelne Wellengruppe zu berechnen, werden nur ihr Gravimeterfaktor und ihre Phase auf den entsprechenden Wert gesetzt, die aller anderen auf null. Da nur die speziellen Frequenzbereiche der Wellengruppen betrachtet werden, findet die Polbewegung keine Berücksichtigung.

Im Anhang A.4 zeigen die Abbildungen A.56 bis A.65 jeweils den Vergleich des Gravimeter-

faktors aus der gleitenden Analyse, die in Abschnitt 7.2.2 beschrieben ist, in Grün mit der berechneten Beschleunigung der Wellengruppe in Schwarz. Nicht bei allen Wellengruppen ist eine Ähnlichkeit offensichtlich, allerdings lassen sich an einigen Stellen Zusammenhänge feststellen.

Es wird nun als Beispiel der Gravimeterfaktor von N2 betrachtet, da der Zusammenhang zwischen ihm und der Schwebung der Wellengruppe offensichtlich ist und relativ einfach dargestellt werden kann. Abbildung 7.19 zeigt den Gravimeterfaktor in Grün und die Beschleunigung in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ in Schwarz über das Datum. Die linke Achse bezieht sich auf die Wellengruppe, die rechte auf den Gravimeterfaktor.

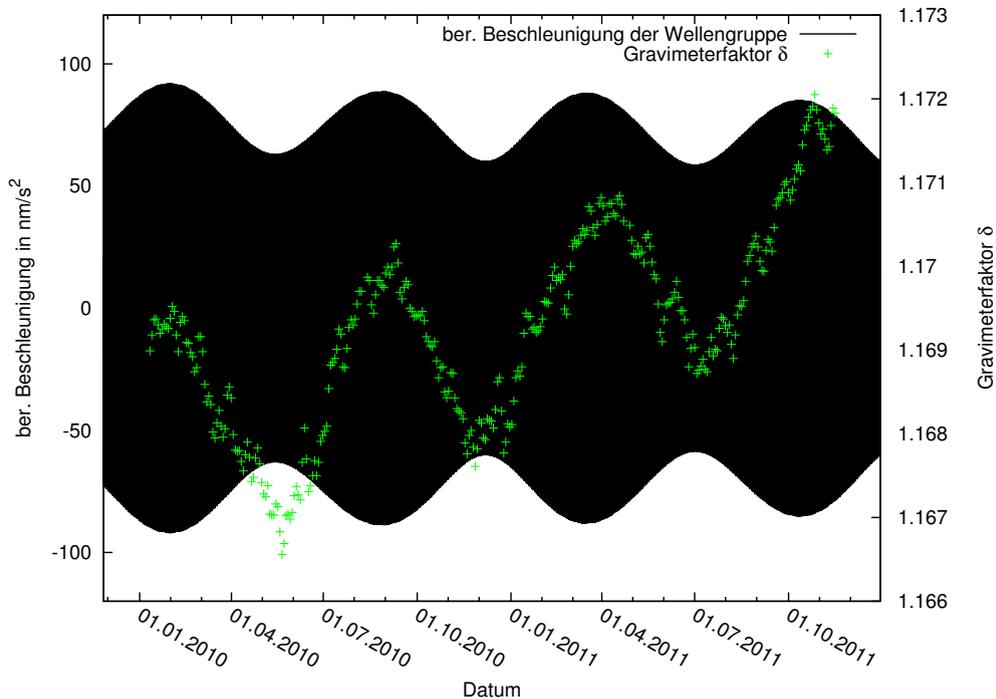


Abbildung 7.19.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe N2 in Schwarz über das Datum.

Die Amplitude der Wellengruppe variiert hier etwa zwischen $70 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ und $90 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ mit einer Periode von ca. acht Monaten. Bei dieser Schwingung handelt es sich um eine Art unreine Schwebung. Betrachtet man das Spektrum der Wellengruppe in Abbildung 7.20 zeigt sich, dass es zwei Peaks besitzt, deren Maximum etwa bei $\nu_1 = 1.89564 \pm 0.00096$ cpd und $\nu_2 = 1.90080 \pm 0.00100$ cpd liegen. Die angegebenen Fehler entsprechen der halben Halbwertsbreite der Peaks.

Die Frequenzen entsprechen den Einzelschwingungen der Schwebung, auch wenn es sich dabei nicht um eine bestimmte Frequenz, sondern um ein kleines Frequenzband handelt.

Die Schwebungsfrequenz ist dann (Gerthsen, 2006):

$$\Delta\nu_{N2} = |\nu_1 - \nu_2| = |1.89564 \text{ cpd} - 1.90080 \text{ cpd}| = 5.16 \cdot 10^{-3} \text{ cpd} \quad (7.1)$$

Dabei ist $\Delta\nu$ die Schwebungsfrequenz in cpd. Der Gravimeterfaktor variiert mit der selben Frequenz, wobei die Maxima und Minima im Faktor jeweils mit den Maxima und Minima der Wellengruppe zusammenfallen. Der Gravimeterfaktor ändert sich also periodisch etwa mit der Schwebungsfrequenz der Wellengruppe, wie das Spektrum des Gravimeterfaktors in Abbildung 7.21 zeigt.

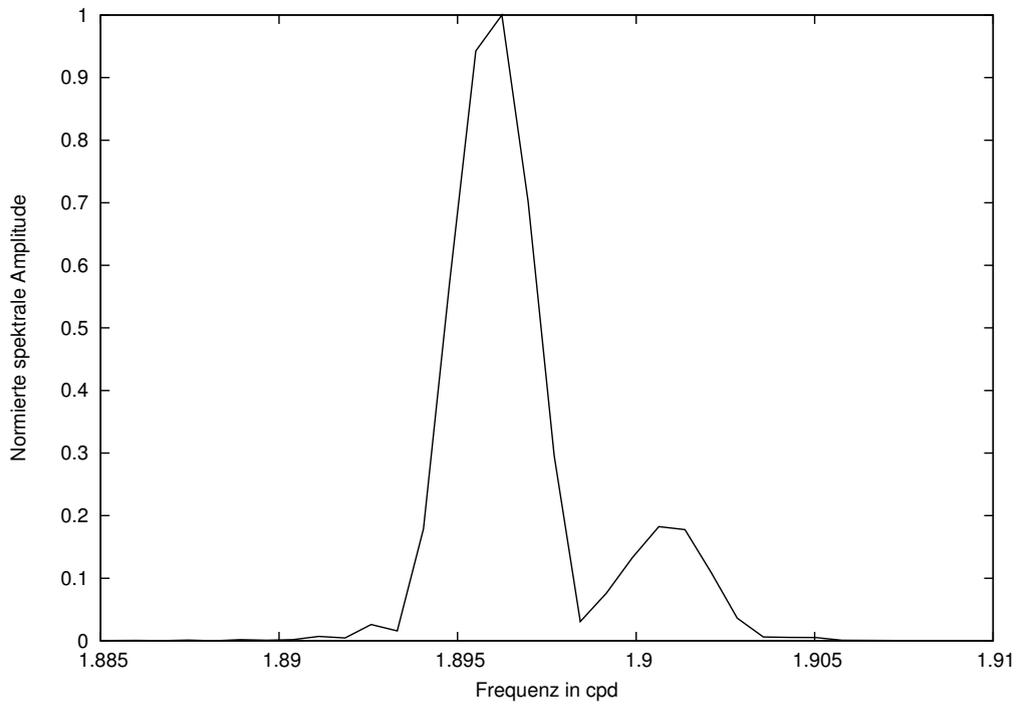


Abbildung 7.20.: Auf das Maximum normierte Spektrum der berechneten Beschleunigungen für die Wellengruppe N2 in $\frac{nm}{s^2}$ über die Frequenz in cpd im Bereich von 1.885 cpd bis 1.91 cpd.

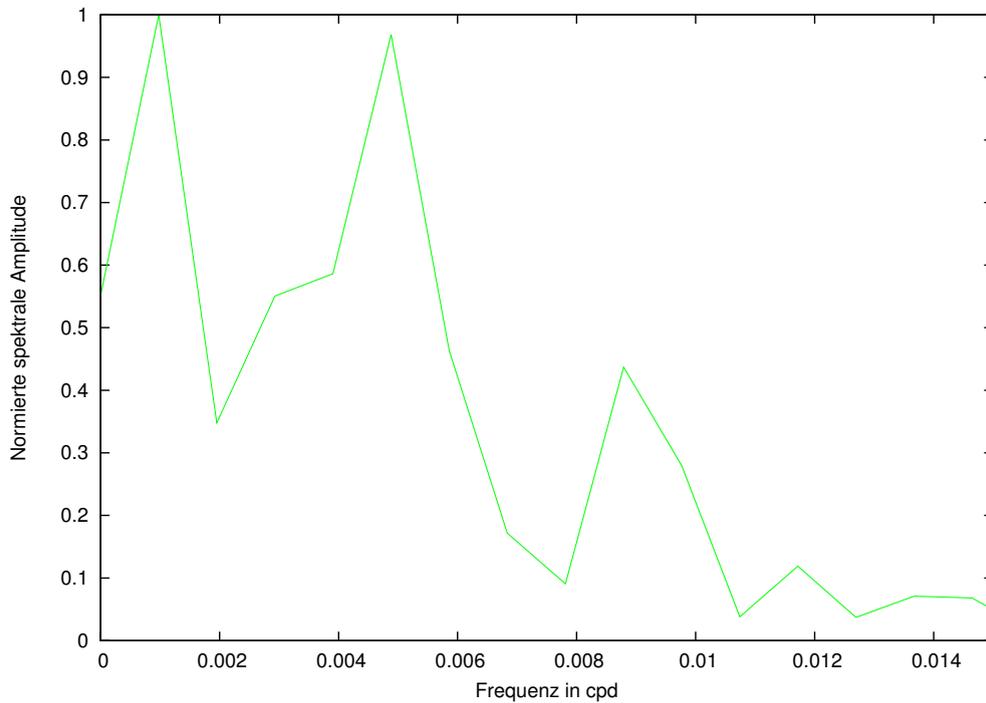


Abbildung 7.21.: Auf das Maximum normierte Spektrum des Gravimeterfaktors von N2 über die Frequenz in cpd im Bereich von 0 cpd bis 0.15 cpd.

Das Spektrum besitzt mehrere größere, langperiodische Anteile, von denen einer bei $\nu_{gf} = 4.87 \cdot 10^{-3}$ liegt. Er würde etwa der abgeschätzten Schwebungsfrequenz entsprechen und läge im Bereich des oben abgeschätzten Fehlers.

Auch bei K1 lässt sich der selbe Zusammenhang wie bei N2 zeigen. Bei vielen Wellengruppen ist das Spektrum und damit das Verhalten der Schwebung komplizierter und der Zusammenhang kann nicht so leicht überprüft werden. Dennoch kann man auch bei den anderen Wellengruppen Zusammenhänge zwischen dem Verlauf der Gravimeterfaktoren und dem Verhalten der Wellengruppen erkennen.

Eine Möglichkeit, zu überprüfen, ob die Variation des Gravimeterfaktors tatsächlich durch unterschiedliche Gravimeterfaktoren innerhalb der Wellengruppe entsteht, wäre bei einer Gezeitenanalyse z.B. die Wellengruppe N2 in zwei Teile aufzuspalten und zu sehen, ob unterschiedliche Gravimeterfaktoren für beide Anteile herauskommen. Dies wird hier mit den Wellengruppen N2a in einem Frequenzbereich von 1.880265 cpd und 1.898200 cpd und N2b in einem Bereich von 1.898201 cpd und 1.914128 cpd durchgeführt. Als Ergebnis erhält man $\delta(N2a) = 1.16905 \pm 0.00161$ cpd und $\delta(N2b) = 1.17765 \pm 0.00836$ cpd. Die beiden Gravimeterfaktoren der aufgeteilten Wellengruppen N2a und N2b liegen also im Bereich der Standardabweichungen. Die Standardabweichungen weisen dabei die selben Größenordnung wie der Unterschied zwischen den beiden Gravimeterfaktoren, der $8.6 \cdot 10^{-3}$, auf. Außerdem ist die verwendete Zeitreihe relativ kurz und kleine Wellengruppen sind sowieso schlechter bestimmt. Um in diesem Fall zu einem aussagekräftigen Ergebnis zu kommen, müsste die Untersuchung wiederholt werden, wenn eine längere Zeitreihe vorliegt und die Gravimeterfaktoren mit kleineren Unsicherheiten bestimmt werden können.

Im Gegensatz zu dem für N2 beschriebenen Fall variiert die Amplitude der in Abbildung 7.22 dargestellten Wellengruppe, die knapp $400 \frac{nm}{s^2}$ beträgt, kaum zeitlich. Der Gravimeterfaktor weist dagegen das bereits diskutierte Minimum und Maximum auf, die kurzen Bereiche dazwischen scheinen konstant zu sein.

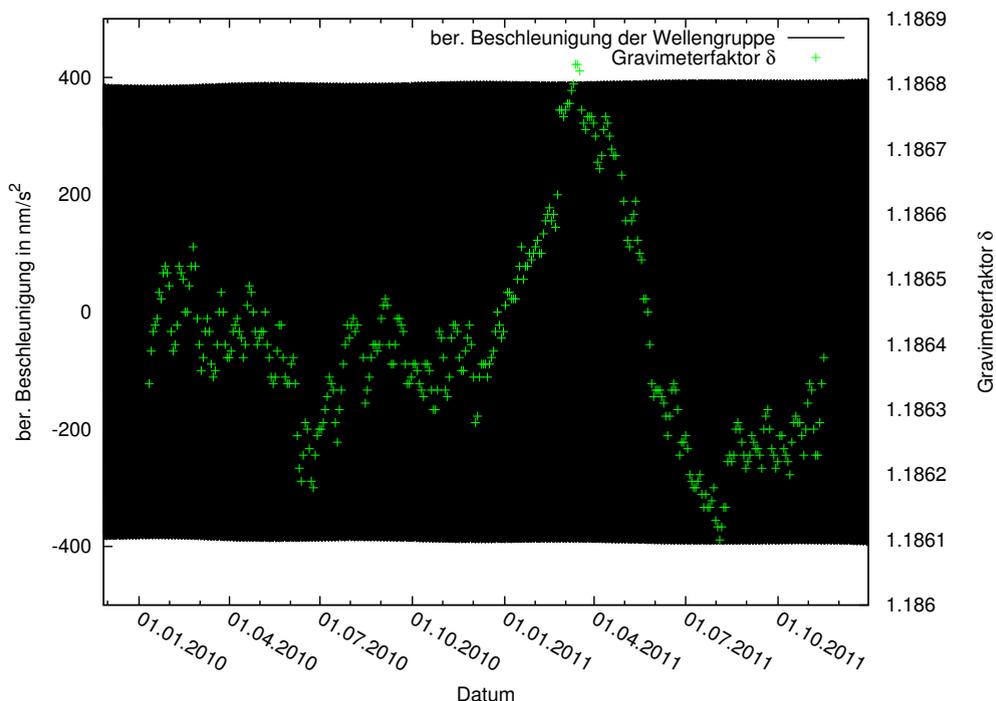


Abbildung 7.22.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe M2 in Schwarz über das Datum.

Man kann nun annehmen, dass die konstanten Bereiche ungestört sind und durch das relativ konstante Verhalten der Amplitude der Wellengruppen zustande kommen, was bedeuten würde, dass, falls Variationen vorlägen, diese so klein sind, dass man sie in dieser Darstellung nicht beobachten kann oder der Mechanismus, der für die Variation der anderen Gravimeterfaktoren verantwortlich ist, die Wellengruppe M2 nicht betrifft. Auf die oben diskutierte Möglichkeit, dass die im Voraus für das Erdmodell berechneten Gravimeterfaktoren nicht im selben Verhältnis zueinanderstehen, wie die der gemessenen Wellengruppe, bezogen, würde das bedeuten, dass sie im Fall von M2 tatsächlich übereinstimmen. Allerdings ist es schwierig konkreten Aussagen über diese konstanteren Bereiche des Gravimeterfaktors zu machen, da sie sehr kurz sind und sein weiteres Verhalten nicht bekannt ist. Außerdem können auch anderen Ursache eine Erklärung dafür liefern.

Es stellt sich also die Frage, wenn der zuvor beschriebene Fall tatsächlich zutrifft, in wie weit sich die Erde von dem verwendeten Erdmodell (Dehant, 1987) unterscheidet. Der offensichtlichste Unterschied zwischen der realen Erde und dem Modell ist die Existenz der Ozeane, die durch das Modell nicht berücksichtigt werden. Es wäre also vorstellbar, dass der Einfluss der Ozeane zu einer entsprechenden Änderung der Gezeitenlinien führt. Wenn diese Annahme jedoch zutrifft, müsste der selbe Effekt an vielen Stationen beobachtbar sein, daher wird im Folgenden mit den gleitenden Analysen anderer supraleitender Gravimeter verglichen.

7.4. Vergleich mit gleitenden Analysen anderer supraleitender Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk

Um zu überprüfen, ob der Effekt, der die Variationen der Gravimeterfaktoren verursacht, auf das BFO begrenzt ist, werden andere supraleitende Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk hinzugezogen. Verwendet werden Straßburg in Frankreich, die deutschen Stationen in Bad Homburg und Moxa sowie Membach in Belgien und Sutherland in Südafrika. Sutherland wird hinzugezogen, um einen Vergleich mit einer nicht europäischen Station zu haben. Diese Stationen sind auf der Karte in Abbildung 7.23 zu sehen, die auch weitere GGP-Stationen enthält. Der linke Teil zeigt die europäischen Stationen, der rechte im Vergleich dazu die Lage von Sutherland. Die Daten dieser Stationen wurden bereits in Abschnitt 5.1.2 kurz beschrieben und liegen für die Jahre 2010 und 2011 vor. Die gleitenden Analysen wurden für diese Stationen ebenfalls wie in Kapitel 7.1 durchgeführt, allerdings wurde für Straßburg eine geänderte Version von *ga.m* verwendet, da sich die zu den Daten angegebene instrumentelle Zeitverschiebung, die in Kapitel 4.1.1.2 von 2010 auf 2011 ändert. Für die gleitende Analyse wird daher *ga_tl.m* verwendet, dessen Unterschied zu *ga.m* darin besteht, dass sobald ein bestimmtes Datum, das zu Beginn angegeben werden muss, innerhalb des Zeitfensters liegt, der neue Wert für die Zeitverschiebung gesetzt wird. Zunächst werden die europäischen Stationen verglichen, dann diese mit der in Sutherland.

7.4.1. Vergleich der europäischen Stationen

Die Abbildung 7.24 stellt die Gravimeterfaktoren von M2 für die verschiedenen Stationen im Vergleich zu den aus den Daten von G1 bestimmten über das Datum dar. Dabei werden die Gravimeterfaktoren für Straßburg erst am dem 01.06.2010 dargestellt, da die Daten von Anfang 2010 viele Lücken aufweisen, was sich bei dem relativ kurzen Zeitfenster, das bei der gleitenden Analyse verwendet wird stark auswirkt.

Die entsprechenden Abbildungen A.66 bis A.79 für die anderen Wellengruppen sind in Anhang A.5.1 zu finden, die auch die Ergebnisse für Sutherland enthalten. Für M2 in Abbildung 7.24 ist sofort erkennbar, dass die europäischen Stationen einen ähnlichen Verlauf zeigen und insbesondere das Maximum um den 11.03.2011 bei allen Stationen auftritt. Das Minimum ist nun nicht mehr so deutlich zu erkennen. Alle Kurven weisen kurzperiodische

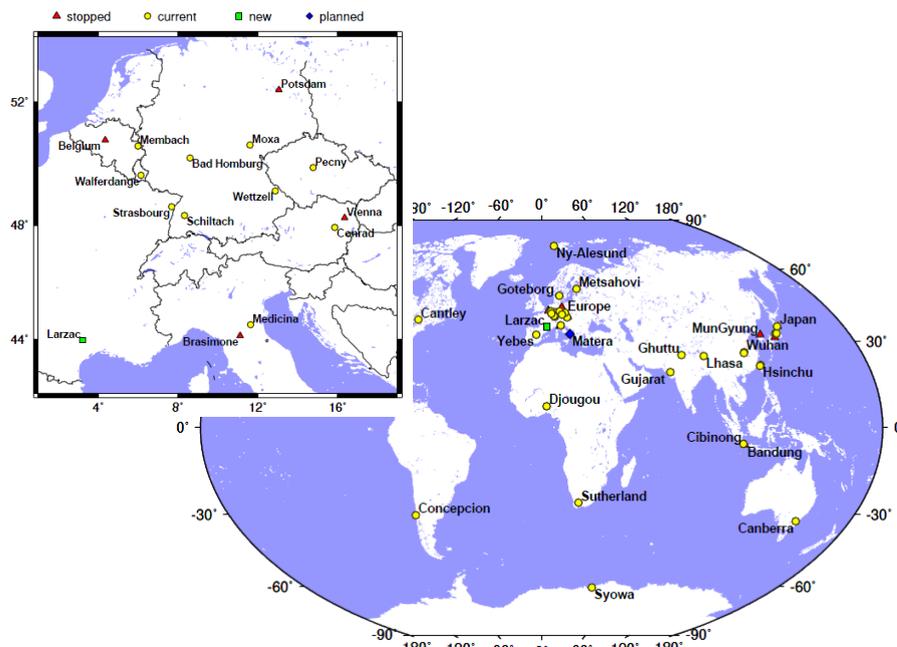


Abbildung 7.23.: Karten mit den verwendeten Stationen. Links: Mitteleuropäische Stationen, davon verwendet: Schiltach, Bad Homburg, Straßburg, Membach und Moxa. Rechts: Weltweite Stationsverteilung, Sutherland im Vergleich zu den europäischen Stationen. Die Legende trifft auf beide Abbildungen zu. Quelle: <http://www.eas.slu.edu/GGP/ggpmaps.html> (25.03.2013)

Variationen von etwa einem Monat auf.

Die unterschiedlichen Mittelwerte kommen durch die Gezeitenauflasten der Ozeane zu Stande (Jentzsch, 1997), die eine Änderung der Gravimeterfaktoren zur Folge haben können und bei den betrachteten europäischen Stationen ihren Ursprung vermutlich hauptsächlich in der Nordsee haben.

Um die Amplituden und Verläufe der Gravimeterfaktoren besser vergleichen zu können, werden sie in Abbildung 7.25 für M2 mittelwertfrei dargestellt, zunächst ohne die Ergebnisse von Sutherland. Dies wird mit Hilfe des Matlabprogramms *gf_mean.m*, das auf der beigelegten CD zu finden und in Kapitel 4.3.1.4 ist, bewerkstelligt.

Durch diese Darstellung wird noch einmal deutlich, dass sich der Gravimeterfaktor M2 der mitteleuropäischen Stationen, abgesehen vom Beginn der Zeitreihe etwa bis zum 01.05.2010, sehr ähneln. Im erwähnten Bereich sind die Abweichungen signifikant bzgl. der Standardabweichung, abgesehen von G1 und Bad Homburg, die in diesem Bereich nahe beieinander liegen. Membach liegt dabei z.T. oberhalb der beiden zuletzt genannten und Moxa unterhalb davon. Straßburg wurde, wie oben erwähnt, in diesem Zeitbereich noch nicht betrachtet.

Für G1, Moxa und Bad Homburg haben die Gravimeterfaktoren ab 01.05.2010 beinahe die selben Werte, wie in Abbildung 7.26 dargestellt ist und liegen innerhalb der Standardabweichungen. Eine Ausnahme ist der Bereich vom ca. 01.01.2011 bis zum 20.02.2011, in dem die Kurve von G1 eine geringere Steigung als die der anderen beiden aufweist. Dabei ergibt sich, dass das zuvor diskutierte Minimum hier nicht mehr so deutlich hervortritt, da es in den Ergebnissen aus Moxa und in denen von G1 und Bad Homburg nur wenig sichtbar ist. Andererseits tritt es bei Straßburg und Membach ebenfalls auf, sodass man davon ausgehen kann, dass es sich zumindest nicht um eine Störung von SG-065 handelt.

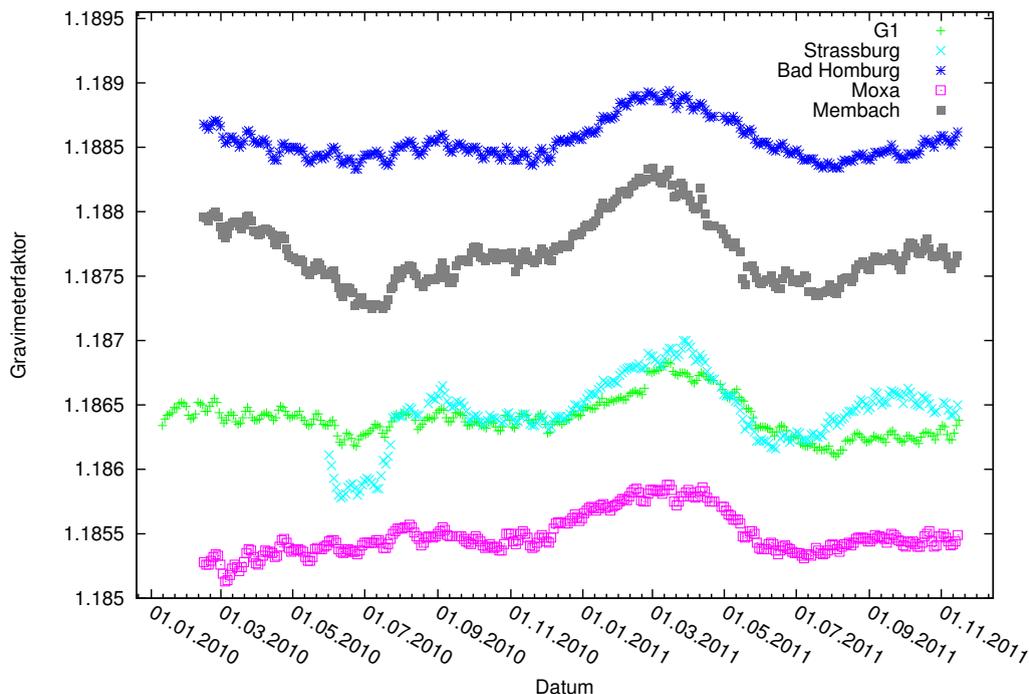


Abbildung 7.24.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach und in Rosa für Moxa.

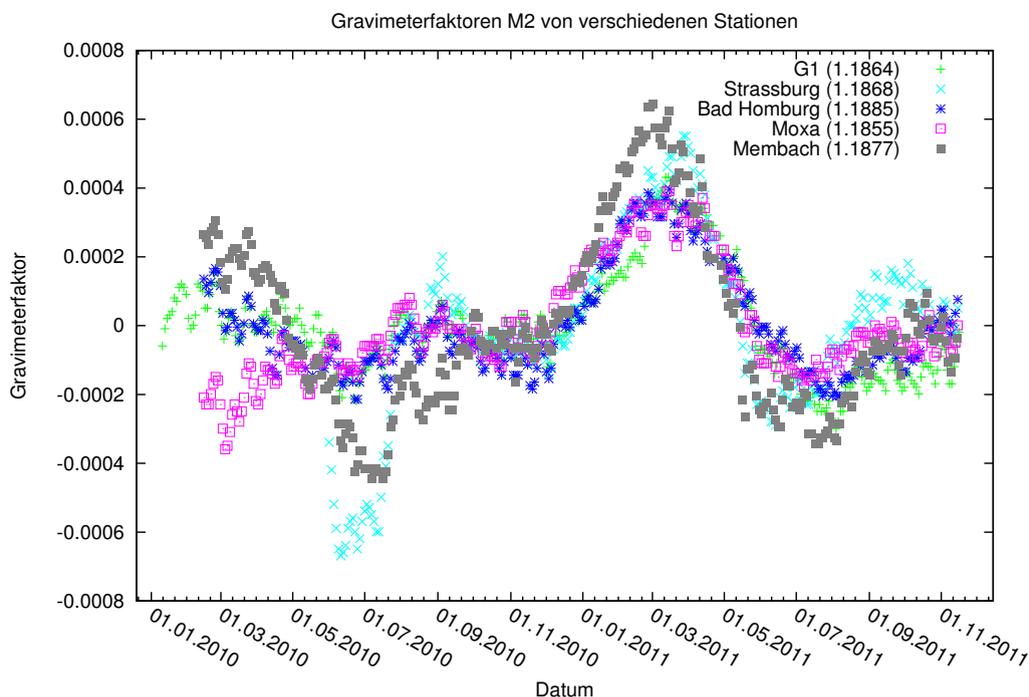


Abbildung 7.25.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum, nach Entfernen des Mittelwerts, in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach und in Rosa für Moxa. Der abgezogene Mittelwert ist jeweils in der Legende in Klammern angegeben.

Auch im Bereich nach dem Maximum, ab dem 01.07.2011 ist der Verlauf des Gravimeterfaktors von M2 bei diesen drei Stationen sehr ähnlich. Zwar liegen die Ergebnisse von G1 und Moxa z.T. nicht mehr im Bereich der Standardabweichungen, beide aber jeweils in denen von Bad Homburg. Dieser Vergleich zeigt, dass die Gravimeterfaktoren von weit voneinander entfernten Stationen nahezu den selben Verlauf aufweisen und sich nur in ihrem Mittelwert unterscheiden.

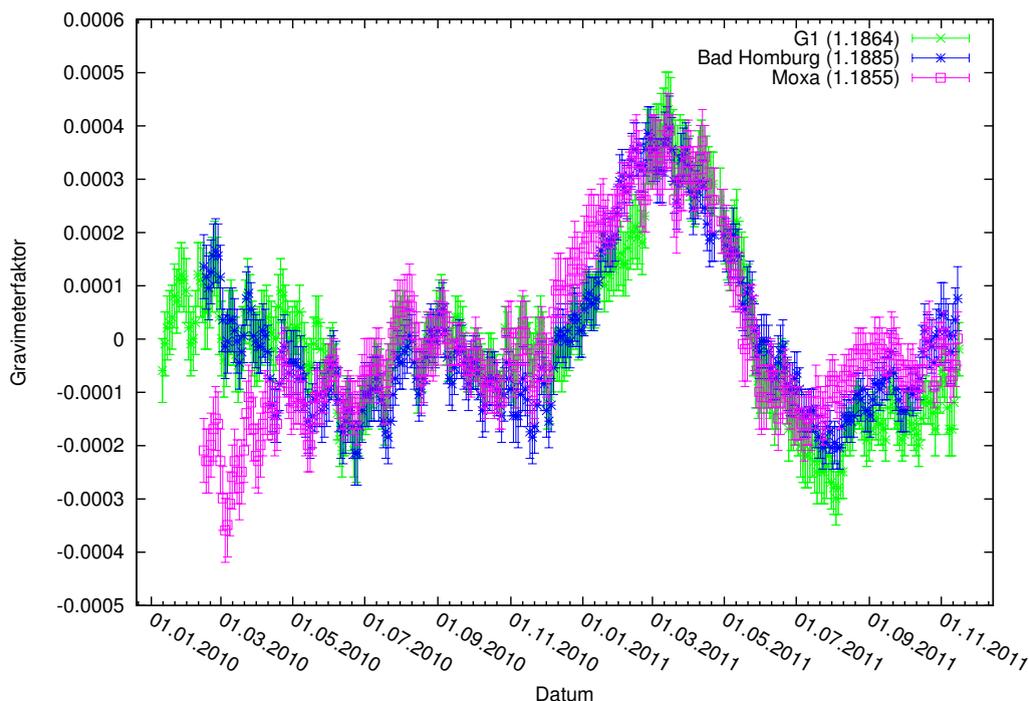


Abbildung 7.26.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum, nach Entfernen des Mittelwerts, in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Blau für Bad Homburg und in Rosa für Moxa. Der abgezogene Mittelwert ist jeweils in der Legende in Klammern angegeben.

Die Ergebnisse aus den Daten von Membach und Straßburg zeigen grundlegend den selben Verlauf, allerdings etwas größere Abweichungen im Vergleich zu denen der anderen Stationen. Abgesehen vom deutlichen Minimum, um den 01.07.2010, treten danach, zwischen dem 01.08.2010 und 01.10.2010 Abweichungen von jeweils ungefähr $2 \cdot 10^{-4}$ auf, wobei die Kurve von Membach unterhalb der der anderen und die von Straßburg etwas oberhalb davon liegt.

Im Bereich des Maximums um den 11.03.2011 liegen die Werte von Membach etwa bei $7 \cdot 10^{-4}$, die von G1, Moxa und Bad Homburg dagegen bei etwa $4 \cdot 10^{-4}$. Der Verlauf der Gravimeterfaktoren von Straßburg ähnelt zunächst denen der zuletzt genannten Stationen, zeigt dann aber ein Maximum von ungefähr $6 \cdot 10^{-4}$ ca. beim 01.04.11, das somit leicht verschoben zu den anderen Stationen ist.

Durch die Darstellung 7.25 kann auch ausgeschlossen werden, dass sich die Kalibrierfaktoren des SG-056 ändern, da die Kurven von M2 aller Stationen die selbe Steigung nach unten aufweisen, aber sich die Faktoren aller Stationen mit sehr großer Wahrscheinlichkeit nicht alle gleich ändern.

Für die anderen Wellengruppen in Anhang A.5.1 ergibt sich ein ähnliches Verhalten. Die Gravimeterfaktoren zeigen an verschiedenen Stationen im wesentlichen den selben Verlauf, auch wenn an einigen Stellen deutliche Abweichungen auftreten.

Aus Kapitel 7.1.1 ist der zeitliche Zusammenhang mit der betragsmäßigen Abnahme des Regressionsfaktors für den Luftdruck bekannt. Wenn tatsächlich ein allgemeiner Zusam-

menhang mit dem Maximum in M2 besteht, muss die Änderung auch in den meteorologischen Parametern der anderen Stationen zu sehen sein. Er ist daher in Abbildung 7.27 für alle Stationen dargestellt. Zunächst zeigen die Kurven unterschiedliche Verläufe, auch wenn einzelne, charakteristische Variationen möglicherweise in mehreren Kurven aufzutreten, z.B. im Bereich zwischen den 01.06.2010 und dem 20.08.2010, in dem bei Moxa, G1 und Straßburg zwei lokale Maxima erkennbar sind. Ungefähr ab dem 01.12.10 nähern sich alle Koeffizienten bei etwa $-3.4 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ aneinander an und zeigen einen sehr ähnlichen Verlauf. Nun ergibt sich in allen Kurven ein betragsmäßiges Minimum. Für G1 und Membach ergeben sich dann bis zum 01.05.2011 Parameter, die im Bereich der Standardabweichungen liegen, das Minimum liegt ca. beim 15.03.2011 mit $-2.5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$. Die Kurven von Straßburg und Bad Homburg weisen ein vergleichbares Verhalten auf mit einer ca. um $0.2 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ geringeren Amplitude, auch wenn das Minimum von Straßburg eher im Bereich der beiden zuvor beschriebenen, als in dem von Bad Homburg, etwa beim 20.04.2011, liegt. Speziell der Luftdruckkoeffizient von Moxa zeigt eine andere Kurvenform und eine geringere Amplitude als der, der anderen Stationen. Möglicherweise treten hier größere lokale Effekte auf, die den regionalen Einfluss überlagern.

Der Vergleich bestätigt also den gleichzeitige Auftreten des Maximums in M2 und der betragsmäßigen Abnahme des meteorologischen Parameters. Es muss sich also um einen Vorgang handeln, der großräumige Bereiche betrifft. Da der Gravimeterfaktor von M2 bekanntermaßen durch Ozeanauflasten (Jentzsch, 1997) beeinflusst wird, ist das eine naheliegende Quelle, vor allem da auch der Luftdruck, wie im Kapitel 5.4 erwähnt, mit Meeresspiegeländerungen gekoppelt ist. Der Luftdruck selbst ergibt sich aus meteorologischen Phänomenen, die von der Sonne abhängen und somit mit den solaren Wellengruppen in Zusammenhang stehen sollten. Außerdem zeigt das Luftdrucksignal, wie in Abschnitt 7.1.1 dargestellt, keine Auffälligkeit im fraglichen Zeitbereich. Außerdem weist das sehr ähnliche Verhalten des Gravimeterfaktors für Moxa zu dem der anderen Stationen, aber der deutliche Unterschied im dazugehörigen Luftdruckkoeffizienten darauf hin, dass kein direkter Zusammenhang zwischen dem Luftdruck und der Wellengruppe M2 besteht.

Um einen möglichen Einfluss des Ozeans zu überprüfen, werden monatlich gemittelte Pegelstände des Permanent Service for Mean Sea Level³ zum Vergleich herangezogen (Woodworth und Player, 2003). Da Pegelstände auch von lokalen Bedingungen abhängen und nicht ausgeschlossen werden kann, dass diese Effekte sich durch das Mitteln der Pegelstände eliminieren lassen, werden mehrere Stationen verwendet. Aus der Nordsee sind das West Tschelling (Niederlande), Delfzijl (Niederlande) und Stravanger (Norwegen), wobei bei ihrer Wahl, außer der Lage, auch das Datenangebot für den entsprechenden Zeitraum eine Rolle spielt. Für den kompletten Zeitraum vom November 2009 bis Dezember 2011 lagen z.B. keine Pegelstände aus Deutschland oder Dänemark vor. Zusätzlich wird Göteborg (Schweden) betrachtet, um das Verhalten in verschiedenen Gebieten vergleichen zu können. Abbildung 7.28 zeigt diese nun gemeinsam mit dem aus den Daten von G1 bestimmten Gravimeterfaktor der Wellengruppe M2. Dabei sind die Gravimeterfaktoren in Grün, die Pegel von West Terschelling in Blau, die von Delfzijl in Orange, die von Stravanger in Gelb und die von Göteborg in Schwarz jeweils zum 15. des Monats dargestellt.

Der Vergleich zeigt keinen offensichtlichen Zusammenhang zwischen dem Gravimeterfaktor und den Pegelständen. Die Verläufe der Pegelstationen sind, wenn man das langperiodische Verhalten betrachtet und Unterschiede zu einzelnen Zeitpunkten außer Acht lässt, ähnlich, aber der Verlauf des M2-Gravimeterfaktors weicht stark davon ab. Man könnte allerdings annehmen, dass das Minimum der Pegel im März 2011 mit dem Maximum des Gravimeterfaktors zusammenfällt. Außerdem tritt im Januar 2010 ein Minimum mit ähnlicher Amplitude in Delfzijl und ein etwas kleineres in West Terschelling auf. Hier ist kein Effekt im Gravimeterfaktor zu sehen, also kann nicht auf einen Zusammenhang im März 2011

³<http://www.psmsl.org/data/obtaining/> (15.02.2013)

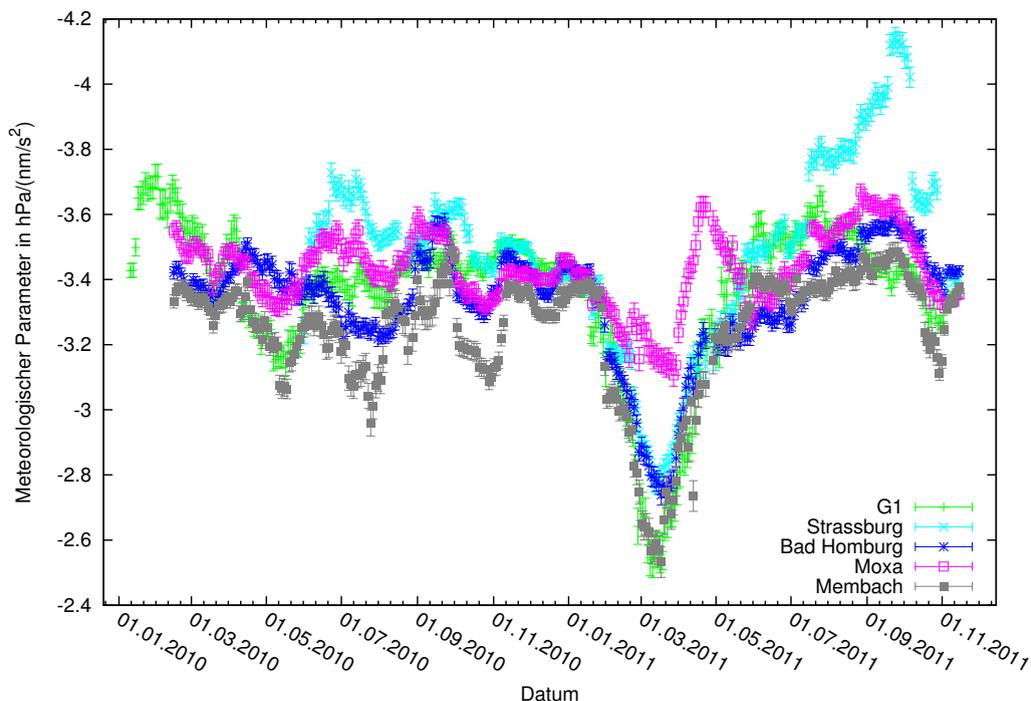


Abbildung 7.27.: Zeitlicher Verlauf der meteorologischen Parameter über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach und in Rosa für Moxa.

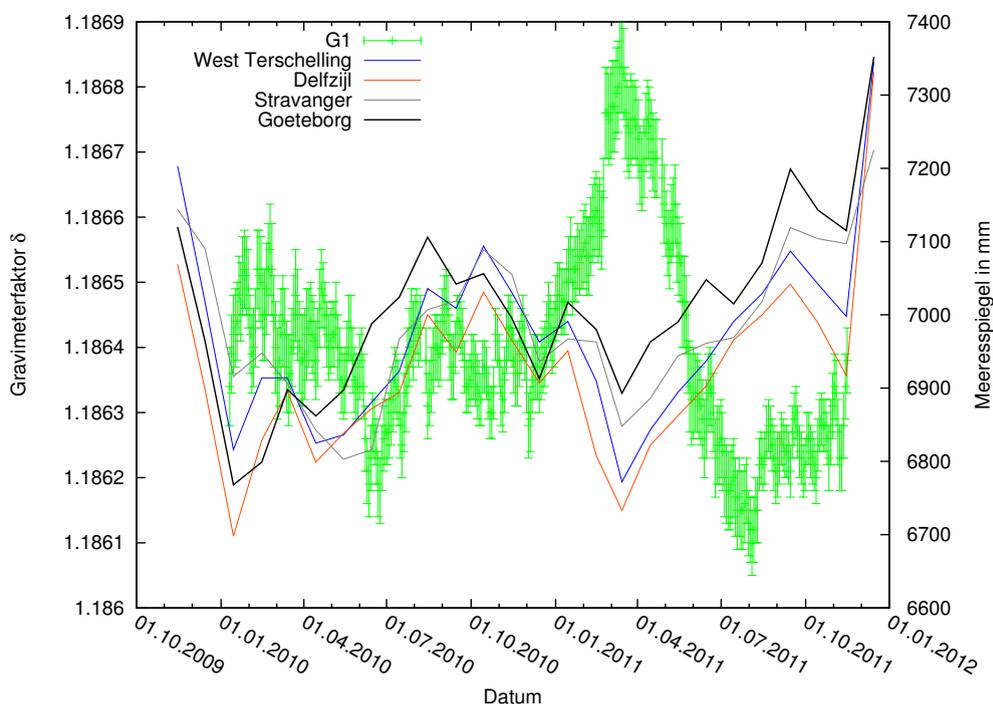


Abbildung 7.28.: Zeitlicher Verlauf der des Gravimeterfaktors der Wellengruppe M2 in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen sowie monatlich gemittelte Pegelstände der Stationen West Terschelling in Blau, Delfzijl in Orange, Stravanger in Gelb und Göteborg in Schwarz in mm über das Datum.

geschlossen werden.

7.4.2. Vergleich der europäischen Stationen mit Sutherland

Abbildung 7.29 zeigt Darstellung des Gravimeterfaktors für M2 in Sutherland, das wegen des stark abweichenden Mittelwert nicht im Vergleich zu den anderen Stationen geplottet wird. Dieser liegt ungefähr beim erwarteten Wert von 1.16, so als hätten die Ozeangezeiten keinen Einfluss darauf. Möglicherweise heben sich verschieden Auflasteffekte des Atlantiks und des Indischen Ozeans dort gerade auf (Zürn, pers. Gespräch, 2013).

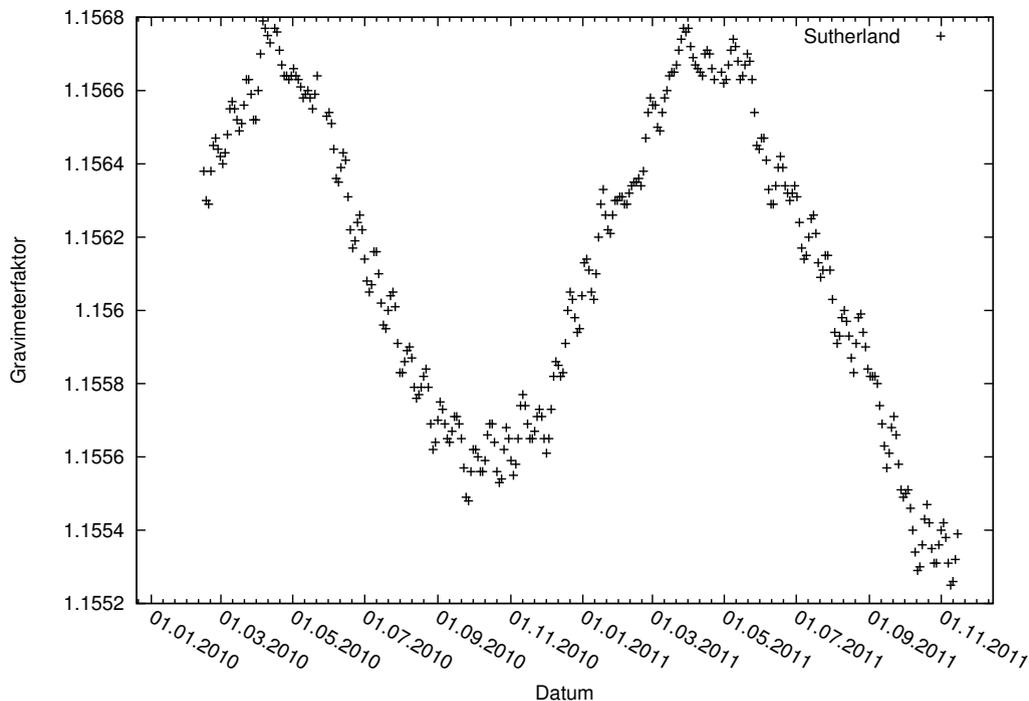


Abbildung 7.29.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum für Sutherland.

In Abbildung 7.30 zeigt die selbe Darstellung, wie Abbildung 7.25, allerdings werden nun die Gravimeterfaktoren von M2 für Sutherland hinzugenommen.

Die Ergebnisse von Sutherland variieren anders als die der mitteleuropäischen Stationen. Zum einen ist eine deutliche Jahresperiode erkennbar, zum anderen tritt das Maximum im Frühjahr 2011 mit einer zeitlichen Verschiebung von ca. 50 Tagen auf. Die Variation liegt allerdings in der selben Größenordnung bei etwa $7 \cdot 10^{-4}$.

Dies ist ein Beleg dafür, dass die Variationen der Gravimeterfaktoren tatsächlich physikalischen Ursprungs sind und nicht durch die gleitenden Analyse oder gar Fehler in ihr erzeugt werden. In einem solchen Fall würde man erwarten, dass auch die Gravimeterfaktoren von Sutherland den gleichen Verlauf der anderen Stationen aufweisen, da sie entsprechend von dem Fehler beeinflusst würden. Man kann aber auch für andere Gravimeterfaktoren deutliche Unterschiede erkennen.

Bei den anderen Wellengruppen in Anhang A.5.1 können dagegen ähnliche Verläufe der Gravimeterfaktoren erkannt werden, sodass es sich eventuell um den selben Mechanismus handelt. Ein gutes Beispiel hierfür ist S2. In Abschnitt 7.1.1 wurde bereits angesprochen, dass die halbjährlichen Variationen dieses Gravimeterfaktors wahrscheinlich durch jahrzeitliche Effekte hervorgerufen werden. Tatsächlich kann man diese an allen Stationen beobachten, wie Abbildung 7.31 zeigt. Man erhält jeweils ein Maximum zwischen Januar und März sowie eines zwischen Juli und September, wobei das erste mit einer Amplitude

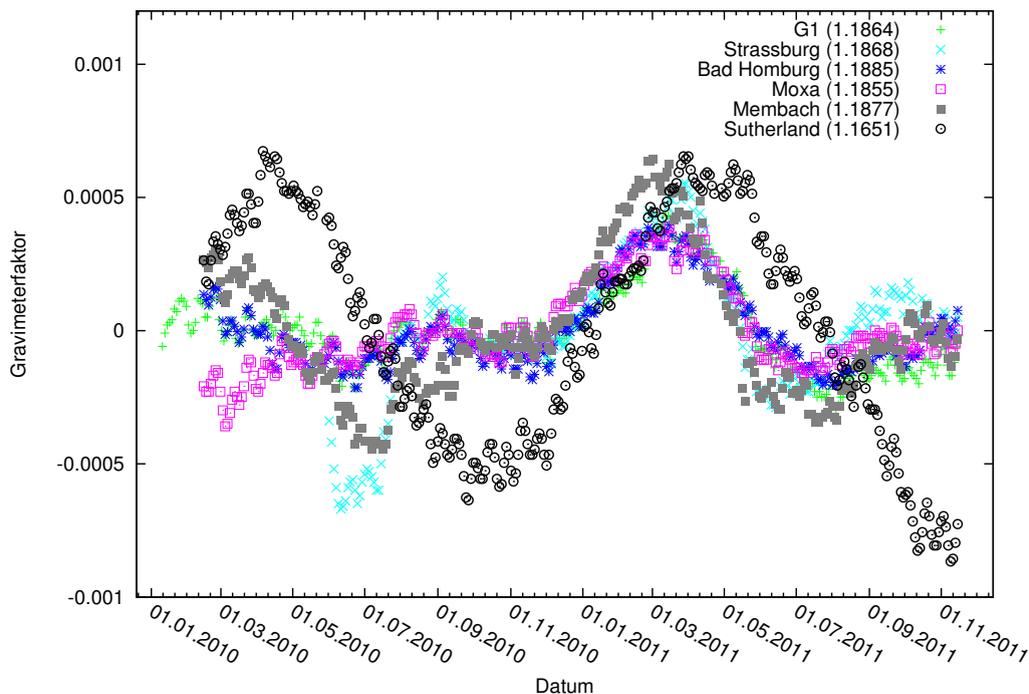


Abbildung 7.30.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum, nach Entfernen des Mittelwerts, in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Straßburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland. Der abgezogene Mittelwert ist jeweils in der Legende in Klammern angegeben.

von ca. $2.5 \cdot 10^{-3}$ für die europäischen Stationen etwas größer ist als das zweite. Die Amplituden von Sutherland sind insgesamt etwas größer, das höhere Maximum tritt allerdings zwischen Juli und September auf. Außerdem zeigt der Gravimeterfaktor in Sutherland einen deutlich größeren Mittelwert, als die europäischen Stationen, was auf größere lokal einwirkende Effekte, z.B. durch Wettergeschehen oder Ozeane, hinweist.

Bei M1, J1 und N2 scheint ein ähnlicher Verlauf der europäischen Stationen und Sutherland aufzutreten, allerdings mit umgekehrtem Vorzeichen, was ebenfalls darauf hindeutet, dass die Variationen der Gravimeterfaktoren zumindest in manchen Wellengruppen den selben Ursprung haben könnten.

Um zu überprüfen, ob die Variationen der Gravimeterfaktoren der europäischen Stationen und Sutherland den selben Frequenzgehalt aufweisen und damit, ob ihnen, trotz der unterschiedlichen Verläufe eventuell der selbe Vorgang zu Grunde liegt, werden die Spektren der Gravimeterfaktoren berechnet. Die Abbildungen 7.32 stellen die Spektren von M2 für Sutherland und G1 und die Abbildungen A.80 bis A.90 in Anhang A.5.2 die der anderen Wellengruppen dar. Dabei wird der Bereich zwischen $\nu_A = 0.0015$ cpd und $\nu_E = 0.25$ cpd verwendet, da auf Grund der Länge der Zeitreihe keine kleineren Frequenzen als ν_A auftreten können und auf Grund des Sampling-Rate von 2 Tagen, die im zeitlichen Abstand der Einzelanalysen in der gleitenden Analyse begründet ist, keine größeren als ν_E .

Betrachtet man die Spektren, so kann man ähnliche Frequenzanteile im Bereich zwischen 0.02 cpd und 0.2 cpd, je nach Gravimeterfaktor erkennen. Bei J1 und M1 ist das z.B. im Bereich von 0.03 cpd der Fall, auch wenn sich die Größe der Anteile offenbar unterscheidet. Im Allgemeinen sind die Amplitudenanteile von Sutherland größer.

Die langperiodischen Anteile, unterhalb von 0.02 cpd, sind schwerer in Zusammenhang zu setzen, es gibt zwar kein Spektrum, das einen solche ausschließt, aber es ist auch bei den

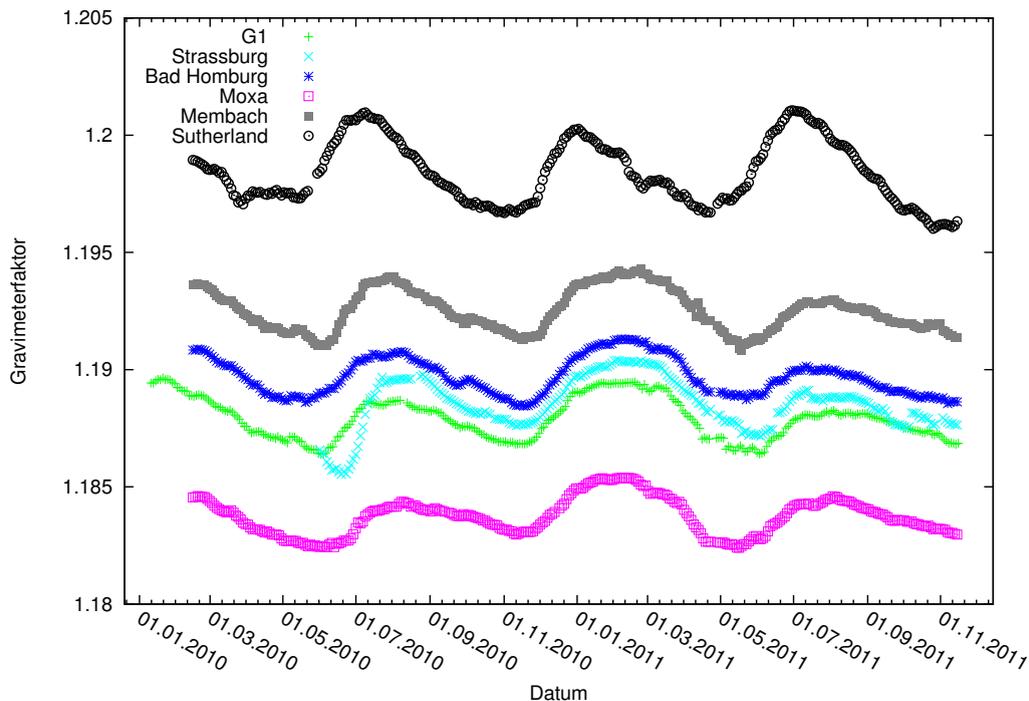


Abbildung 7.31.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von S2 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland.

meisten nicht so offensichtlich wie im kürzerperiodischen Bereich. Möglicherweise enthalten die Gravimeterfaktoren von K1, N2 und S2 jeweils die selben kleinen Frequenzen.

Offenbar beinhalten die Gravimeterfaktoren für M2 bei beiden Stationen kleine Anteile bei ca. 0.03 cpd und 0.075 cpd. Sonst ist keine Übereinstimmung erkennbar. Dieses Verhalten ist bei allen Gravimeterfaktoren, abgesehen vom K1, bei dem keine kurzperiodischen Anteile sichtbar sind, gleich. Es gibt also Effekte zwischen 0.02 cpd und 0.2 cpd und möglicherweise auch im langperiodischen Bereich, die zu Variationen der Gravimeterfaktoren an verschiedenen Stationen mit gleichen Frequenzen führen. Allerdings stellt sich die Frage, ob es sich auch jeweils um den selben Effekt handelt, der den entsprechenden Variation im Gravimeterfaktor erzeugt.

Abschließend wird zum Vergleich des zuvor vermuteten Zusammenhangs zwischen der Variation von M2 und des meteorologischen Parameters der Koeffizient von Sutherland zu denen der europäischen Stationen in Abbildung 7.33 geplottet.

Der Parameter in Sutherland hat offenbar systematisch kleinere Beträge als die der europäischen Stationen und sein Verlauf weicht deutlich von dem ihrer ab, was auf Grund der großen Entfernung der Stationen auch zu erwarten ist. Man geht zwar davon aus, dass der Luftdruck überall einen ähnlichen Beitrag liefert, aber möglicherweise wirken sich hier lokale Effekte aus, sodass der Faktor davon abweicht. Interessanterweise tritt ebenfalls um den 10.03.2011 ein betragsmäßiges Minimum im Parameter auf. Dieses scheint nun keinen direkten zeitlichen Zusammenhang mit dem Maximum im Gravimeterfaktor von M2 zu haben, das wie oben festgestellt, 50 Tage im Vergleich zum Minimum im Luftdruckkoeffizienten verschoben ist.

Eine mögliche Vorstellung wäre, dass der selbe Effekt die Extrempunkte im Gravimeterfaktor und dem meteorologischen Parameter verursacht, aber der Einfluss auf den Gravi-

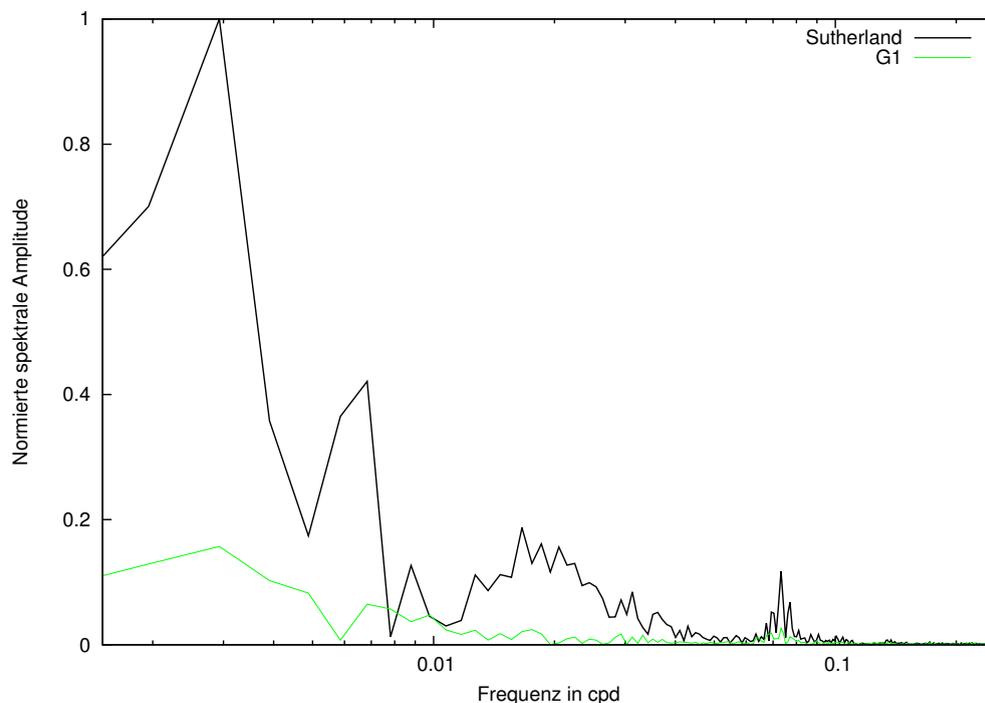


Abbildung 7.32.: Spektren der Gravimeterfaktoren von M2 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland normiert.

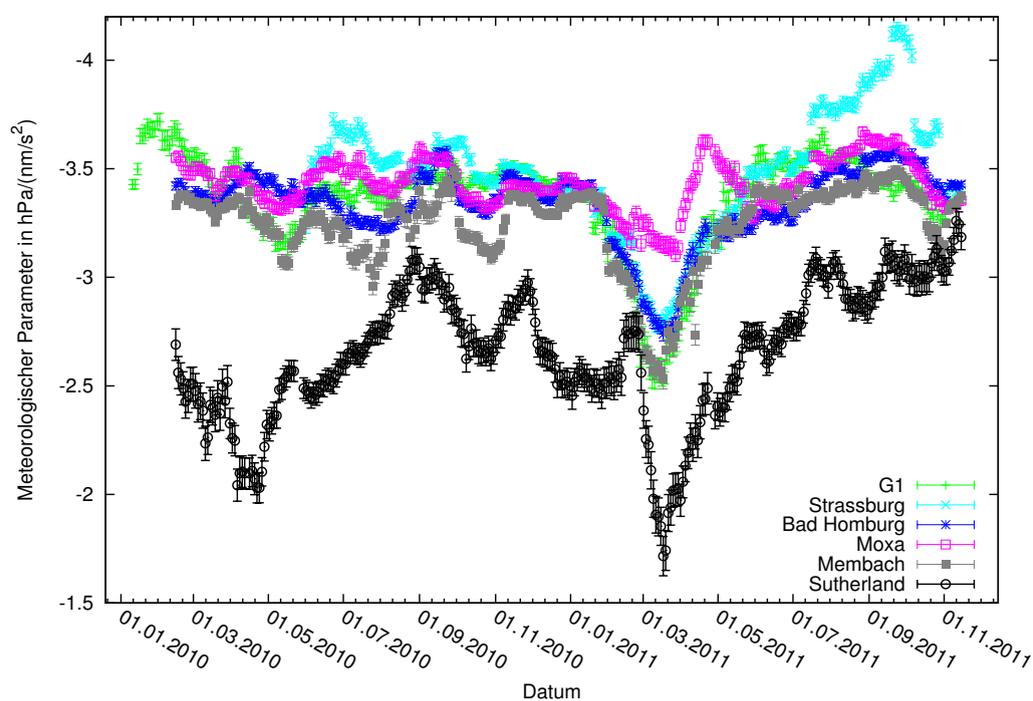


Abbildung 7.33.: Zeitlicher Verlauf der meteorologischen Parameter über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Straßburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland.

meterfaktor nicht durch den Luftdruck zu Stande kommt. Wie bereits oben angesprochen besteht ein Zusammenhang zwischen dem Luftdruck und den Ozeanen, daher käme es in Frage, dass der gesuchte Effekt diese beiden beeinflusst und über die Ozeane den Gravimeterfaktor von M2. Wenn die obige Vermutung, dass der Einfluss der Ozeanauflasten gering ist, auf Sutherland zuträfe, so wäre der Effekt im M2 möglicherweise nicht sichtbar. Diese Überlegungen hängen allerdings von vielen Annahmen ab und beruhen auf der Tatsache, dass der Effekt in Sutherland im Gravimeterfaktor nicht, aber im Luftdruckkoeffizienten sehr wohl zu sehen ist. Es ist durchaus möglich, dass in Sutherland und ebenso bei den anderen Stationen, kein Zusammenhang zwischen den Extrempunkten im Parameter und im Gravimeterfaktor existiert.

8. Tests der gleitenden Analyse mit synthetischen Daten

Um zu überprüfen, ob die gleitende Analyse korrekte Ergebnisse liefert, werden Tests mit synthetischen Daten durchgeführt. Die Erwartung ist in diesem Fall, dass die Gravimeterfaktoren dann konstant sind.

8.1. Untersuchungen unter Verwendung von mit *Predict* berechneten Gezeiten

Zunächst werden mit *Predict* berechnete Zeitreihen betrachtet, da davon auszugehen ist, dass die Programme innerhalb des *Eterna*-Packets konsistent sind und auftretende Unterschiede nicht durch die Berechnung der synthetischen Zeitreihen beeinflusst werden können.

Dabei werden zwei Datensätze mit unterschiedlicher Wellengruppeneinteilung verwendet, wobei die Gravimeterfaktoren aller Wellengruppen auf 1.16 gesetzt werden. Für den Datensatz A wird eine Wellengruppeneinteilung, wie in Tabelle 7.1 verwendet und zusätzlich die Wellengruppe long mit den Startfrequenzen $\nu_A = 0.001379$ cpd und Endfrequenz $\nu_E = 501369$ cpd. Der Datensatz B hat die Wellengruppeneinteilung, die in Tabelle 6.1 dargestellt ist. Dabei werden etwa die selben Zeitbereiche, wie bei den Daten von SG-056 gewählt. Der erste Sample der berechneten Zeitreihen liegt also bei 27.11.2009 00:00 Uhr und der letzte bei 31.12.2011 23:00 Uhr.

8.1.1. Gleitenden Analyse

Die gleitenden Analysen werden, wie in Kapitel 7.1.1 beschrieben, also mit einem Zeitfenster von 90 d in einem Abstand von 2 d, durchgeführt. Hier wird allerdings keine Regression des Luftdrucksignals verwendet, da in synthetischen Daten logischerweise kein Luftdruckeffekt enthalten ist. Um auszuschließen, dass die Wahl eines Filters oder eines Driftpolynoms einen signifikanten Unterschied verursacht, wird sie für jeden Datensatz einmal unter Verwendung des Filters und einmal mit einer zusätzlichen langperiodischen Wellengruppe, die die selben Frequenzen, die bei der Berechnung des Datensatzes A verwendet werden, enthält und einem linearen Driftpolynom. Würden im zweiten Fall gemessene Daten verwendet, sollten diese zusätzliche Wellengruppe nicht interpretiert werden, da sie aus den Daten der kürzeren Zeitfenster der gleitenden Analyse nicht bestimmt werden kann. In einer rauschfreien Zeitreihe, wie es bei synthetischen Daten der Fall ist, ist die Bestimmung

der Gravimeterfaktoren unabhängig von der Länge der Zeitreihe (Munk und Hasselmann, 1964). Daher sollten sich für diese in der gleitenden Analyse ebenfalls konstante Gravimeterfaktoren ergeben. Das ist auch der Fall, was Abbildung B.91 in Anhang B.1.1 zeigt. Trotzdem wird auch ein Driftpolynom verwendet, selbst wenn die synthetischen Daten keine Drift enthalten können. Falls jedoch die zuvor beschriebene Erwartung nicht zutrifft und die langperiodische Wellengruppe nicht genau bestimmt wird, können die dadurch übrigbleibenden langperiodischen Anteile durch das Driftpolynom eliminiert werden. In der Abbildungen 8.1 ist der Gravimeterfaktor der Wellengruppe O1 der gleitenden Analyse von Datensatz A unter Verwendung des Filters in Hellblau und unter Verwendung der langperiodischen Wellengruppe in Dunkelblau dargestellt.

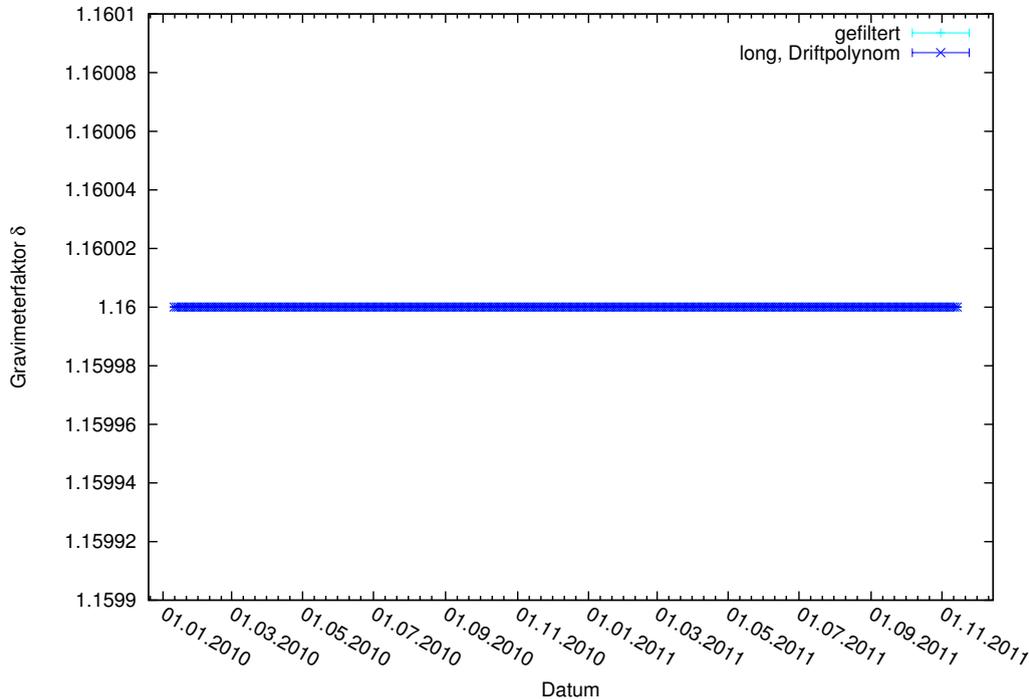


Abbildung 8.1.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe O1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes A unter Verwendung des Hochpassfilters in Hell- und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Dunkelblau.

Effektiv sind die Ergebnisse der gleitenden Analyse unter Anwendung des Filters nicht zu sehen, da beide Analysen exakt das selbe Ergebnis liefern. Dies trifft auf alle Gravimeterfaktoren zu. Da kein Unterschied zwischen den Wellengruppen besteht, werden in Anhang B.1.1 repräsentativ die Wellengruppen K1 und M2 dargestellt. Die Gravimeterfaktoren sind für diesen Fall also konstant und die Standardabweichung, da der Datensatz A durch das in der Analyse angesetzte Modell vollständig erklärt werden kann, Null.

Die gleiche Analyse wird für den Datensatz B durchgeführt. Für die langperiodischen Wellengruppe long, aus der gleitenden Analyse bei der keine Hochpassfilterung verwendet wird in Abbildung B.94 im Anhang B.1.2, zeigt sich, dass die Gravimeterfaktoren nicht wie im Fall des Datensatzes A konstant sind. Sie variieren etwa zwischen 1.1597 und 1.1603. Die Bestimmung der Wellengruppe ist aber einigermaßen stabil, da die Gravimeterfaktoren nicht sehr stark variieren.

Die Abbildungen 8.2 und 8.3 stellen die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen Q1 und M2 dar, in Rot unter Anwendung des Filters und in Grau unter Verwendung der langperiodischen Wellengruppe sowie des Driftpolynoms. Die anderen Gravimeterfaktoren sind

in Anhang B.1.2 in den Abbildungen B.95 bis B.103 dargestellt.

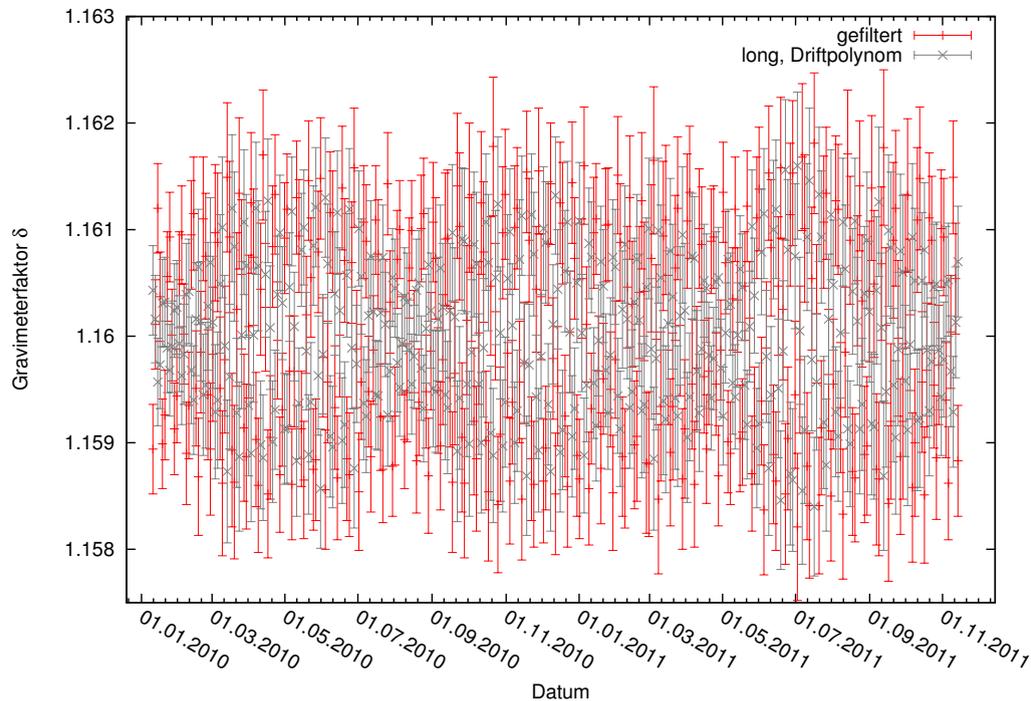


Abbildung 8.2.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe Q1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

Hier zeigt sich nun ein deutlicher Unterschied zur gleitenden Analyse des Datensatzes A. Die Gravimeterfaktoren weichen nun von 1.16 ab, wie man in Abbildung 8.2 für Q1 sieht, sogar mehr als eine Standardabweichung. Für M2 sind die Variationen dagegen kleiner und liegen um Bereich der Standardabweichungen. Betrachtet man zusätzlich die Gravimeterfaktoren der anderen Wellengruppen in Anhang B.1.2 in den Abbildungen B.95 bis B.103 stellt man fest, dass sich für alle ganztägigen Wellengruppen Variationen ergeben, die größer als die Standardabweichung sind, für alle halbtägigen und M3M6 treten kleine Variationen auf.

Am auffälligsten sind die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen M1, K1 und J1, die größere Variationen zeigen. Als Beispiel ist K1 hier in Abbildung 8.4 dargestellt, die M1 und J1 sind in den Abbildungen B.96 und B.97 zu sehen.

Hier ergibt sich offenbar ein Unterschied zwischen den beiden Methoden, die langperiodischen Anteile zu eliminieren. Bei allen ganztägigen Wellengruppen, außer M1, unterscheiden sich die Gravimeterfaktoren einer Wellengruppe, die für das selbe Zeitfenster bestimmt sind um mehr als eine Standardabweichung und die Variationen der unter Anwendung des Hochpassfilters bestimmten Gravimeterfaktoren sind größer als bei den mit dem Ansatz der langperiodischen Wellengruppe und des linearen Driftpolynoms bestimmten. Bei O1, das sich im Anhang B.1.2 in Abbildung B.95 befindet, ist der Unterschied sogar so groß, dass die unter Anwendung der langperiodischen Wellengruppe und des Driftpolynoms bestimmten Gravimeterfaktoren im Bereich der Standardabweichungen liegen, während die unter Anwendung des Filters stärker voneinander abweichen. Bei den in Abbildung B.97 dargestellten Gravimeterfaktor von J1 und möglicherweise auch dem von OO1 in Abbildung B.98 ergibt sich eine Frequenzänderung der beobachteten Variationen in Abhängigkeit der

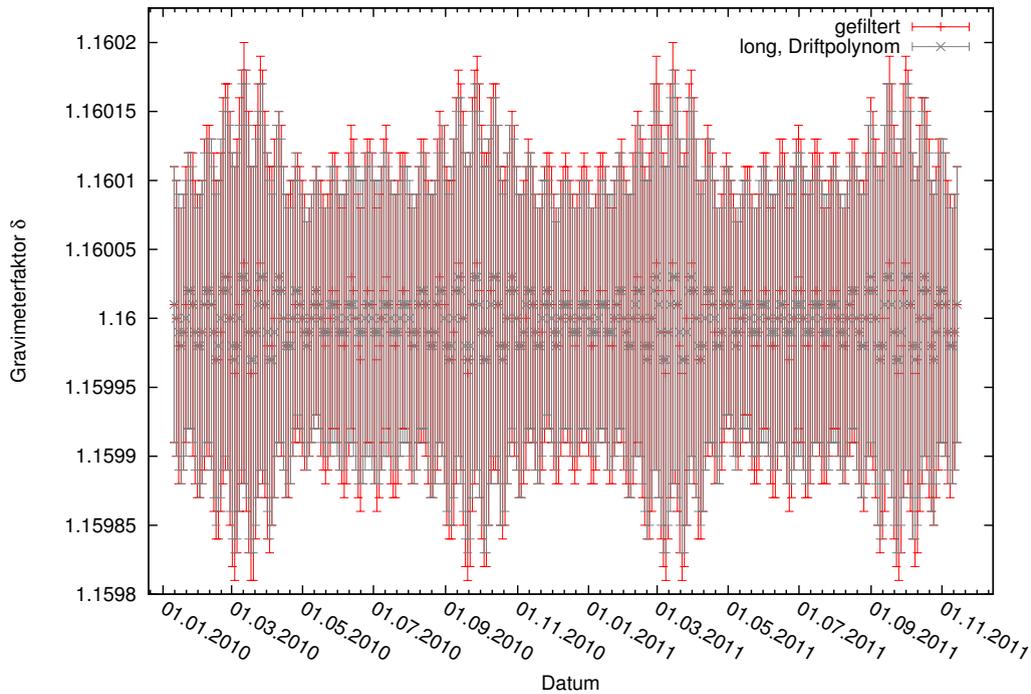


Abbildung 8.3.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe M2 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

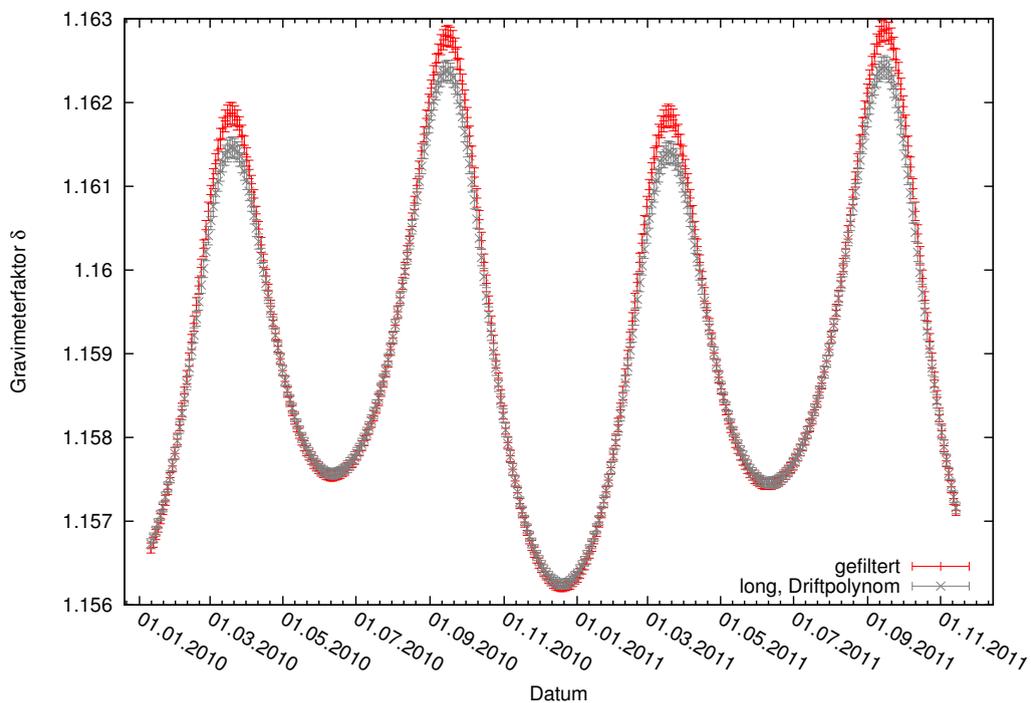


Abbildung 8.4.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe K1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

verwendeten Methode, die Drift zu eliminieren. So ist die Periode bei der Anwendung des Hochpassfilters etwas kürzer als bei der Verwendung der langperiodischen Wellengruppe und des Driftpolynoms.

Bei den halbtägigen Wellengruppen sind die Unterschiede wesentlich kleiner. Die Gravimeterfaktoren einer Wellengruppe weichen weder untereinander, noch für die beiden Methoden, die langperiodischen Anteile zu betrachten mehr als eine Standardabweichung von einander ab. Die Variationen der Gravimeterfaktoren unterscheiden sich auch hier, allerdings ist nicht die der einen Methode systematisch größer oder kleiner. Für N2, M2, L2 und S2 ändern sich die Gravimeterfaktoren, die unter Verwendung des Hochpassfilters bestimmt werden, mehr, bei 2N2 und M3M6 ist es umgekehrt.

Die Standardabweichungen sind in diesen beiden Fälle etwa gleich groß, die der gefilterten Daten vielleicht etwas größer. Allerdings könnten sie in ihrer Größe leicht variieren, was in den Abbildungen der Gravimeterfaktoren nicht eindeutig erkennbar ist. Das RMS-Residuum, von dem die Standardabweichungen abhängen, ist in Abbildung 8.5 dargestellt und variiert zwischen $0.97 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ und $1.63 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$.

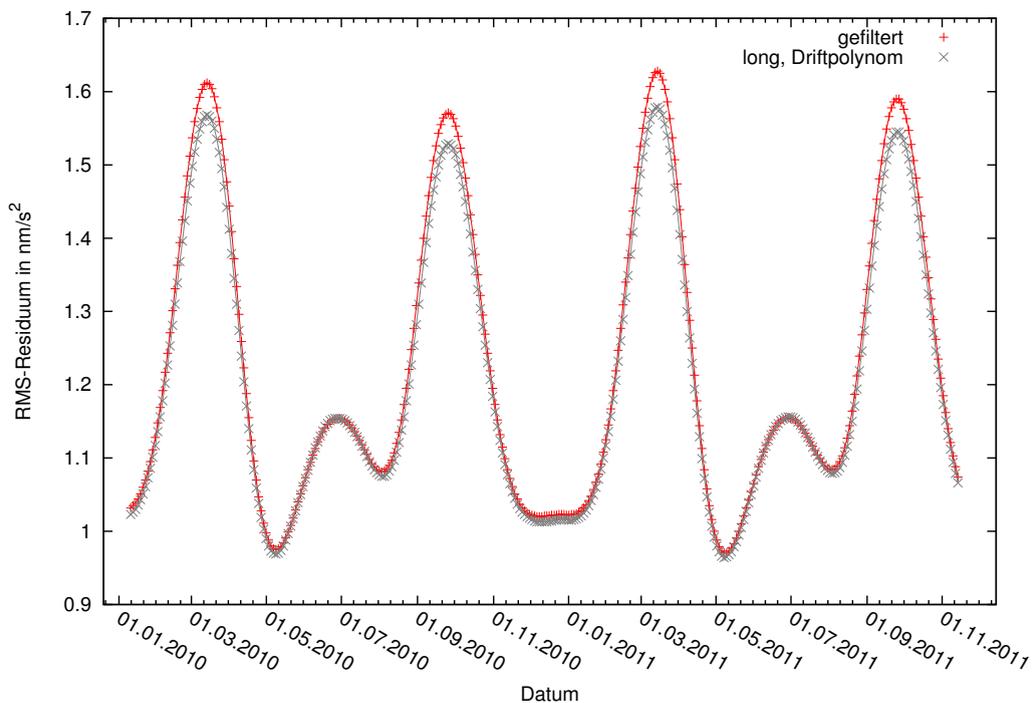


Abbildung 8.5.: RMS-Residuen der gleitenden Analysen des Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und dem Ansatz der langperiodischen Wellengruppe und des Driftpolynoms in Grau in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ über das Datum.

Die Maxima um RMS-Residuum treten ca. im Bereich der Maxima in K1 auf. Allerdings zeigt sich bei genauem Vergleich, dass sie nicht exakt zusammen fallen sondern, dass das Maximum im RMS-Residuum jeweils im März etwa 10 Tage von dem in K1 und in September 10 nach dem von K1 liegt.

Die beiden Analysen des Datensatzes A zeigen, dass die Methoden zur Eliminierung der langperiodischen Anteile keinen Einfluss auf das Ergebnis der gleitenden Analyse haben. Daher müssen die Unterschiede zwischen den gleitenden Analysen der Datensätze A und B von einem Unterschieden dieser beiden herrühren. Daher wird die Differenz der beiden gebildet. Sie ist in Abbildung 8.6 dargestellt.

Die beiden Datensätze unterscheiden sich offenbar tatsächlich, das die Differenz nicht null ist, sondern eine maximale Amplitude von ca. $2.3 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ aufweist. Anhand des Schwebungs-

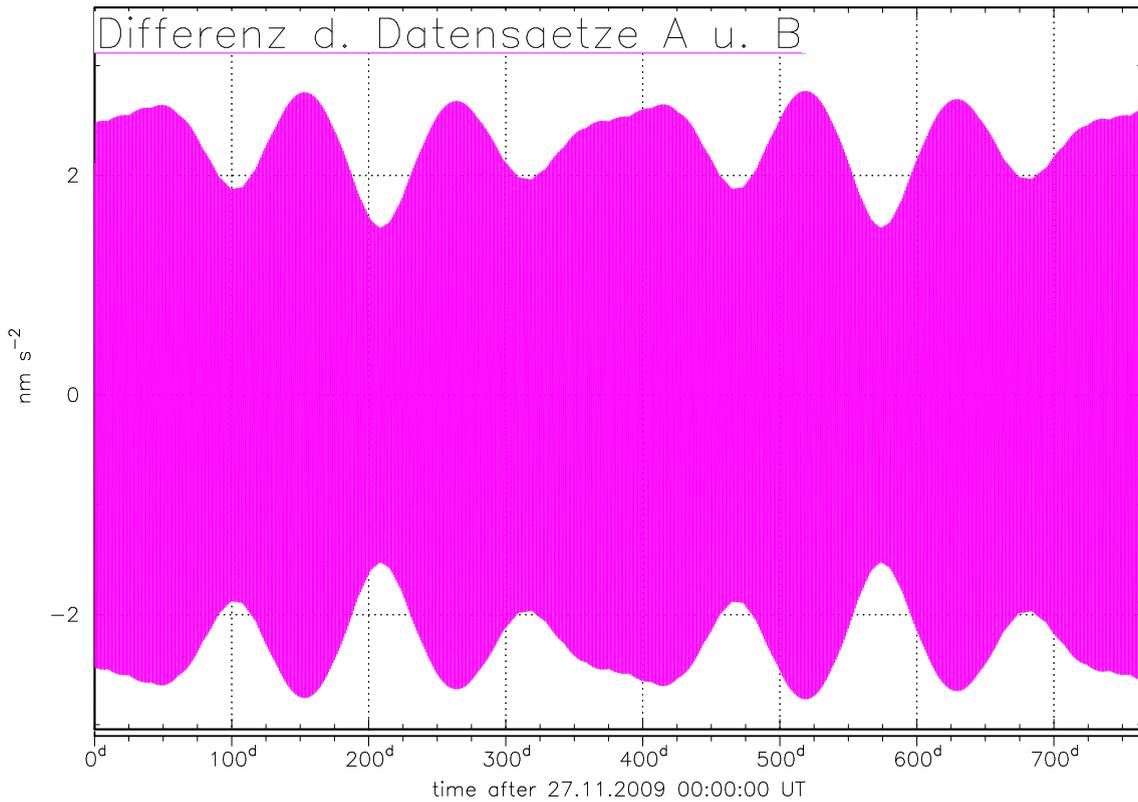


Abbildung 8.6.: Differenz der Datensätze A und B in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$.

verhaltens kann man erkennen, dass mehrere nahe beieinander liegenden Frequenzen enthalten sein müssen. Dies zeigt das Spektrum der Differenz, das in Abbildung 8.7 dargestellt ist.

Es treten drei Peaks bei ca. $\nu_1 = 0.997$ cpd, $\nu_2 = 1.005$ cpd und $\nu_3 = 1.008$ cpd auf. Vergleicht man das mit den in Tabelle 6.1 angegebenen Wellengruppen, zeigt sich, dass ν_1 im Bereich von P1 und S1 liegt, ν_2 in dem von ψ_1 und ν_3 in dem von ϕ_1 .

8.1.2. Gezeitenanalyse

Da die Unterschiede der beiden Datensätze A und B offenbar durch die unterschiedliche Wellengruppeneinteilung zu Stande kommen, werden Gezeitenanalysen derselben mit unterschiedlichen Wellengruppeneinteilungen durchgeführt, um zu untersuchen, wie sich diese auf das Ergebnis der Analyse auswirken. Besonderes Augenmerk gilt dabei den Wellengruppen P1, S1, ψ_1 und ϕ_1 .

Es werden zwei Wellengruppeneinteilungen in der Analyse definiert, die denen entsprechen, mit denen die Datensätze A und B berechnet werden. Die gröbere Einteilung, die dem Datensatz A zu Grunde liegt, die Wellengruppen nach den Angaben in Tabelle 7.1 definiert und die zusätzliche Wellengruppe long mit der Startfrequenz $\nu_A = 0.001379$ cpd und Endfrequenz $\nu_E = 501369$ cpd hinzunimmt, wird I genannt. Die Einteilung, mit der die Berechnung des Datensatzes B erfolgt und in Tabelle 6.1 aufgeführt ist, wird mit II bezeichnet.

Tabelle 8.1 stellt die Gravimeterfaktoren für die Gezeitenanalysen mit der Wellengruppeneinteilung I für die Datensätze A und B im Vergleich dar.

Dies erinnert an das in Abschnitt 8.1.1 beschriebene Ergebnis der gleitenden Analyse. Für den Datensatz A ergeben sich genau die Gravimeterfaktoren, die in auch zur Berechnung der Daten verwendet werden. Das RMS-Residuum ist null, da in der Analyse alle Signalanteil erklärt werden können.

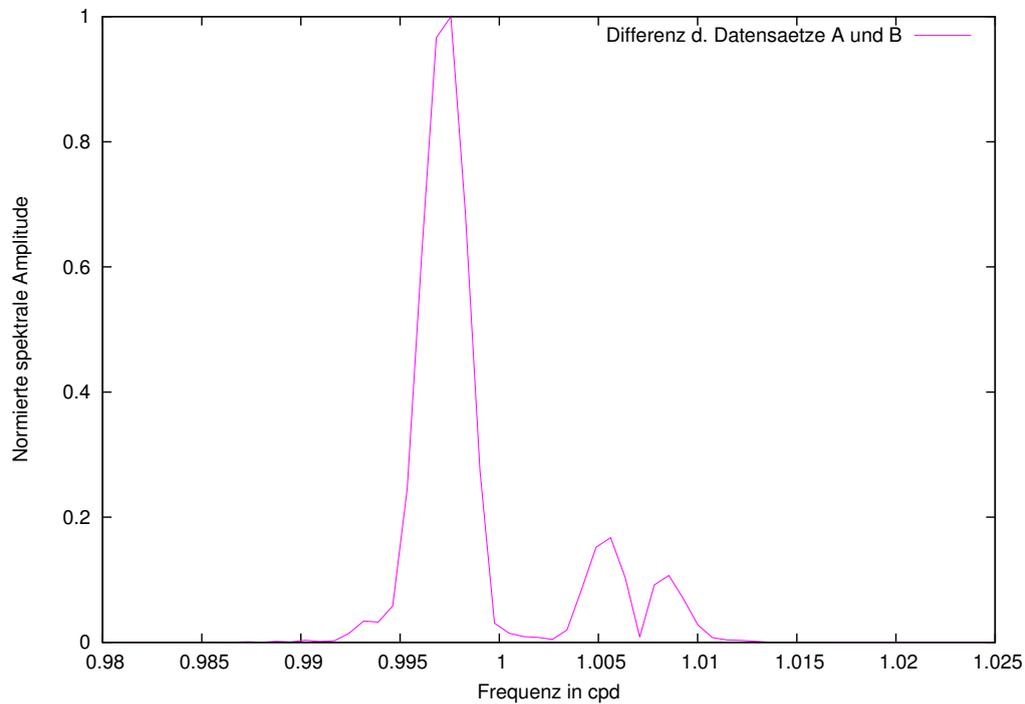


Abbildung 8.7.: Auf das dazugehörige Maximum normierte Spektrum des Differenz der Datensätze A und B über die Frequenz in cpd.

Name	Datensatz A		Datensatz B	
long	1.16000	0.00000	1.16000	0.00028
Q1	1.16000	0.00000	1.16006	0.00025
O1	1.16000	0.00000	1.15998	0.00005
M1	1.16000	0.00000	1.15955	0.00049
K1	1.16000	0.00000	1.15827	0.00003
J1	1.16000	0.00000	1.15993	0.00062
OO1	1.16000	0.00000	1.15977	0.00095
2N2	1.16000	0.00000	1.15999	0.00115
N2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00025
M2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00005
L2	1.16000	0.00000	1.15996	0.00160
S2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00010
M3M6	1.16000	0.00000	1.15998	0.00353

Tabelle 8.1.: Gravimeterfaktoren und Standabweichungen der Gezeitenanalysen mit der Wellengruppeneinteilung I für die Datensätze A und B.

Für den Datensatz B ist das nicht der Fall. Die Gravimeterfaktoren liegen nahe bei 1.16 und weichen um weniger als eine Standardabweichung von diesem Wert ab, mit Ausnahme von K1. Hier ist die Abweichung größer. Die in Abschnitt 8.1.1 identifizierten Frequenzen, bei denen der Unterschied zwischen den beiden Zeitreihen auftritt, liegen bei der Wellengruppeneinteilung I alle innerhalb von K1. Der Unterschied, der offenbar im Frequenzbereich von K1 bei *Eterna* zwischen den beiden Wellengruppeneinteilungen I und II besteht, führt offenbar dazu, dass der Gravimeterfaktor von K1 nicht mehr genau bestimmt werden kann und wirkt sich dabei auch auf die der anderen Gravimeterfaktoren aus, auch wenn deren Abweichungen kleiner sind und im Bereich der Standardabweichungen liegen. Das RMS-Residuum ist hier $1.544 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Es bleiben also Gezeitenanteile im Residuum übrig. Für die Wellengruppeneinteilung II erhält man die Gravimeterfaktoren für die Datensätze A und B, die in 8.2 dargestellt sind.

Name	Datensatz A		Datensatz B	
SA	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
SSA	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
MM	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
MF	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
MTM	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
Q1	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
O1	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
M1	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
P1	1.17586	0.00000	1.16000	0.00000
S1	1.17235	0.00000	1.16000	0.00000
K1	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
$\psi 1$	1.26830	0.00000	1.16000	0.00000
$\phi 1$	1.19680	0.00000	1.16000	0.00000
J1	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
OO1	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
2N2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
N2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
M2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
L2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
S2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
K2	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000
M3M6	1.16000	0.00000	1.16000	0.00000

Tabelle 8.2.: Gravimeterfaktoren und Standardabweichungen der Gezeitenanalysen mit der Wellengruppeneinteilung II für die Datensätze A und B.

Für den Datensatz B ergibt sich für die Wellengruppeneinteilung II das gleiche Verhalten, wie bei der Analyse von Datensatz A mit der Wellengruppeneinteilung I. Die Signale werden in der Analyse vollständig erklärt, das RMS-Residuum ist null.

Bei der Analyse des Datensatzes A mit der Wellengruppeneinteilung II ist das auch der Fall. Das RMS-Residuum ist null und das in der Analyse angesetzte Modell erklärt den Datensatz vollständig, allerdings ergeben sich für die Wellengruppen P1, S1, $\psi 1$ und $\phi 1$ von 1.16 abweichende Gravimeterfaktoren.

	$\delta(P1)/\delta(K1)$	$\delta(S1)/\delta(K1)$	$\delta(\psi1)/\delta(K1)$	$\delta(\phi1)/\delta(K1)$
A I	1.0137	1.0106	1.0934	1.0317
Dehant	1.0134	1.0105	1.0921	1.0312

Tabelle 8.3.: Verhältnisse der Gravimeterfaktoren der Wellengruppen P1, S1, $\psi1$ und $\phi1$ dem von K1 für die Ergebnisse der Gezeitenanalyse des Datensatzes A mit der Wellengruppeneinteilung II und die Angaben aus der Veröffentlichung von V. Dehant (1987).

8.1.3. Schlussfolgerungen aus den Untersuchungen der synthetischen mit *Predict* berechneten Daten

Die Gravimeterfaktoren K1, $\psi1$ und $\phi1$ werden üblicherweise mit dem in Kapitel 2.2.3.2 beschriebenen Nearly Diurnal Free Wobble in Verbindung gebracht. Dass dieser hier eine Rolle zu spielen scheint, ergibt sich dadurch, dass die Gravimeterfaktoren von $\psi1$ und $\phi1$ in Tabelle 8.2 für den Datensatz A in etwa den Werten entsprechen, die in Kapitel 6.1 für diese Wellengruppen unter Einfluss des NDFW angegeben sind.

Wie in Kapitel 4.1 beschrieben, werden die Wellengruppen mit Hilfe der Gravimeterfaktoren für ein Erdmodell berechnet. Dabei wird auch die Frequenzabhängigkeit der Gravimeterfaktoren im Bereich des NDFW berücksichtigt. Wahrscheinlich wird in *Predict* die Tide mit der größten Amplitude mit dem im ini-File angegebenen Gravimeterfaktor berechnet und die anderen dazu gehörenden Tiden entsprechend der Gravimeterfaktoren, die sich aus dem Erdmodell ergeben, dazu skaliert. Dies würde erklären, warum bei der Analyse des Datensatzes A mit der Wellengruppe Einteilung I für K1 1.16 bestimmt wird und die Gravimeterfaktoren der umgebenden Wellengruppen davon abweichen.

Wenn die Wellengruppe K1 im Fall des Datensatzes A berechnet wird, liegen alle Gravimeterfaktoren, die vom NDFW beeinflusst werden innerhalb der Wellengruppe K1. Für K1 wird dann der Gravimeterfaktor 1.16 festgelegt und die anderen Tiden innerhalb der Gruppe entsprechend des Erdmodells dazu skaliert, wobei der NDFW berücksichtigt wird. Von V. Dehant (1987) werden für verschiedene Modelle Gravimeterfaktoren angegeben. Dabei ist der Gravimeterfaktor von K1 für das dort angegebene pr-pp-1066A-Modell mit $\delta = 1.1348$, der von P1 mit $\delta = 1.1500$, der von S1 mit $\delta = 1.1467$, der von $\psi1$ mit $\delta = 1.2393$ und der von $\phi1$ mit $\delta = 1.1702$ angegeben. Berechnet man das Verhältnis der Gravimeterfaktoren, die man für diese Wellengruppen aus der Analyse des Datensatzes A mit der Wellengruppeneinteilung II erhält, ergeben sich die Werte, die in der oberen Zeile von Tabelle 8.3 angegeben sind, die aus der Veröffentlichung von V. Dehant (1987) in der unteren. Entspräche die obige Vermutung der Realität, müssten die Verhältnisse der Gravimeterfaktoren zueinander für beide Fälle gleich sein.

Die Verhältnisse, die sich ergeben sind sehr ähnlich, in drei Fällen sind sie auf drei Nachkommastellen gleich, beim Verhältnis der Gravimeterfaktoren von $\psi1$ zu K1 auf zwei. Dies entspricht also etwa der obigen Annahme und spricht dafür, dass die Ergebnisse der Gezeitenanalyse des Datensatzes A mit der Wellengruppeneinteilung II auf die vermutete Weise zu Stande kommen. Im Manual vom *Eterna* (Wenzel, 1997b) wird zwar angegeben, dass die Gravimeterfaktoren für die Berechnung der Wellengruppen auf der Veröffentlichung von V. Dehant basieren, wie genau sie eingehen ist allerdings nicht klar. Es kann nicht nachvollzogen werden, woher die Abweichungen zwischen den Verhältnissen der Gravimeterfaktoren rühren.

Im Fall des Datensatzes B bedeutet das, dass bei der Berechnung mit *Predict* die Frequenzabhängigkeit vom NDFW durch die Wahl der Gravimeterfaktoren auf 1.16 nicht mehr besteht, da P1, S1, $\phi1$ und $\psi1$, die nun die größten Tiden in ihrer Wellengruppe sind, den selben Gravimeterfaktor wie K1. Im Sinne der in Tabelle 8.3 berechneten Verhältnisse würde das bedeuten, dass sie für den Datensatz B alle 1 sind. Innerhalb der Wellengrup-

pen geht die Frequenzabhängigkeit natürlich weiterhin ein, aber da die Amplituden, der darin enthaltenen Tiden wahrscheinlich sehr klein sind und die Frequenzbänder der Wellengruppe sehr schmal, fällt sie nicht so stark ins Gewicht, gegenüber dem Fall, in dem die Wellengruppen P1, S1, $\phi 1$ und $\psi 1$ mit K1 zusammengefasst werden.

Entsprechend kann dann in der Gezeitenanalyse des Datensatzes B mit der Wellengruppeneinteilung I das zu analysierende Signal nicht vollständig erklärt werden. Für die gleitende Analyse des Datensatzes B mit der Wellengruppeneinteilung I tritt dann der Fall ein, der in Kapitel 7.3 angenommen wird. Es kommt zu einer Variation des Gravimeterfaktors mit der Schwebungsfrequenz der Wellengruppe, da die in *Analyse* für das Erdmodell angenommenen Verhältnisse der Gravimeterfaktoren der einzelnen Tiden innerhalb einer Wellengruppe, nicht mit denen übereinstimmen, die für die Gravimeterfaktoren der selben Tiden in den zu analysierenden Daten auftreten. Dies hat möglicherweise auch Einfluss auf die benachbarten Wellengruppen, bei denen sich die Gravimeterfaktoren ändern, falls sich dadurch das RMS-Residuum verringert, wenn dadurch Anteile der Gezeitenreste erklärt werden, die durch die unterschiedlich berechneten Wellengruppen im betroffenen Frequenzbereich übrig bleiben. Die Gravimeterfaktoren von K1 und den benachbarten Wellengruppen treten dann in Linearkombinationen auf, um möglichst große Anteile des Signals zu erklären. Der Variationen der Gravimeterfaktoren im ganztägigen Bereich nach zu urteilen, betrifft das alle ganztägigen Wellengruppen.

8.2. Untersuchungen unter Verwendung von nicht mit *Predict* berechneten Gezeiten

Um einen Vergleich zu den Ergebnissen zu erhalten, die sich mit den mit *Predict* berechneten Datensätzen ergeben, werden die in Abschnitt 8.1 beschriebenen Untersuchungen mit einem von W. Zürn zur Verfügung gestellten Datensatz wiederholt, der im Folgenden als C bezeichnet wird. Dabei sind alle Gravimeterfaktoren 1.16. Das Abtestintervall und -zeitpunkt entsprechen denen der SG-056-Daten. Außerdem wird bei der Berechnung kein NDFW berücksichtigt.

8.2.1. Gleitenden Analyse

Die gleitenden Analyse wird, wie in Kapitel 7.1.1 beschrieben durchgeführt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 8.8 für die Wellengruppe O1, in 8.9 für K1 und in 8.10 für M2 jeweils in Blau im Vergleich zu denen, die man bei der gleitenden Analyse des Datensatzes B mit der Wellengruppeneinteilung I erhält, in Rot dargestellt. Alle weiteren Gravimeterfaktoren sind in Anhang B.2.1 in den Abbildungen B.104 zu sehen.

Auch für den Datensatz ergeben sich keine konstanten Gravimeterfaktoren. Für die ganztägigen Wellengruppen sind die Variationen der Gravimeterfaktoren in den beiden hier betrachteten Fälle sehr ähnlich, wie man in Abbildung 8.8 für O1 und im Anhang B.2.1 in den Abbildungen B.104 bis B.107 sieht. Die aus dem Datensatz bestimmten Gravimeterfaktoren sind zwar teilweise mit langperiodischen Trends überlagert, liefern aber für die kurzperiodischen Variationen beinahe das selbe Ergebnis. Dies legt nahe, dass der oben beschriebene Fall für die ganztägigen Wellengruppen des Datensatzes B auch auf den Datensatz C zutreffen und durch die Berücksichtigung des NDFW in *Analyse* verursacht werden.

Speziell der Gravimeterfaktor der Wellengruppe K1 der in Abbildung 8.9 dargestellt ist, ähnelt sich in beiden Fällen sehr. Dazu passt auch, dass für den Datensatz C alle Gravimeterfaktoren auf 1.16 gesetzt werden und auch für B die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen 1.16 sind. Sie unterscheiden sich daher nur in den Tiden, die bei *Predict* innerhalb einer Wellengruppe mit einer größeren Tide liegen. Ihnen werden statt 1.16 die nach dem

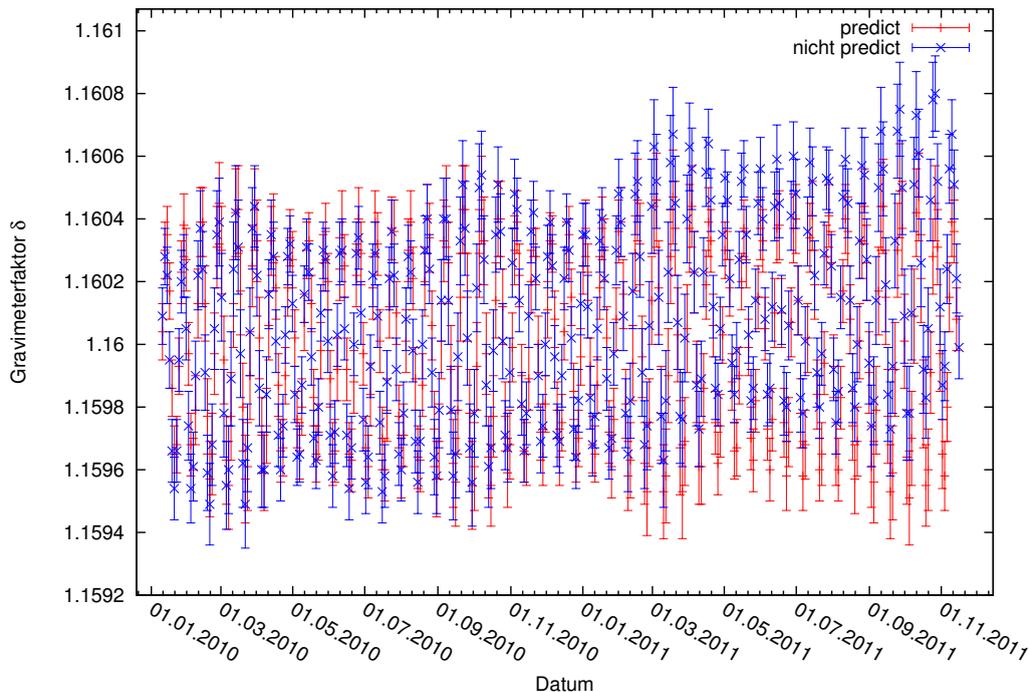


Abbildung 8.8.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe O1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

in *Predict* verwendeten Erdmodell skalieren Gravimeterfaktoren zugeordnet. Diese Effekte sind wahrscheinlich klein, da die Wellengruppen der Gruppeneiteilung II schmale Frequenzbänder beinhalten und das Verhalten der Wellengruppen wahrscheinlich hauptsächlich durch die Haupttide bestimmt wird. Dennoch könnten sie möglicherweise für die kleinen Unterschiede, die man z.B. beim Gravimeterfaktor von K1 sieht, verantwortlich sein.

Die Unterschiede in den halbtägigen Wellengruppen sind deutlich größer, wie in Abbildung 8.10 für M2 und in den Abbildungen *B.108* und *B.111* zu sehen ist.

Tatsächlich lässt sich für keine der Wellengruppen ein Zusammenhang beobachten. Die Gravimeterfaktoren, die aus Datensatz B gewonnen werden, variieren um 1.16 und weichen weniger als eine Standardabweichung voneinander ab, wie bereits in Abschnitt 8 beschrieben. Bei denen aus dem Datensatz C ist das nicht der Fall. Alle Gravimeterfaktoren zeigen kurzperiodische Variationen und sie liegen für keine Wellengruppe im Bereich der Standardabweichungen.

Für die Gravimeterfaktoren von S2 und M2 liegen die Variationen in einer Größenordnung von 10^{-4} . Die von 2N2, N2 und L2 haben die selben Größenordnung wie die von K1 liegen oder sind sogar noch größer, wie im Fall von L2.

Der Gravimeterfaktor von M3M6, der in Abbildung *B.112* in Anhang *B.2.1* dargestellt ist, ist für beide Fälle dagegen sehr ähnlich.

In Abbildung 8.11 sind die RMS-Residuen der Einzelanalysen über das Datum aufgetragen.

Die RMS-Residuen verlaufen in beiden Fällen sehr ähnlich. Offenbar wird der größte Teil davon durch die Effekte in K1 hervorgerufen. Vermutlich ist des Datensatzes C immer ein wenig größer, da es sich durch den Gravimeterfaktor von 1.16 für alle Tiden vom Datensatz B unterscheidet, der durch die Skalierung der Gravimeterfaktoren innerhalb der Wellengruppen mit den für das Erdmodell bestimmten Gravimeterfaktoren, eher dem Ansatz in

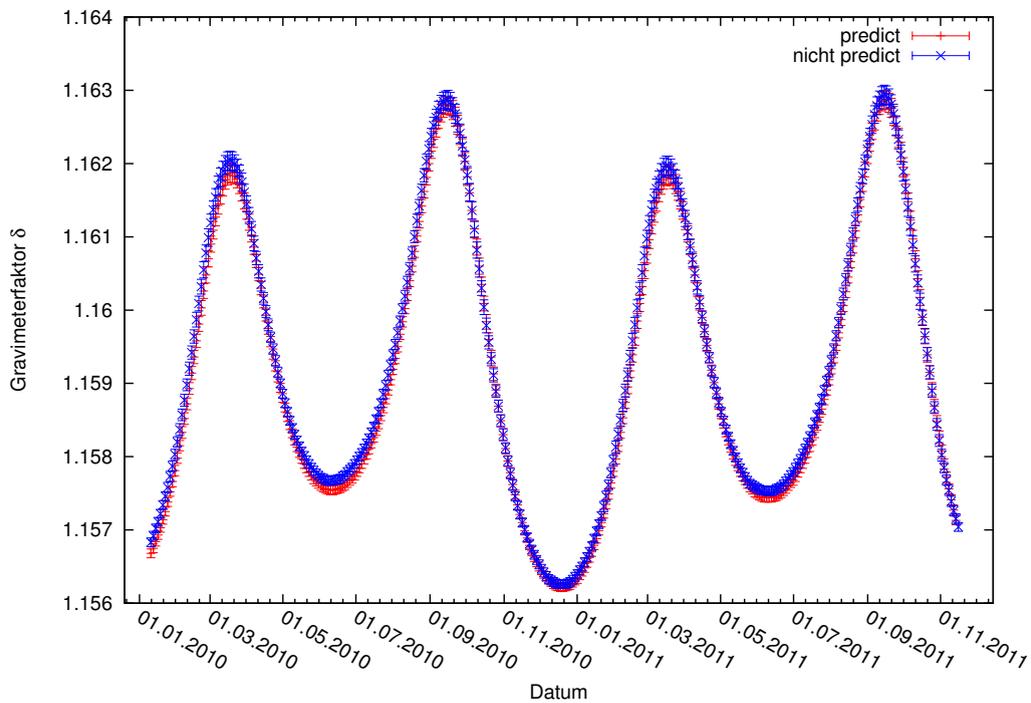


Abbildung 8.9.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe K1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

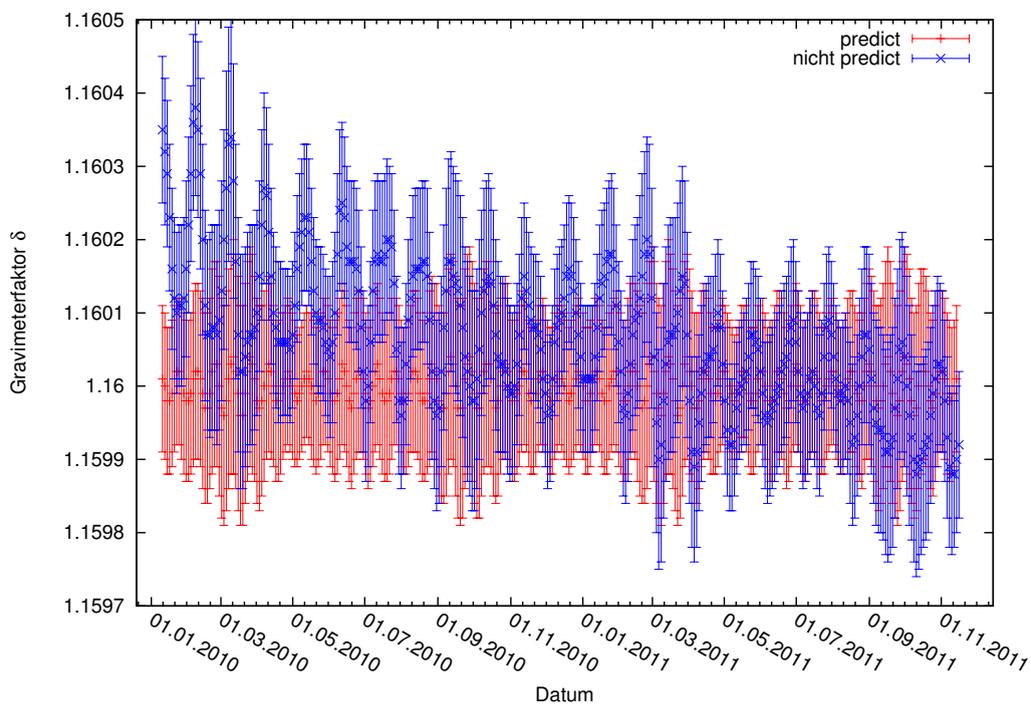


Abbildung 8.10.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe M2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

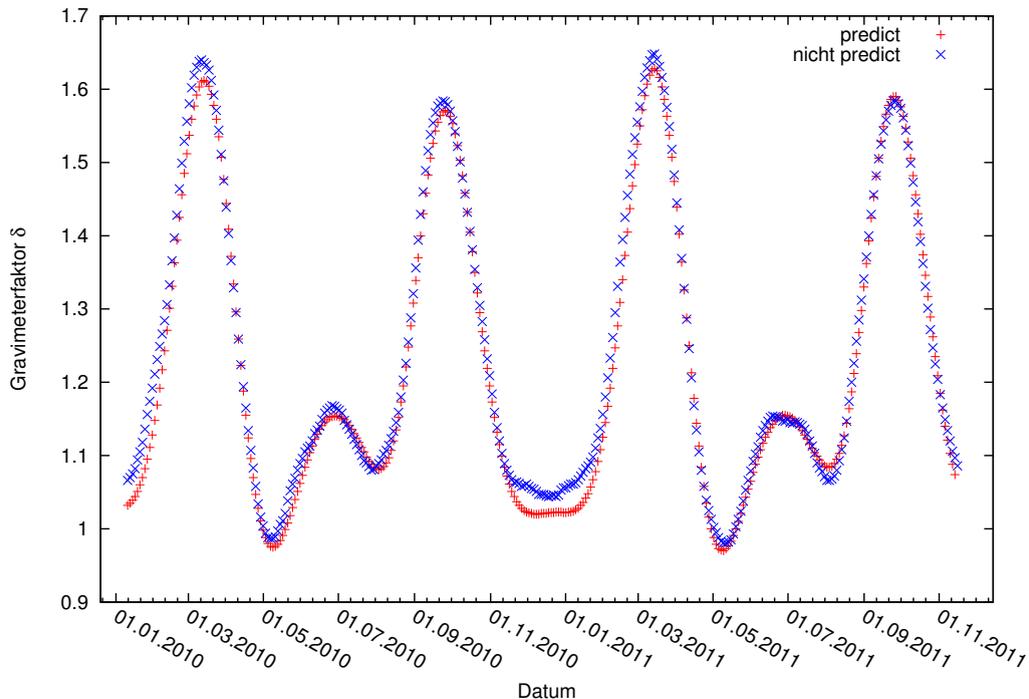


Abbildung 8.11.: RMS-Residuen aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

Analyse entspricht.

Um die Unterschiede zwischen den Ergebnissen der beiden Datensätze besser einordnen zu können, wird die Differenz des Datensatzes C mit A und B gebildet, was in Abbildung 8.12 dargestellt ist. Um diese berechnen zu können, muss der Abtastzeitpunkt von einem der Datensätze geändert werden. Hier wird das mit Hilfe des in Kapitel 4.3.3.4 beschriebenen Programm *predict_sf_change.m* gemacht, in dem aus den selben, ebenfalls von W. Zürn zur Verfügung gestellten Datensatz mit einer Abtastrate von 60 s der entsprechende Zeitwert bei der vollen Stunde herausgeschrieben wird. Dieses Vorgehen ist nur bei synthetischen Daten möglich, da hier keine Aliasing-Effekte auftreten können.

Es ergibt sich ein Restsignal mit einer Amplitude von ca. $3.5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ für die Differenz der Datensätze A und C und von ungefähr $1.5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ für die Differenz der Datensätze B und C. Außerdem ergibt sich in beiden Fällen ein langperiodischer Trend, der vermutlich daherrührt, dass bei der Berechnung des Datensatzes C sehr langperiodische Tiden berücksichtigt werden, während die Berechnung mit *Predict* erst ab einer Frequenz von 0.001379 cpd beginnt. Dies ist natürlich auch von der Definition der Wellengruppen anhängig. Wie erwartet unterscheiden sich die letzteren beiden weniger von einander. Das Spektrum der Differenzen in Abbildung 8.13 zeigt welche Frequenzen in der Differenz enthalten sind.

Es zeigt sich, dass abgesehen vom sehr langperiodischen Bereich bis 0.01 cpd kaum Unterschiede zwischen A, B und C vorliegen. Erst im Bereich der ganz- und halbtägigen Gezeiten treten wieder größeren Abweichungen auf. Bei ca. einem cpd zeigt sich noch einmal deutlich der Unterschied zwischen den Datensätzen A und B, worauf im Folgenden noch einmal eingegangen wird. Betrachtete man die Differenz von B und C in Grün in Abbildung 8.13 zeigt sich, dass die Unterschiede in ganz- und halbtägigen Bereich etwa gleich groß sind. Die rühren vermutlich von den Abweichungen der Gravimeterfaktoren innerhalb der Wellengruppe von 1.16 im Datensatz B her.

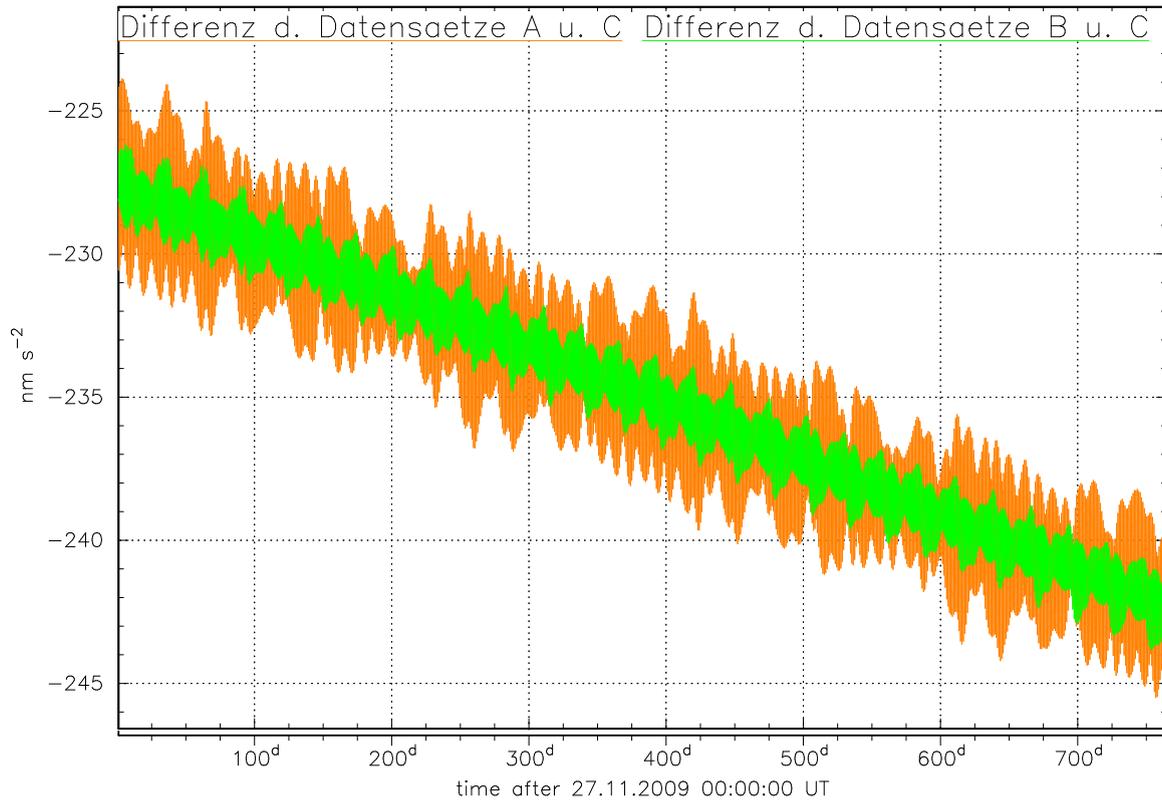


Abbildung 8.12.: Differenz des Datensatzes C mit A in Orange und B in Grün in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ über die Zeit in Tagen.

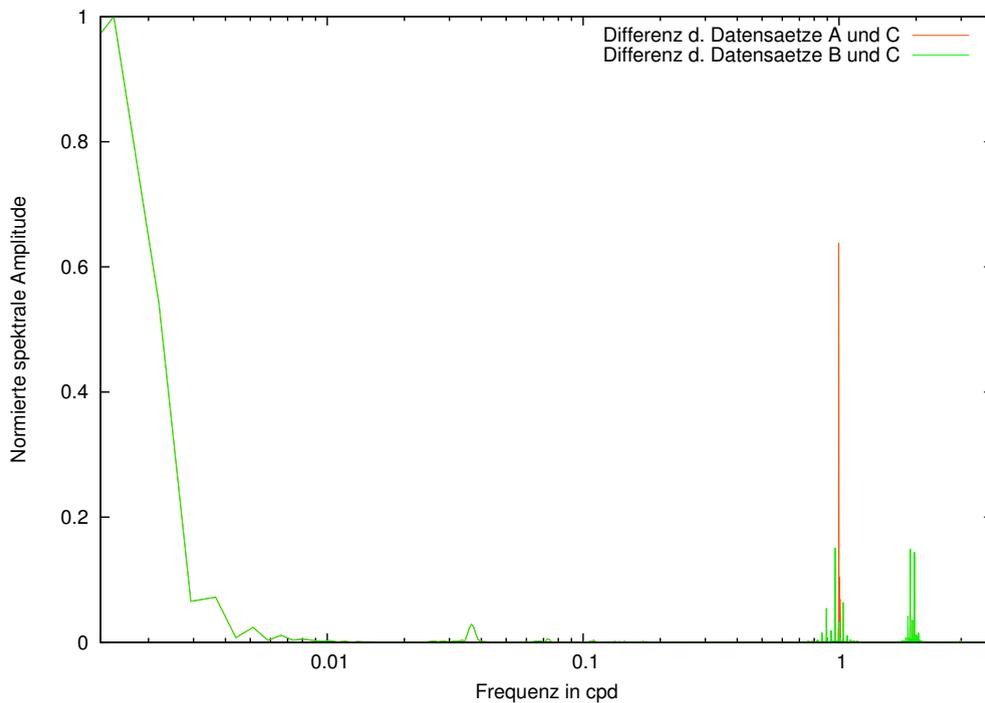


Abbildung 8.13.: Auf das Maximum des Spektrum der Differenz der Datensätze A und C normiertes Spektrum der Differenzen des Datensatzes C mit A in Orange und B in Grün über die Frequenz in cpd.

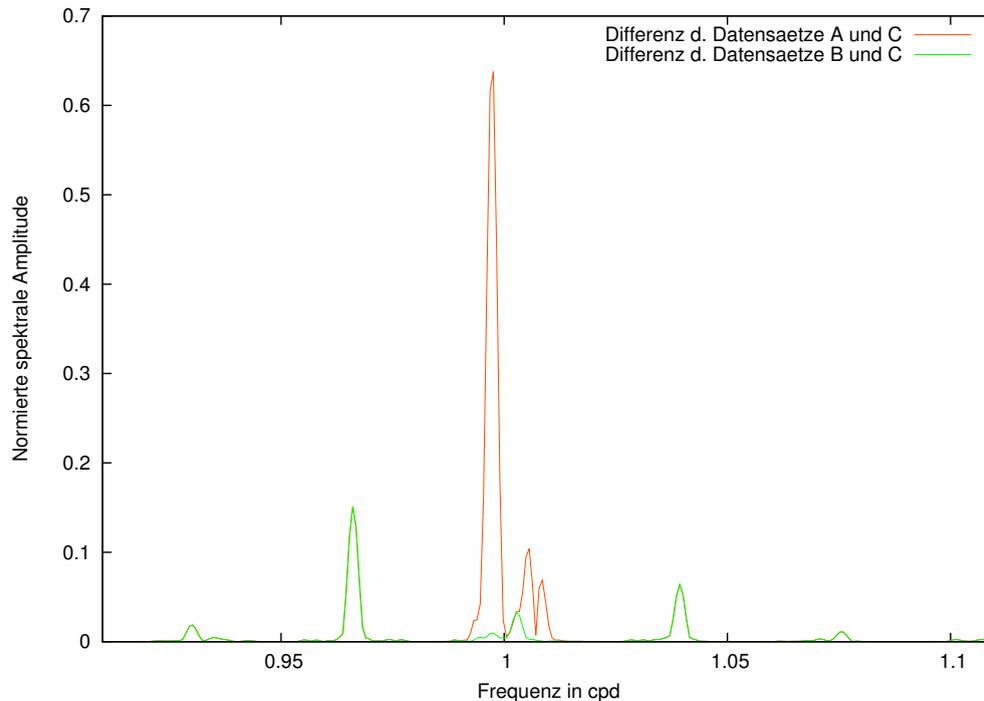


Abbildung 8.14.: Auf das Maximum des Spektrum der Differenz der Datensätze A und C normiertes Spektrum der Differenzen des Datensatzes C mit A in Orange und B in Grün über die Frequenz in cpd, Ausschnitt im Bereich um ein cpd.

Um die Unterschiede im ganztägigen Bereich genauer betrachten zu können ist der entsprechende Ausschnitt von Abbildung 8.13 in Abbildung 8.14 zu sehen.

Betrachtet man den vom NDFW beeinflussen Frequenzbereich so ist der Effekt der Unterschiede zwischen A und B deutlich zu sehen. Sie liegen hauptsächlich im Bereich von P1 und etwas kleinere sind bei ψ_1 und ϕ_1 . Die Frequenzabhängigkeit der Gravimeterfaktoren vom NDFW, die im Datensatz A berücksichtigt wird, in C aber nicht, wirkt sich hier aus. Vermutlich sind die Unterschiede in P1 besonders groß, da es sich um eine Wellengruppe mit einer relativ großen Amplitude handelt. Ein unterschiedlicher Gravimeterfaktor wirkt sich dann stärker aus.

Die relativ kleinen Anteile der Differenz der Datensätze B und C in diesem Frequenzbereich lassen darauf schließen, dass sich die Frequenzabhängigkeit der Gravimeterfaktoren, die bei der Berechnung des Datensatzes B weiterhin berücksichtigt wird in den kleineren Wellengruppen keine große Rolle spielt und die Gravimeterfaktoren der Tiden innerhalb der Wellengruppen nicht so stark von K1 abweichen. Der größte Unterschied, liegt im Bereich von K1 selbst, was zunächst verwundert, da die Gravimeterfaktoren der Tide K1 in beiden Fällen 1.16 ist. Ein Blick in den Gezeitenkatalog von Hartmann und Wenzel (1995a,b), der innerhalb von *Eterna* eingesehen werden kann, zeigt jedoch, dass diese Wellengruppe mehrerer relativ große Tiden enthält, bei denen sich die Frequenzabhängigkeit dann möglicherweise stärker auswirkt.

Die vor dem betrachteten Bereich liegenden Peaks bei ca. 0.93 cpd und 0.965 cpd sind den Wellengruppen O1 und M1 zuzuordnen und nach diesem bei ungefähr 1.04 cpd und 1.075 cpd J1 und OO1.

8.2.2. Gezeitenanalyse

Um einen Eindruck zu erhalten, wie sich die Unterschiede der Gravimeterfaktoren, die von *Analyse* angenommen werden, im Datensatz C aber nicht vorhanden sind, auf die Gezeitenanalyse des gesamten Datensatzes auswirkt, wird diese mit den Wellengruppeneinteilung I und II durchgeführt. Da der Datensatz C auch sehr langperiodische Anteile beinhaltet, die langperiodischste Wellengruppe aber erst bei 0.001379 cpd beginnt, wird ein lineares Driftpolynom angesetzt, um diese zu eliminieren. Im Falle der Wellengruppeneinteilung I erhält man die Ergebnisse, die in Tabelle 8.4 dargestellt.

Name	δ	σ_δ
long	1.16014	0.00029
Q1	1.16018	0.00026
O1	1.16006	0.00005
M1	1.16295	0.00050
K1	1.15836	0.00004
J1	1.16088	0.00064
OO1	1.15981	0.00098
2N2	1.16102	0.00118
N2	1.16068	0.00025
M2	1.16009	0.00005
L2	1.18730	0.00165
S2	1.16000	0.00010
M3M6	1.16056	0.00363

Tabelle 8.4.: Gravimeterfaktoren und dazugehörige Standardabweichungen aus der Gezeitenanalyse des Datensatzes C mit der Wellengruppeneinteilung I.

Das RMS-Residuum ist hier $1.590 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Die Gravimeterfaktoren ähneln dem Fall in dem der Datensatz B mit den Wellengruppeneinteilung I analysiert werden, was in Tabelle 8.1 dargestellt ist und weichen im gantztägigen Bereich vermutlich aus dem selben Grund, wie die des Datensatzes B von 1.16 ab. Dennoch weichen die Gravimeterfaktoren von O1, M1, K1 und J1 um mehr als eine Standardabweichung vom eigentlichen Wert ab. Nur bei Q1 und OO1 ist das nicht der Fall. Dies wird vermutlich zum Teil durch den Effekt der Kernresonanz hervorgerufen, da in Abschnitten 8.1 und 8.2.1 gezeigt wird, dass spezielle diese Wellengruppen davon betroffen sind. Dennoch sind die Abweichungen größer als man sie z.B. für die Datensatz B bei der selben Gezeitenanalyse, wie in Tabelle 8.1 dargestellt, bei der die Gravimeterfaktoren aller gantztägigen Wellengruppen außer K1 im Bereich der Standardabweichungen liegen. Möglicherweise zeigt sich hier doch auch der Einfluss der Gravimeterfaktoren, die in *Analyse* für das Erdmodell bestimmt werden.

Im halbtägigen Bereich tritt ein ähnlicher Fall auf. Hier weichen die Gravimeterfaktoren von N2, M2 und L2 um mehr als eine Standardabweichung von 1.16 ab. Besonders auffällig ist die Abweichung des Gravimeterfaktors von L2 die 0.02730, da diese sehr große ist, sogar im Vergleich zu den vom NDFW beeinflussten Gravimeterfaktoren, deren maximale Abweichungen eine Größenordnung kleiner ist.

Mit Hilfe der Wellengruppeneinteilung II kann der Fall insbesondere für die gantztägigen Wellengruppen genauer betrachtet werden, da sich, wie in Abschnitt 8.2.1 im Vergleich zum Datensatz B gezeigt ist, der von *Analyse* angenommene Einfluss des NDFW nicht so stark auswirkt. Die Ergebnisse dieser Gezeitenanalyse sind in Tabelle 8.4 dargestellt.

Man erhält ein RMS-Residuum von $0.340 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Das kleinere RMS-Residuum lässt sich vermutlich auf die bessere Anpassung im gantztägigen Bereich zurückführen.

Die die Gravimeterfaktoren der langperiodischen Wellengruppen zwischen SA und MTM

Name	δ	σ_δ
SA	1.16527	0.00106
SSA	1.15955	0.00017
MM	1.16003	0.00016
MF	1.16026	0.00007
MTM	1.15993	0.00037
Q1	1.16017	0.00006
O1	1.16007	0.00001
M1	1.16339	0.00011
P1	1.16002	0.00002
S1	1.15828	0.00151
K1	1.16010	0.00001
ψ_1	1.16221	0.00103
ϕ_1	1.15954	0.00056
J1	1.16096	0.00014
OO1	1.15996	0.00021
2N2	1.16102	0.00025
N2	1.16067	0.00005
M2	1.16009	0.00001
L2	1.18734	0.00035
S2	1.16001	0.00002
K2	1.15979	0.00008
M3M6	1.16051	0.00078

Tabelle 8.5.: Gravimeterfaktoren und dazugehörige Standardabweichungen aus der Gezeitenanalyse des Datensatzes C mit der Wellengruppeneinteilung II.

liefern das erwartete Ergebnis. Im ganztägigen Bereich zeigen sich immer noch größere Abweichungen, nur P1, $\phi 1$ und OO1 weichen maximal eine Standardabweichung von 1.16 ab. Der Effekt kann also tatsächlich nicht alleine durch die in *Analyse* angenommenen NDFW hervorgerufen werden, auch wenn dieser hier immer noch einen kleinen Einfluss hat. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die halbtägigen Wellengruppen. Hier liegt 1.16 nur für S2 im Bereich der Standardabweichung. Tatsächlich ergibt sich kaum eine Änderung im Vergleich zu den in Tabelle 8.4 vorgestellten Ergebnissen aus der Analyse des Datensatzes C mit der Wellengruppeneinteilung II. Auch hier liefert die Analyse für L2 wieder den recht hohen Wert von 1.187. Diese Ergebnis wird also nicht von der Wahl der Wellengruppen beeinflusst.

Der Gravimeterfaktor von M3M6 entspricht aber wieder dem erwarteten Wert.

Da die Gravimeterfaktoren offensichtlich nicht denen entsprechen, die zu Berechnung des Datensatzes verwendet wurden, muss das Residuum aus Gezeitenresten bestehen. Um diese den Wellengruppen zuordnen zu können, wird das Spektrum des Residuums berechnet. Das Spektrum im Bereich bis 4 cpd ist in Abbildung B.113 in Anhang B.2.2 dargestellt. Dort zeigt sich insbesondere, dass die größten Anteile im Residuum der Analyse des Datensatzes C mit der Wellengruppeneinteilung II bei den halbtägigen Frequenzen liegen. Daher wird hier der Augenmerk auf die dazugehörenden Gravimeterfaktoren gerichtet. Das Spektrum von 1.17 cpd bis 2.2 cpd ist in Abbildung 8.15 zu sehen.

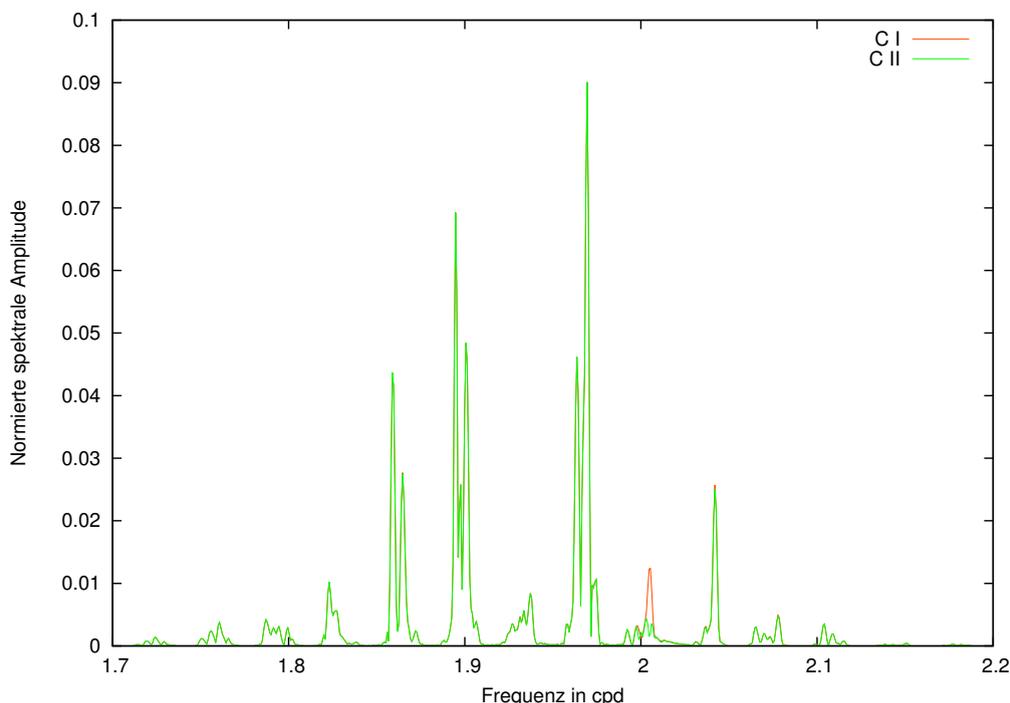


Abbildung 8.15.: Normierte Spektren der Residuen des Datensatzes C aus der Gezeitenanalyse mit den Wellengruppeneinteilungen I in Orange und II in Grün über die Frequenz in cpd im Bereich von 1.7 cpd bis 2.2 cpd, normiert auf das Maximum der Spektrums des Residuums des Datensatzes C mit der Wellengruppeneinteilung I.

Alle Anteile zwischen 1.17 cpd und ungefähr 1.88 cpd gehören zu 2N2. Um 1.9 cpd liegen dann die von N2, gefolgt von relativ kleinen aus M2. Die größten Peaks bei ca. 1.96 cpd liegen im Bereich von L2 und spiegeln wahrscheinlich den Effekt, des stark von 1.16 abweichenden Gravimeterfaktors wieder. Von ungefähr 1.98 cpd bis zwei cpd zeigen sich die Anteile sehr kleiner Gezeitenreste aus S2. Oberhalb von ca. ab zwei cpd liegen alle zu K2 gehörenden Anteile. Der kleine Unterschied zwischen dem Spektren der Residuen

der Gezeitenanalysen des Datensatzes C mit den Wellegruppeneinteilung I und II kommt vermutlich dadurch zu Stande, dass bei der Wellengruppeneinteilung I die Wellengruppen S2 und K2 zusammengefasst werden.

Es stellt sich die Frage, woher diese Gezeitenreste kommen. Da zwischen den Datensätze B und C kein anderer Unterschied, als die Wahl der Gravimeterfaktoren bekannt ist, könnten sich weitere Hinweise durch eine Gezeitenanalyse ergeben, in der die Wellengruppen im halbtägigen Bereich weiter aufgespalten werden. Dies sollte theoretisch möglich sein, da es sich um synthetische Gezeiten handelt, die kein Rauschen enthalten (Munk und Hasselmann, 1964). Aus Zeitgründen kann dieser Test leider nicht mehr durchgeführt werden.

Allerdings ist die Abweichung des Gravimeterfaktors sehr groß, sodass es sich dabei vielleicht um einen Fehler bei der Berechnung des Gravimeterfaktors handelt. Um zu überprüfen, ob einen Zusammenhang mit dem Gezeitenkatalog vorliegt, wird die Gezeitenanalyse des Datensatzes C unter Verwendung der Wellengruppeneinteilung I mit dem Tamura-Gezeitenkatalog, der ebenfalls in *Eterna* gewählt werden kann, durchgeführt. Der Gravimeterfaktor von L2 liegt, dann bei $\delta = 1.18778 \pm 0.00178$, auch die anderen Gravimeterfaktoren liegen etwa bei den selben Werten, die man mit dem Katalog von Hartmann und Wenzel erhält.

Um den möglichen Fehler einzugrenzen wird mit dem selben Datensatz getestet, ob die Abweichung auch bei der Windows-Version von *Eterna* 3.4, da hier die für Linux verwendet wird und ob es möglicherweise Unterschiede zu anderen *Eterna*-Versionen gibt. Aber auch die Windows-Versionen von *Analyze* in *Eterna* 3.4 und 3.3 liefern ca. 1.187 für den Gravimeterfaktor von L2. Daher ist bis jetzt nicht klar, woher diese Abweichung kommt, wie im folgenden Abschnitt 8.3 gezeigt wird, kann man den Effekt möglicherweise auch in Gezeitenanalysen von gemessenen Schweredaten beobachtet werden.

8.3. Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse der gemessenen Schweredaten

In Kapitel 7 werden gleitenden Analysen des SG-056 und auch anderer supraleitender Gravimeter dargestellt. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Variationen der Gravimeterfaktoren durch gemessene Effekte hervorgerufen werden. In diesem Kapitel zeigt sich nun, dass die gleitenden Analyse selbst Variationen in den Gravimeterfaktoren erzeugt. Auch sind diese Variationen der Gravimeterfaktoren, die man mit den synthetischen Datensätzen erhält, denen aus den gemessenen Daten recht ähnlich, wenn man sich z.B. zeitlichen Änderungen des Gravimeterfaktors von K1 in der Abbildung 8.9 für die Datensätze B und C und in Abbildung A.36 für die Daten des Sensors G1 von SG-056 ansieht. In diesem Kapitel sollen nun die Ergebnisse aus den vorangegangenen Abschnitten von Kapitel 8 mit denen aus Kapitel 7 verglichen werden, sodass eingeordnet werden kann, welche Ergebnisse der gleitenden Analyse der Messdaten durch die gleitenden Analyse selbst zu Stande kommen.

Zunächst werden die Gravimeterfaktoren, die sich aus den gleitenden Analysen des Datensatzes C und der Daten des Sensors G1, die in Kapitel 7.2.2 beschrieben wird, verglichen. In den Abbildungen 8.16, 8.17 und 8.18 sind die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen K1, N2 und L2 in blau für den Datensatz C und in Grün für die Daten von G1, dargestellt. Die Gravimeterfaktoren der anderen Wellengruppen sind in Anhang B.3.1 in den Abbildungen B.114 bis B.122 zu sehen. Für die Gravimeterfaktoren der ganztägigen Wellengruppen zeigen sich ähnliche Verläufe durch die Effekte, die mit der Berücksichtigung des NDFW in *Analyze* einhergehen. Dies betrifft vorallem die Wellengruppen M1, K1 und J1. Bei Q1, O1 und OO1 treten vermutlich die selben kurzperiodischen Variationen auf, aber das langperiodische Verhalten ist unterschiedlich. Dabei ist allerdings zu beachten,

dass die Gravimeterfaktoren über unterschiedliche Achsen aufgetragen sind, die Größe der Amplituden und die Mittelwerte der Gravimeterfaktoren sind nicht die selben.

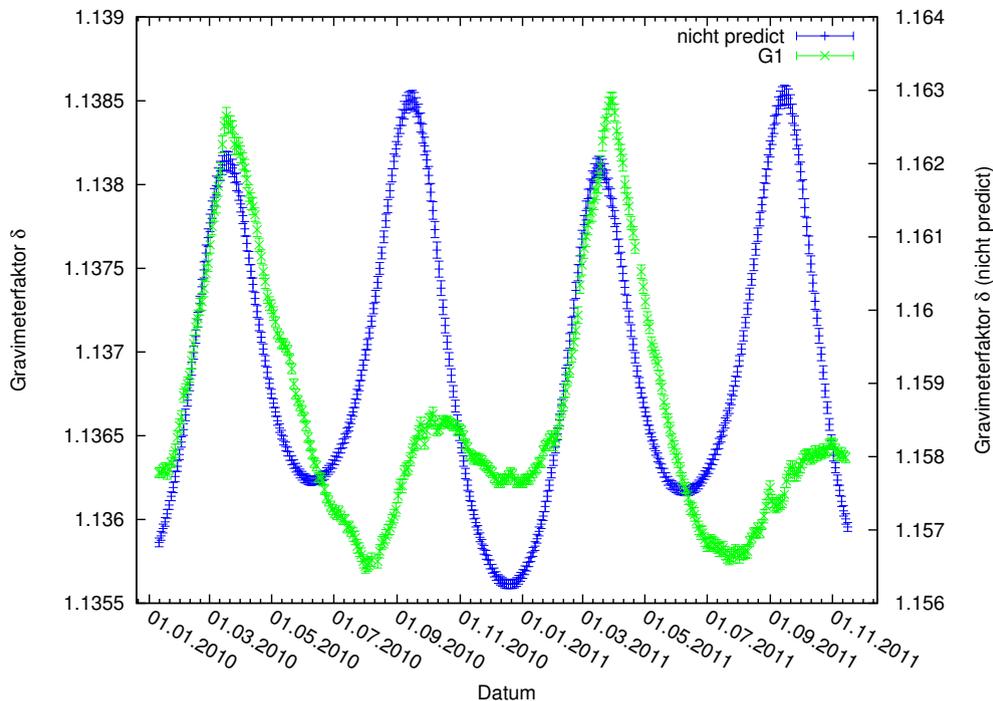


Abbildung 8.16.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe K1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

So ist die zeitliche Änderung des Gravimeterfaktors von K1 im Falle der Daten von SG-056 nur etwa halb so groß, wie für den Datensatz C. Das zweite und das vierte Maximum, die jeweils ca. im Oktober auftreten, hat jeweils eine deutlich kleinere Amplitude als die anderen beiden, die im März zu sehen sind. Bei den aus Datensatz C bestimmten Gravimeterfaktoren sind die Maxima ungefähr gleich groß. Außerdem tritt eine leichte Phasenverschiebung von einem Monat auf. Dennoch ist es wahrscheinlich, dass der Effekt, der bei den gemessenen Daten auftritt, die selbe Ursache hat, wie beim Datensatz C.

Für die Gravimeterfaktoren von N2 zeigt sich, dass die selben zeitlichen Änderungen, die in Kapitel 7.3 diskutiert werden, auftreten, allerdings mit dem umgekehrten Vorzeichen, wie es auch im Kapitel 7.4.2 für einige Gravimeterfaktoren der Daten von Sutherland beobachtet wird. Außerdem ergibt sich eine leichte Phasenverschiebung von etwa 20 bis 30 d. Der langperiodische Trend der Gravimeterfaktoren, die aus dem Datensatz C gewonnen werden, ist ein wenig steiler als der der aus den G1-Daten bestimmten. Daher ist auch der Vergleich der Amplituden der Schwingung schwierig, sie liegen aber ungefähr in der selben Größenordnung.

Für den Gravimeterfaktor von L2 zeigt sich das selbe Verhalten, da auch hier das umgekehrte Vorzeichen und eine leichte Phasenverschiebung auftritt. Wie genau diese Unterschiede zu Stande kommen kann aus diesem Vergleich nicht abgeleitet werden, er zeigt jedoch, dass die Variationen der Gravimeterfaktoren für diese Wellengruppen auch durch die gleitende Analyse selbst hervorgerufen werden. Bei den anderen halbtägigen Wellengruppen und M3M6 ist kein so offensichtlicher Zusammenhang erkennbar. Höchstens bei S2 zeigt sich in beiden Kurven eine jährliche Variation, mit ebenfalls einer kleinen Phasenverschiebung im Bereich von einem Monat. Die Amplitude von den aus den G2-Daten

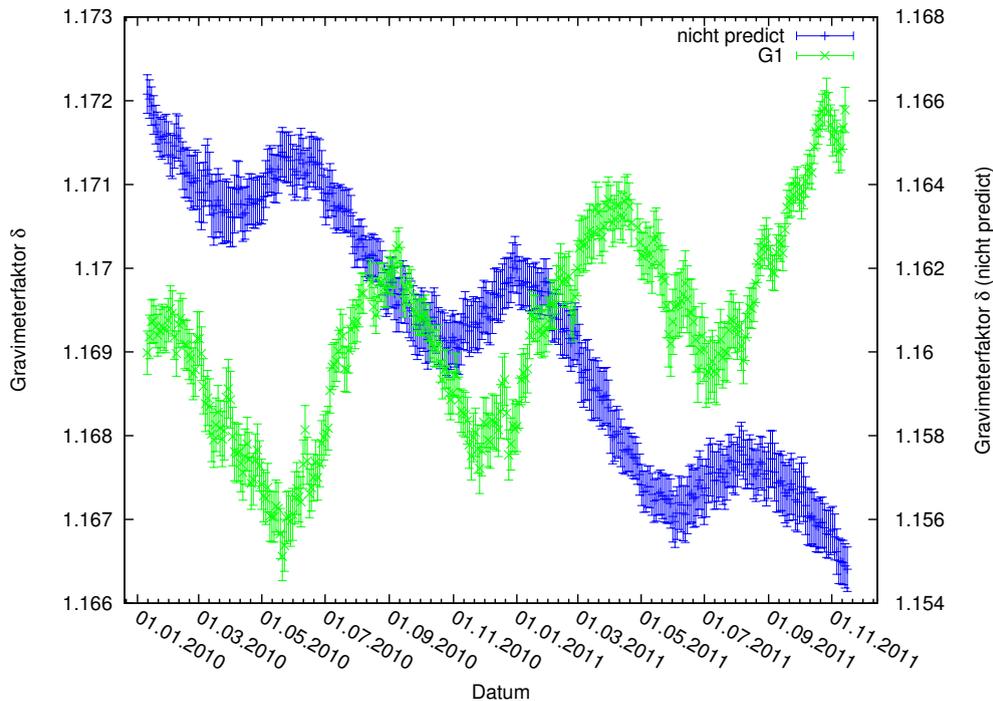


Abbildung 8.17.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe N2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

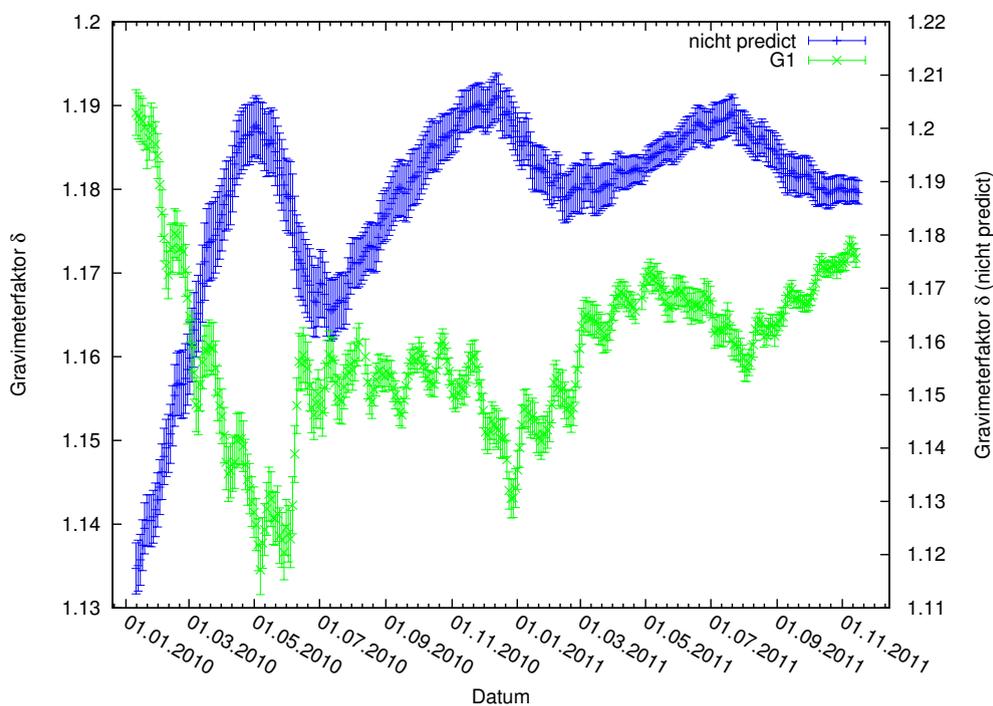


Abbildung 8.18.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe L2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

bestimmten Gravimeterfaktoren ist allerdings um eine Größenordnung größer. Es ist nicht auszuschließen, dass sich hier mehrere Effekte überlagern. Wie in Kapitel 7.1.1 erwähnt, wird S2 von meteorologischen Effekten beeinflusst, es wäre also möglich, dass die in den gemessenen Daten auftretende Schwingung zu einem Teil durch diese und zu einem anderen durch Effekte, die durch die gleitende Analyse hervorgerufen werden, verursacht sind.

Durch den obigen Vergleich kann man davon ausgehen, dass ein Teil der Variationen der aus den Messdaten bestimmten Gravimeterfaktoren durch die gleitende Analyse selbst hervorgerufen werden, allerdings sind die Amplituden der Variationen und die Mittelwerte der Gravimeterfaktoren bei einigen Wellengruppen unterschiedlich, daher lässt sich schwer abschätzen wie groß der Effekt auf die Messdaten tatsächlich ist. In Abschnitt 8.1 hat sich gezeigt, dass bei der Wellengruppeneinteilung II eine deutlich geringere Abhängigkeit der Ergebnisse von der Zusammensetzung und Wahl der Gravimeterfaktoren innerhalb der Wellengruppe besteht, speziell in dem Bereich der vom NDFW beeinflusst wird. Es sollte daher möglich sein, mit Hilfe der in Kapitel 6.1 bestimmten Gravimeterfaktoren und Phasen mit *Predict* einen Datensatz zu berechnen, der den gemessenen Daten entspricht. In der gleitenden Analyse dieses Datensatzes müssten sich dann näherungsweise die selben Variationen, wie beim gemessenen Datensatz ergeben, falls diese tatsächlich durch die gleitende Analyse verursacht werden. So könnte abgeschätzt werden, wie groß die Variationen, die durch die gleitende Analyse entstehen, in den Ergebnissen für die gemessenen Daten tatsächlich sind.

Daher wird mit *Predict* ein Datensatz für den selben Zeitraum berechnet, in dem auch die gemessenen Daten vorliegen. Dafür werden die Gravimeterfaktoren für G1 aus Tabelle 6.2 verwendet, abgesehen von denen im langperiodischen Bereich, die 1.16 gewählt werden. Letzteres liegt daran, dass der Datensatz in Kapitel 10.2.3 erneut verwendet wird, wobei die langperiodischen Anteile eine Rolle spielen, was hier wegen der Hochpassfilterung nicht der Fall ist. Die gleitende Analyse wird wie für die Datensätze A bis C mit der Wellengruppeneinteilung I durchgeführt. Dabei ergeben sich die in Abbildung 8.19, 8.20 und 8.21 für die Wellengruppen M1, K1 und J1 dargestellten Gravimeterfaktoren sowie für alle weiteren Wellengruppen in den Abbildungen B.123 bis B.131 in Anhang B.3.2. Dabei zeigt sich für die Gravimeterfaktoren, die vom NDFW beeinflusst werden, eine sehr gute Übereinstimmung in Verlauf und Werten der Gravimeterfaktoren. Dabei liegen die Unterschiede für M1 und J1 lediglich im langerperiodischen Verlauf der Kurven, die kurzperiodischen Schwingungen und speziell auch das Auftreten der Schwinungskonten, der sich zeigenden Schwebungen, werden durch die Ergebnisse der gleitenden Analyse des mit *Predict* begebenen Datensatzes sehr gut wiedergegeben. Für K1 ergibt sich der selbe Verlauf der Gravimeterfaktoren in beide Fällen. Auch die Variation der Amplitude, bei der das im Oktober auftretende Maximum deutlich kleiner als das im April ist, zeigt sich auch mit dem mit *Predict* berechneten Datensatz. Kleine Abweichungen treten im Frühjahr 2011 auf, bei denen die aus den Messdaten bestimmten Gravimeterfaktoren systematisch kleiner sind als die aus dem *Predict*-Datensatz. Außerdem ist das aus den Messung bestimmte Maximum im Herbst 2011 um ca. $2 \cdot 10^{-4}$ kleiner, als das aus den mit *Predict* berechneten Daten bestimmte.

Daraus lässt sich schließen, dass ein großer Teil der zeitlichen Änderungen der Gravimeterfaktoren durch die Berücksichtigung des NDFW in *Analyze* zu Stande kommt. Daher kann z.B. kein Zusammenhang zwischen jahreszeitlichen Effekten und den Änderungen des Gravimeterfaktors von K1, wie in Kapitel 7.1.1 vermutet, sichtbar sein, da die durch *Analyze* hervorgerufenen Variation den Hauptteil ausmacht.

Gleichzeitig führt dies aber zu dem Schluss, dass die Gravimeterfaktoren, die in *Analyze* für die vom NDFW beeinflussten Tiden nicht mit den tatsächlichen, am BFO auftretenden übereinstimmen. Vergleicht man dies mit Abbildung A.70 in Anhang A.5.1, bei dem sich insbesondere für die europäischen Stationen ein sehr ähnlicher Verlauf des Gravime-

terfaktors von K1 ergibt, so scheint das auch bei diesen Stationen nicht der Fall zu sein. Dies könnte für diese Stationen auf die selbe Weise wie für die Daten des Sensors G1 des SG-056 überprüft werden, was hier aus Zeitgründen leider nicht mehr möglich ist. Auch die gleichen Frequenzen, die in den Gravimeterfaktoren von SG-056 und Sutherland in die Kapitel 7.4.2 beobachtet werden, können vermutlich z.T. auch Effekte der gleitenden Analyse zurückgeführt werden.

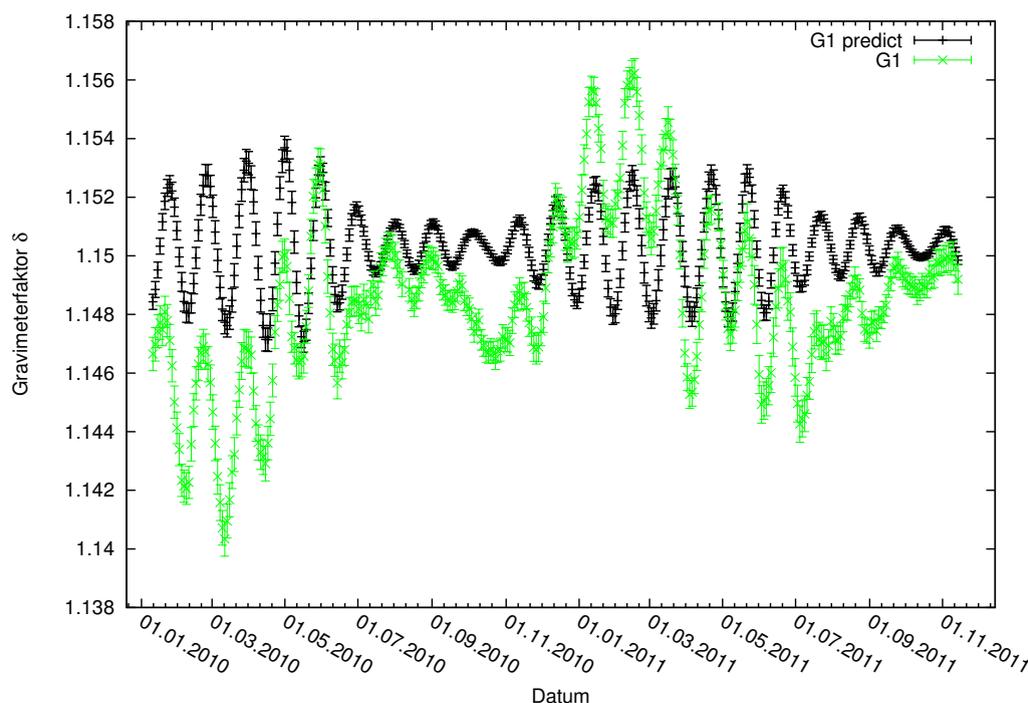


Abbildung 8.19.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe M1 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

Für die anderen Wellengruppen ergibt sich keine so deutliche Übereinstimmung. Außer den recht kurzperiodischen Variationen, die für alle Gravimeterfaktoren in den beiden dargestellten Kurve eine gute Übereinstimmung aufweisen, lässt sich kein Zusammenhang beobachten. Dies ist insoweit zu erwarten, da speziell im halbtägigen Bereich, zwischen den Wellengruppeneinteilungen I und II kaum ein Unterschied besteht, weshalb die Anteile des mit *Predict* berechneten Datensatzes und des von *Analyse* angenommenen Modells sehr gut übereinstimmen. Eine Ausnahme bildet S2, das in der in der gleitenden Analyse verwendeten Wellengruppeneinteilung I, auch K2 enthält, was bei der Wellengruppeneinteilung II, die für die Berechnung verwendet wird, nicht der Fall ist. Der Gravimeterfaktor ist in Abbildung B.130 in Anhang B.3.2 dargestellt und zeigt, dass für beide Fälle die Gravimeterfaktoren mit der selben Frequenz variieren. Die im Frühjahr auftretenden Maxima stimmen auch vom Betrag her überein, allerdings sind die Variationen für den aus den Messdaten bestimmten Gravimeterfaktor ungefähr doppelt so groß, wie die des aus dem mit *Predict* berechneten Datensatzes. Dies legt nahe, dass hier ein weiterer Effekt zur Änderung des Gravimeterfaktors beiträgt, möglicherweise saisonale Einflüsse, wie in Kapitel 7.1.1 beschrieben.

Insgesamt lässt sich sagen, dass vermutlich für die meisten Wellengruppen eine Überlagerung der durch *Analyse* verursachten und anderen, möglicherweise äußeren Effekte auftritt. In einigen Wellengruppen wie K1, N2 und L2 sind die durch die gleitende Analyse entste-

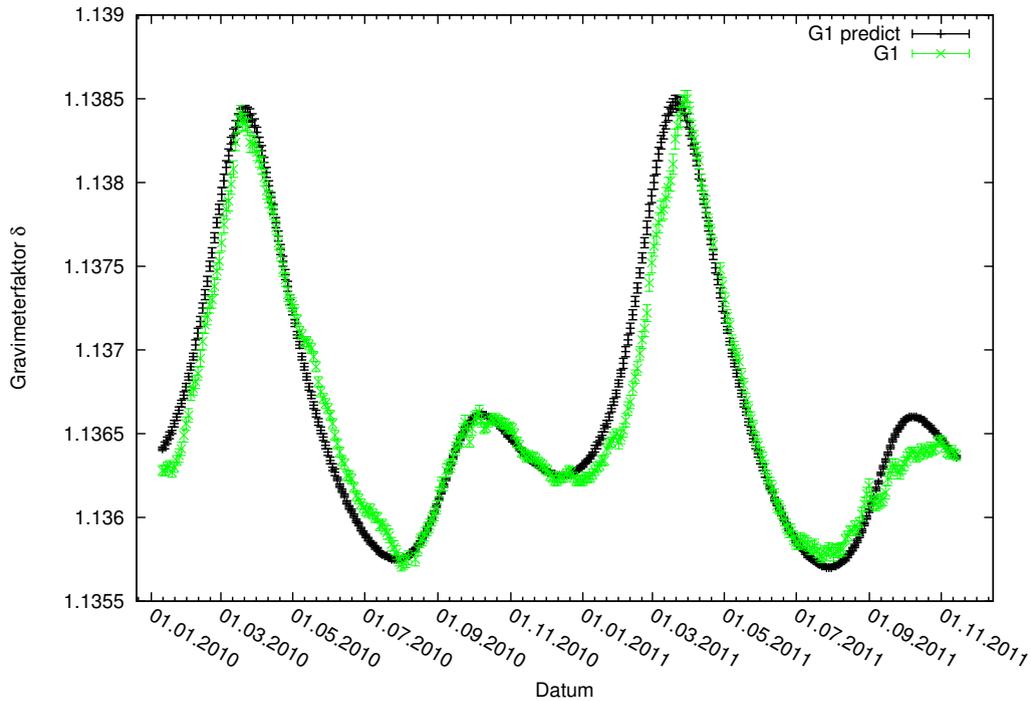


Abbildung 8.20.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe K1 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

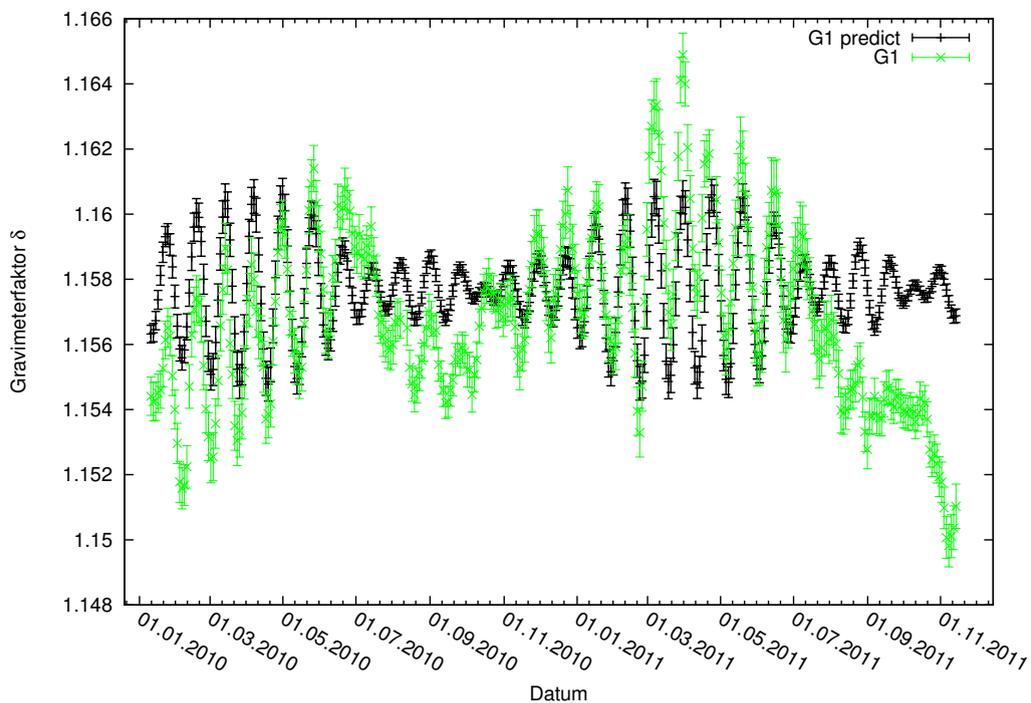


Abbildung 8.21.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe J1 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

Station	$\delta(M2)$	$\delta(L2)$	$\delta(S2)$
SG-056	1.18640	1.16517	1.18856
ET-19	1.18556	1.21185	1.18721
Bad Homburg	1.18861	1.16431	1.19091
Membach	1.18765	1.15595	1.19321
Straßburg	1.18705	1.16643	1.18914
Moxa	1.18553	1.16598	1.18486
Sutherland	1.15595	1.17543	1.19776

Tabelle 8.6.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppen M2, L2 und S2 für verschiedene GGP-Stationen.

henden Variationen allerdings so groß, dass andere Einflüsse nicht sichtbar sind. Auch M1 und J1 werden von diesen Effekten dominiert. Für die in Kapitel 7 ausführlich diskutierten Variationen des Gravimeterfaktors von M2, ergeben sich außer den kurzperiodischen Variationen keine Hinweise, dass sie durch Effekte der gleitenden Analyse verursacht werden, obgleich dies auch nicht völlig ausgeschlossen werden kann. Um zu entscheiden, ob die beschriebenen Überlegungen zutreffen oder die Variationen der Gravimeterfaktoren von weiteren bisher nicht bedachten Effekten verursacht werden, müsste in weiteren Untersuchungen geklärt werden.

Wie in Abschnitt 8.2.2 erwähnt lässt sich vermutlich auch der stark abweichende Gravimeterfaktor von L2 in den Gezeitenanalysen von Messdaten beobachten. Betrachtet man z.B. Abbildung 6.3 in Kapitel 6.2, in dem bereits angemerkt wird, dass eine nicht ohne weiteres erklärbare Abweichung in den Gravimeterfaktoren von L2 der SG-056 und ET-19-Daten besteht, so zeigt sich für den aus den Daten des ET-19 bestimmten Gravimeterfaktor von L2 eine deutliche Abweichung nach oben, im Vergleich zu den Werten der umgebenden Wellengruppen, was etwa der Beobachtung aus Abschnitt 8.2.2 entspricht. Die Gravimeterfaktoren der beiden Sensoren von SG-056 weichen dagegen nach unten, im Vergleich zu den umgebenden, ab. Die Gravimeterfaktoren der umgebenden Wellengruppen liegen für den Sensor G1 des SG-056 etwa bei 1.187, die des ET-19 bei 1.186. Der Faktor für L2 ergibt sich dagegen zu $\delta = 1.165$ für das supraleitende Gravimeter und zu $\delta = 1.212$ für das ET-19 (Wenzel, 1997a). Bildet man die Differenz zwischen den Gravimeterfaktoren von L2 und dem der umgebenden Wellengruppen erhält man $\Delta\delta(SG) = -0.022$ und $\Delta\delta(ET) = 0.026$. Abgesehen vom Vorzeichen ist die Abweichung also in beiden Fällen ungefähr gleich groß. Die Abweichung, die im Fall des Datensatzes C auftritt, liegt bei $\Delta\delta(C) = 0.027$, was der aus den ET-19-Daten bestimmten sehr nahe kommt. Dazu würde auch zu dem umgekehrten Vorzeichen in Abbildung 8.18, die die Gravimeterfaktoren von L2 für die Messdaten und Datensatz C darstellt besteht, passen. Das dies der selbe Effekt ist kann allerdings nur vermutet werden.

Im Zusammenhang mit den gleitenden Analysen anderer Stationen aus dem GGP-Netzwerk, die in Abschnitt 7.4 beschrieben sind, liegen Gezeitenanalysen der dort verwendeten Datensätze, in ihrer gesamten Länge, mit der Wellengruppeneinteilung II vor. Die aus ihnen bestimmten Gravimeterfaktoren für die Wellengruppen M2, L2 und S2 sind in Tabelle 8.6 aufgeführt.

Diese Darstellung zeigt, dass für die supraleitenden Gravimeter in Mitteleuropa der Gravimeterfaktor von L2, der aus Daten der Jahre 2010 und 2011 bestimmt wird, um etwa 0.02 nach unten abweicht, im Gegensatz dazu liegt der von H.-G. Wenzel (1997a) aus ET-19-Daten bestimmte um ca. 0.02 zu hoch. Für den aus den Daten von Sutherland bestimmten Gravimeterfaktor zunächst keine Abschweichung offensichtlich. Allerdings liegt auch er um 0.02 höher als der von M2. Der von S2 ist dagegen noch größer. Trifft jedoch die in

Kapitel 7.4.2 geäußerte Annahme zu, dass in Sutherland kein großen Ozeanauflasteffekte auftreten und berücksichtigt man, dass S2 für gewöhnlich von meteorologischen Effekten beeinflusst wird, so wäre es durchaus möglich, dass die Abweichung des Gravimeterfaktors von L2 auch hier auftritt.

Tatsächlich zeigt dies, dass die in Abschnitt 8.2.2 beobachtete Abweichung von 1.16 des L2-Gravimeterfaktors für den Datensatz C kein Einzelfall ist und nicht vom Datensatz abhängt.

9. Differenz der Daten der beiden Sensoren G1 und G2

Wie in Kapitel 3.3 beschrieben, befinden sich die beiden Sensoren von SG-056, nahe beieinander und sollte daher das selbe Messsignal liefern. Um dies zu überprüfen, wird die Differenz der Daten sowie der Residuen aus den Referenzanalysen der beiden Sensoren, die in Kapitel 6.1 beschrieben sind, untersucht. Wenn obige Annahme zutrifft, sollte die Differenz Null sein. Dabei ist allerdings bereits ein Effekt bekannt, in dem sich die beiden Sensoren unterscheiden. Dabei handelt es sich um die Drift, die in Kapitel 6.1 angesprochen wird. Andererseits ist es über die Betrachtung der Differenz möglich, Störungen, die nur in einem der beiden Datensätze auftreten, zu identifizieren.

Im ersten Panel von Abbildung 9.1 ist die Differenz der Residuen dargestellt. Da die Drift durch die Gezeitenanalyse entfernt wird, sollten die Residuen der beiden Analysen gleich sein. Es ist jedoch erkennbar, dass die Differenz nicht Null ist. Am auffälligsten ist der Sprung bei ca. 225 d von etwa $18 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Wie in Kapitel 7.2.1 beschrieben, befindet er sich im Residuum von G2. Es treten außerdem periodischere Variationen in der Differenz auf. Zu Beginn der Zeitreihe liegt sie etwa bei $-10 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, steigt dann auf ca. $4 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ bei ungefähr 100 d an und fällt bis zum Sprung wieder auf $-6 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ ab. Selbst wenn man diese Störung im Residuum von G2 korrigieren würde, ist die Differenz also nicht null und auch nicht konstant. Mit dem Sprung steigt sie auf $12 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ an und fällt bis ca. 300 d auf Null ab. Um diesen Wert schwankt sie etwas mehr als ein Jahr lang, mit Ausnahme des Bereichs zwischen 600 und 650 d, in dem eine langsame Abnahme auf $-6 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ stattfindet, im Gegensatz zu den eher sprunghaft auftretenden Variationen in dem Bereichen darum herum. Von etwa 700 d bis zum Ende der Zeitreihe zeigt sich ein Anstieg auf ungefähr $8 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$.

Es stellt sich nun die Frage, wie dieser Unterschied zu Stande kommt, vor allem, da beide Sensoren eine Zeit lang, näherungsweise das selbe Ergebnis liefern. In Kapitel 7.2.2 wird vermutet, dass der Sprung in G2 einen sichtbaren Einfluss auf die gleitende Analyse hat. Vorstellbar wäre z.B., dass bei der Analyse die Gravimeterfaktoren der langperiodische Wellengruppen anders gewählt werden, um den Versatz, der durch den Sprung entsteht, teilweise zu erklären. Außerdem kommt hinzu, dass die Anpassung des Driftpolynoms ein gewisse Unsicherheit birgt, da nicht klar ist, ob durch das Polynom nicht auch z.B. durch die Gezeiten verursachte Anteile, eliminiert werden. In Kapitel 6.1 hat sich gezeigt, dass sich die Drift von G2 relativ eindeutig als linear bestimmen lässt, während die von G1 gering ist und allein mit Hilfe der Gezeitenanalyse nicht offensichtlich wird, welcher Grad für das Polynom der passende ist.

Um einen Beeinflussung durch die Analyse auszuschließen, wird die Differenz der in Ka-

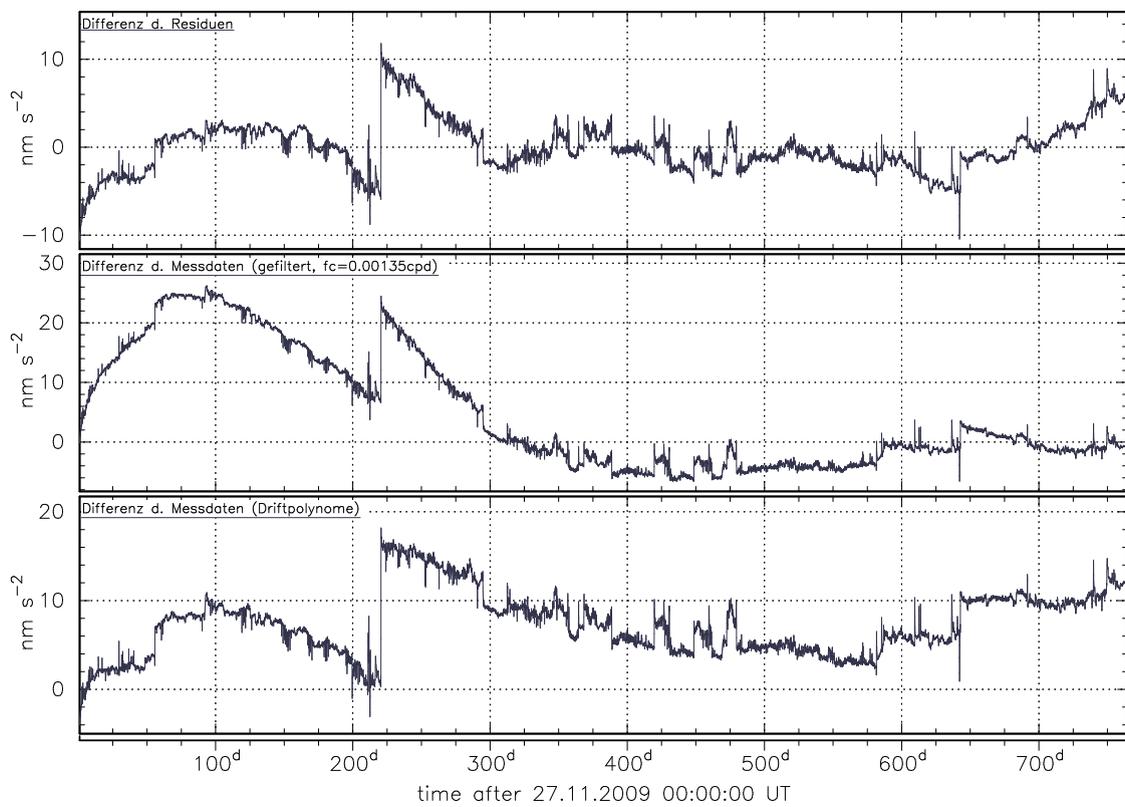


Abbildung 9.1.: Differenzen der Residuen der Referenzanalysen von G1 und G2 im ersten Panel, die der vorprozessierten Messdaten mit einer Grenzfrequenz von 0.00135 cpd hochpassgefiltert im zweiten Panel sowie die der vorprozessierten Messdaten abzüglich der in der Referenzanalyse bestimmten Driftpolynome im dritten Panels jeweils in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ über die Zeit in d.

pitel 5.1.1 beschriebenen Daten gebildet. Dabei muss nun die Drift auf eine andere Art entfernt werden. Im mittleren Panel von Abbildung 9.1 wird die Differenz mit einem Butterworth-Filter mit einer Grenzfrequenz von 0.00135 cpd hochpassgefiltert. Diese geringe Grenzfrequenz wird gewählt, um möglichst nur das lineare Verhalten, in dem sich die beiden Sensoren beinahe (Widmer-Schnidrig et al., 2012) unterscheiden, herauszunehmen, sodass mögliche weitere, langperiodische Unterschiede erhalten bleiben. Man erhält im wesentlichen den selben Verlauf, wie für die Differenz der Residuen, allerdings zeigt sich die Kurve hier über einen längeren Bereich konstant und zwar von ca. 300 d bis zum Ende der Zeitreihe. Man könnte das Maximum zu Beginn der Zeitreihe dann vielleicht als eine Art Einlaufverhalten nach der Inbetriebnahme des Gravimeters ansehen. Allerdings hat der Filter offenbar einen Einfluss auf den Betrag dieses Maximums, das nun mit $26 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ beinahe doppelt so groß ist, wie in dem im ersten Panel betrachteten Fall. Außerdem kann man nicht ausschließen, dass durch das Filtern nicht auch Anteile eliminiert werden, die nicht die Drift verursacht und auf weitere Unterschiede der Sensoren zurück zu führen ist.

Daher wird im dritten Panel von Abbildung 9.1 die Drift mit Hilfe der Driftpolynome aus der Referenzanalyse in Kapitel 6.1 eliminiert. Man erkennt in diesem Fall eine langperiodische Variation, die im Vergleich der zu den zuvor beschriebenen Ergebnissen ein periodischeres Verhalten an den Tag zu legen scheint. Vermutlich ergibt sich diese aus der Ungenauigkeit der Driftpolynome, in diesem Fall wahrscheinlich hauptsächlich aus dem von G1, da das von G2 sich relativ sicher bestimmen lässt. Natürlich lässt sich nicht ausschließen, dass auch das von G2 sichtbare Anteile zu dieser Abweichung beisteuert.

Offenbar ist es mit den verwendeten Methoden nicht möglich die bekannten Effekte der unterschiedlichen Drift der beiden Sensoren, eindeutig von anderen langperiodischen Anteilen zu trennen. Daher kann, zumindest im langperiodischen Bereich, keine Aussage darüber getroffen werden, ob die beiden Sensoren abgesehen vom unterschiedlichen Driftverhalten, das selbe Messsignal liefern.

Ein möglicher Schritt wäre den Sprung in den Daten von G2 zu korrigieren und nach einer Zeitanalyse die Differenz der Residuen zu bilden. So wäre zumindest der Einfluss des Sprungs eliminiert. Außerdem könnte es sinnvoll sein längere Datensätze, sobald diese vorliegen, zu betrachten, die es z.B. ermöglichen würden das scheinbar erneut auftretende Maximum nach ca. einem Jahr in der Differenz der Residuen oder falls ein periodisches Verhalten vorliegen sollte, die vollständige Schwingung zu beobachten.

Was sich allerdings über den Vergleich der Differenzen in Abbildung 9.1 zeigt, ist, dass die kurzperiodischen Schwankungen in allen drei Kurven in der gleichen Weise auftreten und daher offenbar nicht durch die verschiedenen Methoden beeinflusst werden. Abgesehen von den Störungen, die jeweils nur in einem der beiden Datensätze auftreten, wie z.B. der Sprung in dem von G2 oder die halbtägigen Schwingungen in dem von G1, die etwa bei 210 d zu sehen sind und in Kapitel 7.2 identifiziert werden, ist ein bekannter Unterschied zwischen den Sensoren von Doppelkugelgeräten, dass der obere Sensor, in diesem Fall also G2, stärker vom Magnetfeld beeinflusst werden kann. Tatsächlich kann man erkennen, dass die meisten kurzperiodischen Schwingungen in der Differenz im Residuum der Referenzanalyse von G2 auftreten. Daher wird die Differenz der Residuen mit den Messwerten des FGM-FGE-Fluxgatemagnetometers, das ebenfalls am BFO betrieben wird, verglichen. Dabei lässt sich kein eindeutiger Zusammenhang feststellen. Allerdings kann man an einigen Stellen hochfrequente Schwingungen in der Differenz sehen, die mit dem Tagesgang des Magnetfeldes zu korrespondieren scheinen, wie z.B. in Abbildung 9.2 im Bereich vom 21.12.2010 bis 24.12.2010 zu sehen ist. Die Differenz ist dabei in Schwarz und die Z-Komponenten der Magnetikmessung in Rosa dargestellt. Lücken in den Magnetikdaten sind durch Nullen gekennzeichnet, weshalb in der Abbildung stellenweise die Sprünge der Kurve aus und in den Wertebereich zu sehen sind. Dieses gleichzeitige Auftreten der

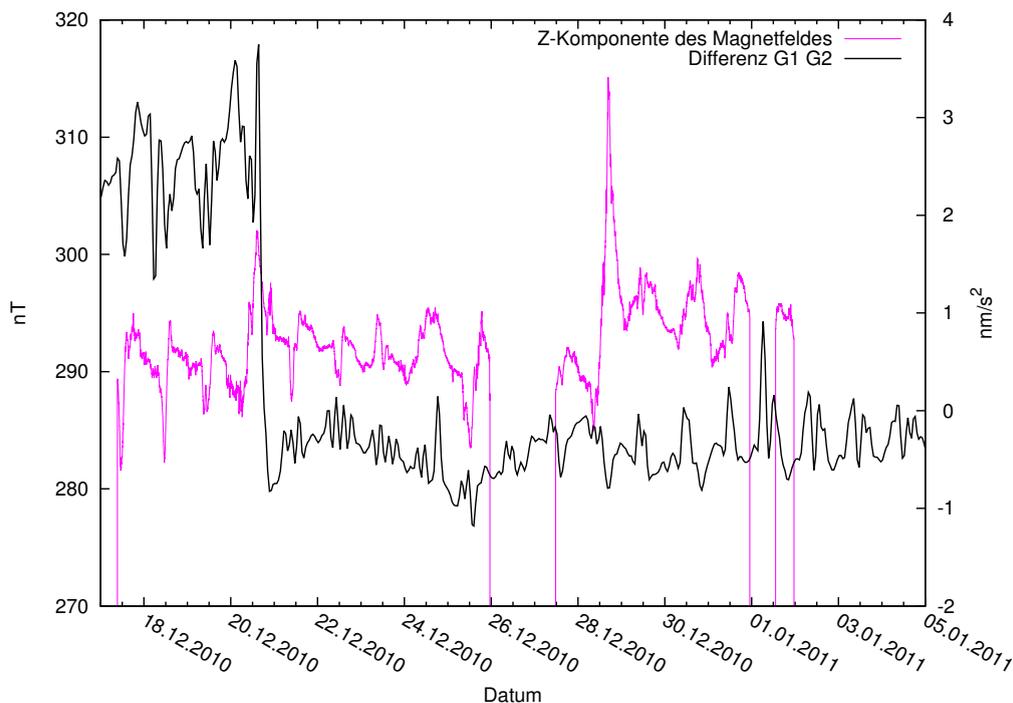


Abbildung 9.2.: Vergleich der Differenz der Residuen aus den Referenzanalysen der G1- und G2-Daten in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ in Schwarz und der Z-Komponente der Magnetikmessungen des FGM-FGE-Fluxgatemagnetometers in nT in Rosa im Bereich von 17.12.2010 bis zum 05.01.2011 über das Datum.

Schwundungen in der Differenz mit dem magnetischen Tagesgang könnte ein Indiz dafür sein, dass G2 stärker vom Magnetfeld beeinflusst wird. Allerdings scheint es sich dann nicht um einen linearen Zusammenhang zu handeln, sondern eher um Schwindungen, die durch das Magnetfeld angeregt werden. Zudem ändert sich das Verhalten der Variationen in der Differenz allein in dem dargestellten Bereich schon relativ deutlich, wie z.B. zwischen dem 28.12.2010 und dem 01.01.2011 zu sehen ist. Es können also allein aus dieser Betrachtung keine Rückschlüsse auf das Verhalten des Sensors unter dem Einfluss des Magnetfeldes gezogen werden.

Hinzu kommt, dass der Zusammenhang zwischen der Differenz und den Magnetikmesswerten z.B. zu Beginn des in Abbildung 9.2 dargestellten Bereichs bis ca. zum 21.12.2010 nicht eindeutig zu erkennen ist. Auch die Erhöhung der Messwerte des Magnetometers, die ca. um den 29.12.2010 auftritt und deutlich größer ist, als der Tagesgang des Magnetfeldes verursacht keinen sichtbaren Effekt in der Differenz. Dies würde man allerdings erwarten, läge die Beeinflussung von G2 durch das Magnetfeld tatsächlich vor.

Über diesen Vergleich lässt dies also nicht nachweisen. Allerdings wäre es möglicherweise sinnvoll Gravimeterdaten mit einer kleinere Sampling-Rate als eine Stunde zu betrachten, da vielleicht Schwindungen mit einer kürzeren Periode entstehen.

10. Untersuchung der äußerer Störeinflüsse

Wie in Kapitel 2.2.4 beschrieben, können Massenumlagerungen auf oder in der Erde zu Schwereänderungen führen. Je nach dem welcher Frequenzbereich in einer Untersuchung betrachtet wird, haben die Störsignale einen unterschiedlich starken Einfluss. So liegt z.B. das langperiodische Verhalten der Massenverlagerungen in kontinentalen Wasserspeichern bei einer Periode von ca. einem Jahr, da sie vom gefallenem Niederschlag abhängen, der sich entsprechend zu den verschiedenen Jahreszeiten ergibt. Dies entspricht etwa der Frequenz, mit der auch die Polbewegung bzw. der in Abschnitt 2.2.3 beschriebene Chandler Wobble, auftritt. Seine Untersuchung wird durch die Überlagerung mit den anderen jährlichen Signalen erschwert, vor allem, da gerade hydrologische Massenverlagerungen an vielen Stationen ein größeres Schweresignal erzeugen als die Polbewegung.

Wie in der Einleitung dargestellt, wurde bei der Installation von SG-056 am BFO, davon ausgegangen, dass nur geringe hydrologische Effekte das Messgerät beeinflussen. In diesem Kapitel wird dies u.a. überprüft. Außerdem werden der Einfluss der Atmosphäre und des Ozeans betrachtet. Die in Kapitel 5.4 und 5.3.2 beschriebenen Korrekturen werden zunächst direkt in der Gezeitenanalyse verwendet und ihr Einfluss auf das Ergebnis, im Vergleich zur Referenzanalyse aus Kapitel 6.1, betrachtet. Hier werden nur die Ergebnisse für den Datensatz von G1 dargestellt, da man für den Datensatz von G2 sehr ähnliche Ergebnisse erhält. Da, wie in Kapitel 6.1 bereits ausgeführt, bei der Gezeitenanalyse Signalanteile, die nicht von den Gezeiten verursacht werden, als Gezeiten interpretiert werden können, werden Vergleiche der Korrekturmodelle mit der Differenz der gemessenen Schwere- und der mit *Predict* berechneten Gezeitenbeschleunigungen angestellt.

Die verschiedenen Korrekturmodelle werden bei ihrer Anwendung auf die Analyse, je nach dem, um welche es sich handelt, zu den Daten von SG-056 dazu addiert oder abgezogen und anschließend die Gezeitenanalyse des korrigierten Datensatzes durchgeführt. Es besteht aber auch die Möglichkeit die Korrektur als zusätzlichen meteorologischen Parameter in *Analyse* zu verwenden und sie wie den gemessenen Luftdruck an die Messdaten anzupassen. Außerdem können bei den Modellen für unterschiedliche Entfernungsbereiche, speziell bei denen des GGP, die in Kapitel 5.4.2 beschrieben sind, die einzelnen Kurven auch unterschiedlich behandelt werden. Die Analysen werden dabei, wie in Kapitel 4.1.1.1 durchgeführt, je nach dem mit keinem, einem oder zwei meteorologischen Parametern.

10.1. Atmosphärische und ozeanische Effekte

Es wird hier zunächst der Einfluss der atmosphärischen und ozeanischen Korrekturen betrachtet.

10.1.1. Einfluss der Korrekturen auf die Analyse

Es wird hier zunächst der Einfluss der atmosphärischen und ozeanischen Korrekturen betrachtet.

Die Korrektur von *atmacs* und die beiden des GGP, die die selben physikalischen Vorgänge berücksichtigen, werden im Vergleich dargestellt. Bei den GGP-Modellen werden außerdem die Modelle mit unterschiedlichen Sampling-Raten betrachtet. Dabei verwenden die GGP-Korrektur, die mit *atm* abgekürzt wird, und das Modell von *atmacs* beide den Ansatz des 'Inverted Barometer'.

Zunächst müssen die Datensätze auf ein Abtastintervall von einer Stunde gebracht werden, was mit Hilfe von *Tsoft* durch lineare Interpolation, wie in Kapitel 4.2 beschrieben, geschieht. Da die Abtastzeitpunkte auf der vollen Stunde liegen, die der Schweredaten aber bei 24 min, erfolgt eine entsprechende Verschiebung um 1440 s ebenfalls mit linearer Interpolation mit *Tsoft*.

Bei den durchgeführten Analysen, unter Anbringen der GGP-Korrekturen, wird jeweils für die drei- und sechsständigen Modelle die Summe der lokalen und globalen Anteile von den Schweredaten abgezogen und analysiert. In diesem Fall wird keine Regression des Luftdrucks in *Analyze* verwendet. Da jedoch der lokal gemessene Luftdruck, die tatsächlichen Messwerte sicherlich besser erklären kann, als ein von einem groben Gitter abhängiges Modell, wird in einer zweiten Analyse jeweils nur das globale Modell abgezogen und der lokal gemessene Luftdruck an die Messdaten angepasst.

Beim *atmacs*-Modell ist dies nicht ohne weiteres möglich, da es durch die drei unterschiedlichen Entfernungsbereiche keine klare Trennung zwischen lokalen und globalen Anteilen gibt. Zu den Modellen, wird ein Luftdrucksignal mitgeliefert, das dem lokalen entspricht. Dieses muss mit einem Faktor zwischen 2.0 und 2.5 aus der Summe der *Atmacs*-Modelle entfernt und der lokal gemessene Luftdruck entsprechend mit dem selben Faktor eingefügt werden¹. In diesem Fall jedoch scheint dies nicht zuzutreffen, da das RMS-Residuum, bei der Durchführung des eben beschriebenen Vorgehens, größer als das der Referenzanalyse wird. Ein Faktor bei dem der RMS-Wert kleiner als der der Referenzanalyse wird, ist 3.5. Versucht man die *atmacs*-Korrektur ohne Verwendung des lokal gemessenen Luftdrucks anzubringen, ergibt sich ein RMS-Residuum von etwas über $14 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, daher wird hier nur die Anwendung des Faktors 3.5 gezeigt.

Die Analysen unter Berücksichtigung der Modelle sind in Tabelle 10.1 dargestellt. Dabei ist in jeder Zeile jeweils ein Kreuz bei der Korrektur gesetzt, die angewendet wird. *p* bezeichnet die Anpassung des lokal gemessenen Luftdrucks an die Messdaten in *Analyze*, *mog* und *atm* das Abziehen der GGP-Modelle. Beide beschreiben die Einflüsse der Atmosphäre und von ihr verursachte des Ozeans, die *mog*-Korrektur über die Verwendung eines Ozeanmodells und die *atm*-Korrektur über die Annahme des 'Inverted Barometer', wie in Kapitel 5.4.2 beschrieben, jeweils mit dem Index *l* für den lokalen Anteil und *g* für den globalen. *atmacs* meint entsprechend das Entfernen der genannten Effekte mit der *atmacs*-Kurve. Dies geschieht jeweils vor der Analyse. Die drei Spalten auf der rechten Seite geben zu jeder Analyse das RMS-Residuum in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ sowie die Gravimeterfaktoren von SA und SSA. Die letzteren werden betrachtet, da sie stark von äußeren Effekten beeinflusst werden und ihre Änderung einen Eindruck davon vermittelt, ob die Korrektur einen Teil des Messsignals erklären kann.

Wie erwartet sind die Änderungen, die durch die Anwendung der Korrekturmodelle für Ozean und Atmosphäre entstehen, klein gegenüber dem Ergebnis, das man mit Hilfe des

¹<http://atmacs.bkg.bund.de/docs/models.php> (15.05.2012)

Δt	Korrektur						Analyseergebnisse			
	Nr.	p	atm _l	atm _g	mog _l	mog _g	atmacs	RMS in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$	$\delta(\text{SA})$	$\delta(\text{SSA})$
	1	x						9.777	2.17731	1.37090
6h	2		x	x				9.340	1.73490	1.34785
	3	x		x				9.013	2.20815	1.37073
	4				x	x		9.428	1.94443	1.34531
	5	x				x		8.911	2.50662	1.37314
3h	6		x	x				9.541	2.18777	1.33700
	7	x		x				9.034	2.37629	1.36506
	8				x	x		9.842	2.32332	1.33101
	9	x				x		9.156	2.63239	1.35734
	10					x		9.489	2.62543	1.42592

Tabelle 10.1.: Vor der Analyse angebrachte Korrektur und einige Ergebnisse der Analyse, das RMS-Residuum, hier mit RMS angekürzt, in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ sowie die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen SA und SSA. atm und mog bezeichnet die unterschiedlichen GGP-Korrekturen, mit den Index l für lokal und g für global, atmacs die atmacs-Korrektur und p die Regression des lokal gemessenen Luftdrucks mit *Analyse*, die erste Zeile gibt die Ergebnisse der Referenzanalyse an, 3h und 6h meint jeweils die unterschiedlichen Abtastintervalle der GGP-Korrekturen.

lokal gemessenen Luftdrucks erhält. Lokale atmosphärische Änderungen wirken sich, auf Grund ihrer größeren Nähe zur Station, viel stärker aus als die weiter entfernten globalen Anteile. Daher ist es auch nicht verwunderlich, dass das RMS-Residuums bei der Verwendung des lokal gemessenen Luftdrucks kleiner wird, im Vergleich zu der der gesamten Modelle. Das gemessenen Luftdrucksignal beschreibt die tatsächlichen Verhältnisse vor Ort und damit den Schwereeffekt wahrscheinlich genauer als ein berechnetes Modell. Die Anpassung durch die Regression ermöglicht zum einen eine bessere Bestimmung des Faktors für den lokalen Fall als die Wahl des pauschalen im Modell. Dagegen kann in der Regression durch eine kleine Änderung des Faktors eine Erniedrigung des RMS-Werts erreicht werden, wenn dadurch Signalanteile erklärt werden, die nicht dem Luftdruck zuzuschreiben sind. Letzteres ist natürlich nicht erwünscht, kann aber nicht ausgeschlossen werden und entspricht dem Effekt, der in Kapitels 6.1 für diese Gravimeterfaktoren beschrieben wird.

Mit den Korrekturmodellen in der angewendeten Form kann eine Reduktion des RMS-Residuum erreicht werden, allerdings ist diese Abnahme im besten Fall, nämlich bei der Verwendung der globalen, sechsständigen mog-Kurve und des gemessenen Luftdrucks, nicht größer als $0.966 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, was im Vergleich zu anderen Effekten, wie sich z.B. für die Hydrologie 10.2.2 zeigt, gering ist. Gleichzeitig ergibt sich eine Erhöhung des Gravimeterfaktors von SA, gegenüber der Referenzanalyse, um 0.32931. Dies bedeutet, dass durch das Modell Signalanteile im jährlichen Bereich dazukommen und keine des Residuums erklären. Dies ist ein nachteiliger Effekt für ein Korrekturmodell, dass dazu gedacht ist, Anteile des Messsignals, die nicht durch die Gezeiten erklärbar sind, zu beschreiben. Dass das nicht der Fall ist, sieht man daran, dass sich die in der Tabelle angegebenen Gravimeterfaktoren mehr vom zu erwartenden Wert entfernen. Dieser Erwartung entspricht eher die Anwendung der kompletten sechsständigen GGP-Korrekturen, bei denen sich für atm der Gravimeterfaktor von SA deutlich verringert und im Fall von mog beide. Dafür ergibt sich keine so deutliche Abnahme des RMS-Residuums.

Eine weitere Möglichkeit, die erklären könnte, warum sich die Anwendung des lokal gemessenen Luftdrucks und des globalen Anteils der GGP-Korrekturen stärker auf die langperi-

odischen Gravimeterfaktoren auswirkt als die der gesamten Korrektur, ist, dass im lokalen und globalen Bereich jeweils Anteile in den Luftdruckschwankungen enthalten sind, die sich aufheben. Beim Anbringen der kompletten Korrektur spielen diese also keine Rolle, würde aber das lokale Modell nicht dem selben Bereich entsprechen, der durch das gemessene Luftdrucksignal abgedeckt wird, würden Anteile dieser Signale im globalen Modelle erhalten bleiben und könnten somit die Analyse beeinflussen.

Die dreistündigen Daten zeigen weder von der Betrachtung des RMS-Residuum noch dem der Gravimeterfaktoren eine deutlichen Effekt im Vergleich zu den sechstündigen Daten und liefern eher schlechtere Ergebnisse als diese, da sich größere RMS-Residuen und Gravimeterfaktoren für SA liefern. Lediglich der Gravimeterfaktor von SSA wird z.T. um ca 0.03 reduziert.

Um den Einfluss der Korrekturmodelle vergleichen zu können, werden die Spektren der Residuen aus den Analysen 2 bis 5 und 10 im Vergleich zu 1 betrachtet. Sie sind in den Abbildungen 10.1 bis 10.5 dargestellt. Der Frequenzbereich wird auf 0.0015 cpd nach unten begrenzt, da durch die Länge der Zeitreihe keine Frequenzen kleiner als 0.00131 cpd aufgelöst werden können und auf ein cpd nach oben, da die Korrekturmodelle mit einer zeitlichen Auflösung von sechs Stunden in Frequenzbereichen, die über zwei cpd liegen, keine Informationen enthalten.

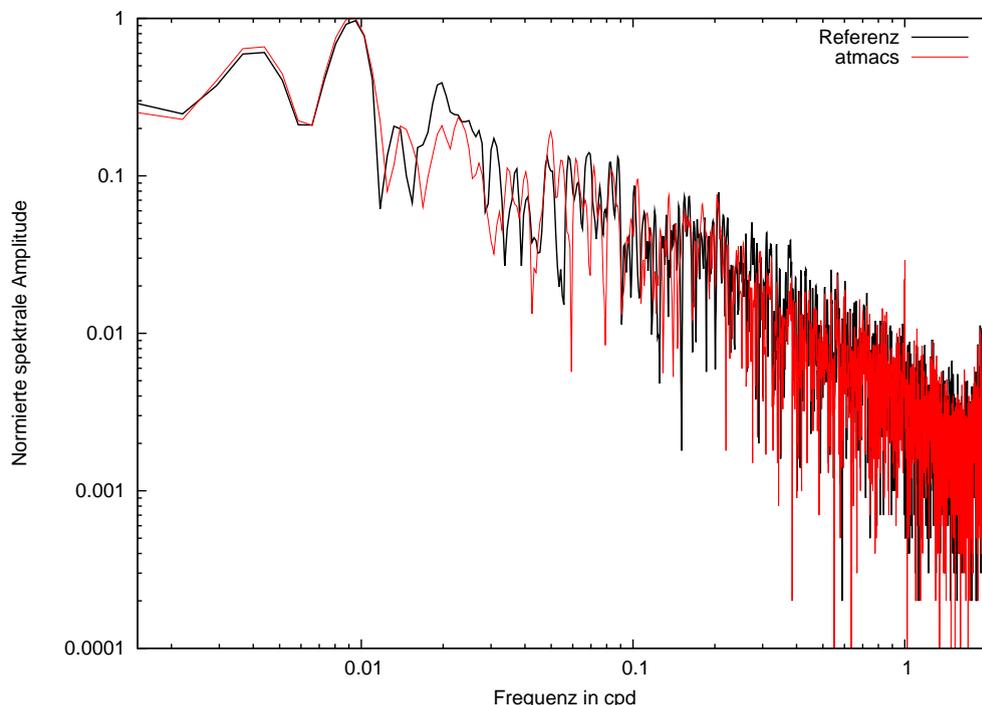


Abbildung 10.1.: Spektren der Residuen der Referenzanalyse in Schwarz und das der Analyse unter Verwendung des atmacs-Modells in Rot über die Frequenz in cpd, mit den Maximum des letzteren normiert.

Betrachtet man Abbildung 10.1, in der das Spektrum des Residuums der Referenzanalyse in Schwarz und das des Residuums der Analyse unter Anwendung der atmacs-Korrektur dargestellt ist, zeigt sich das das Signale im Residuum von der Korrektur in einigen Frequenzbereichen besser erklärt werden als in anderen. Im langperiodischen Bereich bis 0.01 cpd zeigt sich fast keine Änderung im Spektrum, also wurde durch das Modell vermutlich ein zusätzlicher langperiodischer Anteil eingebracht, der dann, wie man in Tabelle 10.1 sehen kann, zu einer Erhöhung des Gravimeterfaktors von SA führt. Zwischen 0.01 cpd und 0.1 cpd verändert sich das Spektrum stark. Das Modell scheint die Amplituden zu reduzieren, allerdings auch an einigen Stellen überzukorrigieren. Dies gilt möglicherweise

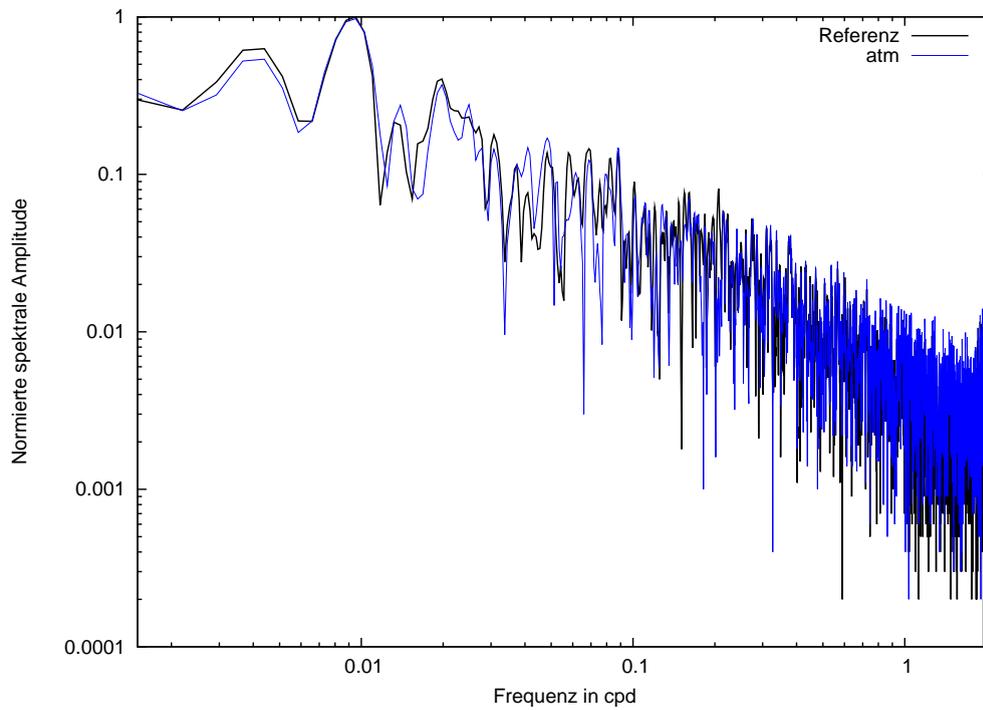


Abbildung 10.2.: Spektren der Residuen der Referenzanalyse in Schwarz und das der Analyse unter Verwendung des atm-Modells in Blau über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums der Referenzanalyse normiert.

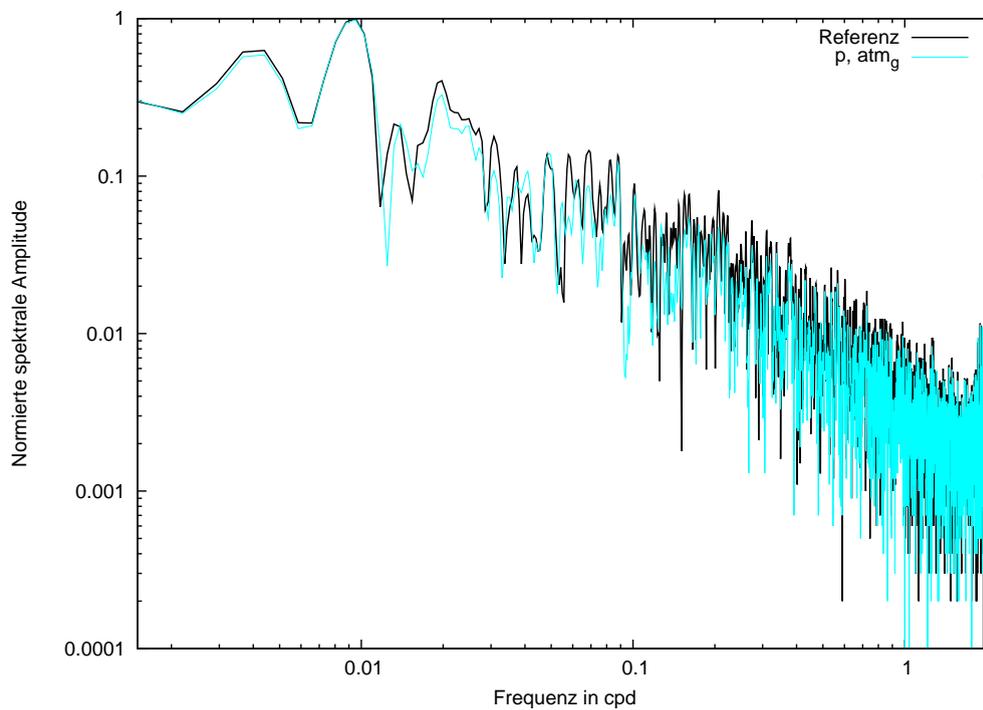


Abbildung 10.3.: Spektren der Residuen der Referenzanalyse in Schwarz und das der Analyse unter Verwendung des lokal gemessenen Luftdrucks und des globalen atm-Modells in Türkis über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums der Referenzanalyse normiert.

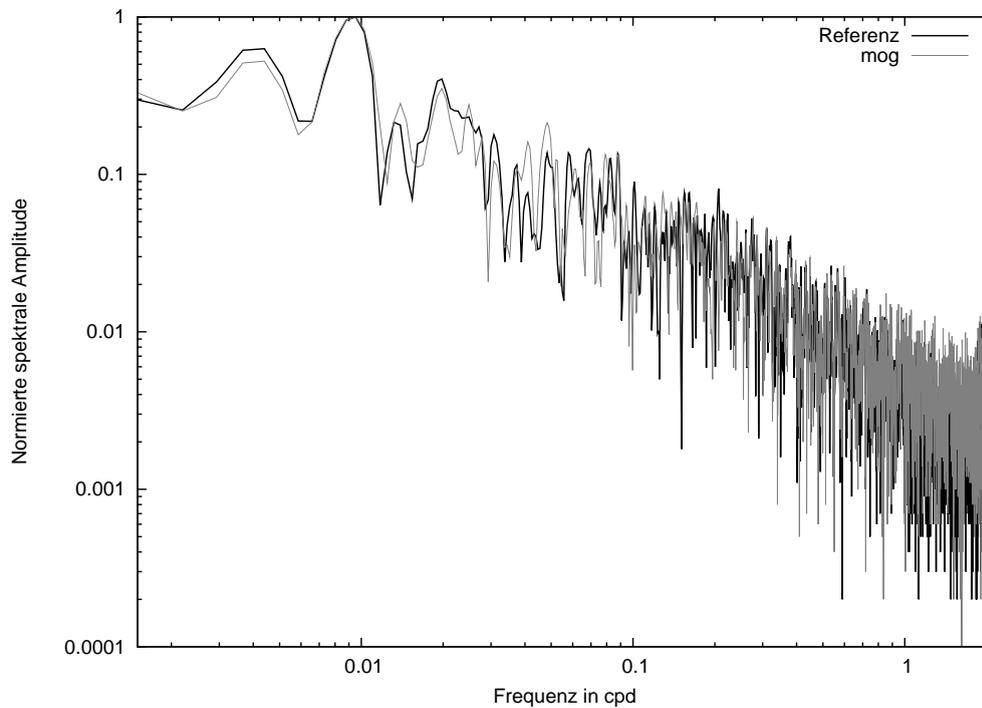


Abbildung 10.4.: Spektren der Residuen der Referenzanalyse in Schwarz und das der Analyse unter Verwendung des mog-Modells in Grün über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums der Referenzanalyse normiert.

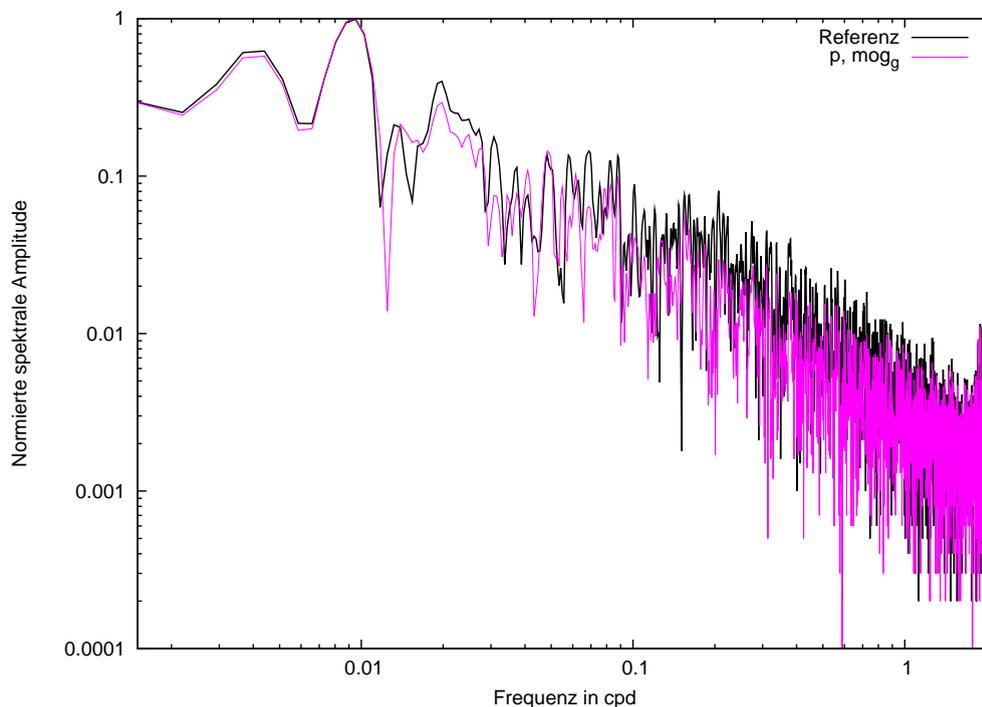


Abbildung 10.5.: Spektren der Residuen der Referenzanalyse in Schwarz und das der Analyse unter Verwendung des lokal gemessenen Luftdrucks und des globalen mog-Modells in Rosa über die Frequenz in cpd, mit den Maximum des letzteren normiert.

auch für den Bereich bis einem cpd, dort ist der Effekt aber nicht mehr so gut zu erkennen. Die Abbildungen 10.2 und 10.4 zeigen die Spektren der Residuen der Analysen, bei denen jeweils die beiden Anteile der GGP-Korrekturen angebracht werden, in Blau und in Grün, im Vergleich zu dem der Referenzanalyse. Im Spektrum erkennt man im Bereich um 0.004 cpd eine Reduzierung der Amplitude, dann scheint sich ein ähnliches Verhalten wie beim atmacs-Modell zu ergeben. Allerdings zeigt sich ca. ab 0.1 cpd eine Erhöhung der kurzperiodischen Anteile. Hier scheint die Korrektur zusätzliche Signale in diesem Frequenzbereich zu liefern, die in der Analyse nicht erklärt werden können und daher im Residuum verbleiben.

In den Abbildungen 10.3 und 10.5 sind dann die Spektren der Residuen der Analysen gezeigt, bei denen der lokal gemessene Luftdruck an die Messdaten angepasst, aber der globale Anteil der Korrekturen jeweils im Voraus abgezogen wird. Hier ergibt sich im langperiodischen Bereich ein ähnliches Verhalten, wie beim atmacs-Modell, dafür scheinen die Amplituden im hochfrequenten Bereich reduziert zu werden. Dies liegt daran, dass der lokale Luftdruck verwendet wird, der die Verhältnisse an der Station genauer beschreibt. Offenbar führt dann die Berücksichtigung der globalen Anteile zu einer Reduktion insbesondere im Bereich von 0.1 cpd bis einem cpd.

Entsprechend ergibt sich die Erhöhung dieser Amplituden durch die Verwendung des ungenaueren lokalen Modells. Es lässt sich dabei kein signifikanter Unterschied zwischen der atm- und der mog-Korrektur feststellen, die Reduktionen durch das globale mog-Modell sind aber doch ein wenig größer. Offenbar können die globalen Korrekturen Anteile des Schweresignals erklären. In allen Kurven zeigt sich, dass die Gezeitenreste bei zwei cpd in den Residuen erhalten bleiben. Im Bereich über zwei cpd ist das nicht verwunderlich, da die Korrekturmodelle in diesem Frequenzbereich keine Anteile enthalten. Bei den Gezeitenresten handelt es sich also nicht um Effekte, die von durch den Ozean oder die Atmosphäre erzeugten Schwereänderungen beeinflusst werden.

Diese Betrachtung zeigt, dass die Korrekturmodelle Anteile die im Residuum zurückbleiben erklären können, aber durch ihre Ungenauigkeit vermutlich auch zusätzliche Anteile einbringen. Dabei ist die Frage, ob die Verbesserung, durch die nun erklärten Anteile, die Verschlechterung durch die zusätzlichen Anteile aufwiegt. Tatsächlich ist der Effekt der Korrekturmodelle relativ klein und vor allem, wenn man den langperiodischen Bereich betrachtet, scheint die Regression des lokal gemessenen Luftdrucksignal ausreichend. Die möglicherweise vorhandenen Luftdruckanteile sind vermutlich klein gegen die übrigen langperiodischen Signale, die z.T. durch die Hydrologie hervorgerufen werden, was in Abschnitt 10.2 diskutiert wird. Möglicherweise ist die Anwendung der Korrekturmodelle, je nach dem welcher Frequenzbereich betrachtet werden soll, sinnvoll. Offenbar bringt, in diesem speziellen Fall, die Berücksichtigung der dreidimensionalen Ausdehnung der Atmosphäre, wie es für den lokalen Bereich des atmacs-Korrekturmodells der Fall ist, keinen Vorteil gegenüber der Verwendung eines festen Regressionsfaktors. Dies ist insofern verwunderlich, da dieses Vorgehen mehr den tatsächlichen Gegebenheiten Rechnung trägt. Außerdem beträgt die räumliche Auflösung des für die Berechnung verwendeten Datensatzes im Falle von atmacs ca. sieben km, im Gegensatz zu den ungefähr 70 km bzw. 50 km des atm- bzw. mog-Modells des GGP. Man würde daher davon ausgehen, dass lokale Effekte durch das atmacs-Modell besser erfasst werden können. Möglicherweise reicht auch dieser kleinere Abstand zwischen den Messpunkten nicht aus, um die lokalen Effekte genau genug zu beschreiben. Außerdem ist nicht klar, ob in dem Modell berücksichtigt wird, dass sich die Station 100 bis 150 Meter unter der Erdoberfläche befindet. Im Fall der Verwendung eines Faktors mit dem der Luftdruck direkt in Schwere umgerechnet wird, muss dies nicht berücksichtigt werden, da das Vorgehen der Annahme einer Bouguer-Platte entspricht. Für diese ist der Schwereeffekt auf eine beliebigen Punkt abstandsunabhängig (Berckhemer, 1997). Für die Berechnung, wie sie für das atmacs-Modell durchgeführt wird, die in Ka-

pitel 5.4.1.1 beschrieben ist, würde das einen Unterschied machen, allerdings vermutlich keinen großen. Ein möglicher Schritt wäre also zu überprüfen, ob dieser Effekt groß genug ist, um sich auf die Analyse auszuwirken, falls er bei der Berechnung des Modells nicht berücksichtigt wird.

Hier wird von einer Verwendung der Korrekturmodelle abgesehen, da der Effekt, der durch sie möglicherweise zusätzlich eingebrachten Signalanteile, schwer abgeschätzt werden kann. Durch die Regression des lokal gemessenen Luftdrucks, bleiben fünf bis zehn Prozent der Luftdruckeffekte im Residuum erhalten (Klügel und Wziontek, 2009). Bei der Verwendung des lokal gemessenen Luftdrucks in Kombination mit den globalen Modellen ergeben sich natürlich Koeffizienten für das Luftdrucksignal. Diese sind $-2.47328 \pm 0.00944 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für die sechsstündige, globale atm-Korrektur, $-2.56970 \pm 0.00933 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für die sechsstündige, globale mog-Korrektur sowie $-2.49168 \pm 0.00946 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ und $-2.58158 \pm 0.00958 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ jeweils für die dreistündige, globale atm- und mog-Korrektur. Dabei zeigt sich, dass es bei der Anpassung des Luftdrucks für die drei- und sechsstündigen Daten keine großen Unterschiede gibt. Er liegt in beiden Fällen etwa bei $\Delta R \approx 0.02 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$. Dies bestätigt noch einmal, dass es keine großen Abweichungen zwischen den drei- und sechsstündigen Korrekturen geben kann.

Im Vergleich zu dem Wert, den man bei der Analyse erhält, bei der nur der lokal gemessene Luftdruck berücksichtigt wird, sind die hier erhaltenen Faktoren kleiner. Durch den Luftdruckfaktor der Referenzanalyse werden wahrscheinlich z.T. auch Anteile erklärt, die durch Massen in einer größeren Entfernung erzeugt werden, die ein ähnliches Schweresignal verursachen.

10.1.2. Gleitende Analyse unter Verwendung von Korrekturmodellen

In Kapitel 7 wird vermutet, dass ozeanische Einflüsse die Variationen in den Gravimeterfaktoren verursachen. Da die diskutierten Korrekturmodelle z.T. auch ozeanische Effekte beschreiben, liegt es nahe zu überprüfen, ob die Variationen der Gravimeterfaktoren, zumindest teilweise, dadurch erklärt werden können. Gleichzeitig ist es eine Möglichkeit die Genauigkeit der Korrekturmodelle zu untersuchen.

Hier ist ebenfalls anzumerken, dass diese Kapitel bereits verfasst war, als die in Kapitel B dargestellten Untersuchungen mit synthetischen Daten durchgeführt wurden. Aus Zeitgründen, werden in dieser Hinsicht keine Änderungen an diesem Abschnitt 10.1.2 vorgenommen, in Kapitel 8.3 wird jedoch der Zusammenhang der Ergebnisse, die man mit synthetischen und gemessenen Daten erhält, hergestellt.

Die gleitende Analyse wird, wie in Kapitel 7.1.1 beschrieben durchgeführt. Der Unterschied besteht nun darin, dass vor der Analyse das dreistündige mog-Korrekturmodell des GGP, das in Kapitel 5.4.2 beschrieben und in Abschnitt 10.1.1 untersucht wird, abgezogen wird. In diesem Fall werden die dreistündigen Daten verwendet, da sie auch höherfrequente Anteile enthalten, in Gegensatz zu den sechsstündigen. Es können also Frequenzen bis vier cpd enthalten sein.

Das Ergebnis für M2 ist in Grau in Abbildung 10.6 im Vergleich zum Ergebnis der gleitenden Analyse der Daten von G1, die in Kapitel 7.2.2 beschrieben ist, dargestellt. In den Abbildungen C.132 bis C.142 in Anhang C.1 sind die Gravimeterfaktoren der anderen Wellengruppen gezeigt.

Man sieht, dass durch die Verwendung des Korrekturmodells eine Erhöhung der Amplituden der Variationen, die in der grünen Kurve zu sehen sind, hervorgerufen wird. So führt sie zu einer Vergrößerung des in Kapitel 7 diskutierten Maximums um ca. $5 \cdot 10^{-4}$. Die der kurzperiodischen Variationen ist z.T. noch größer. Offenbar kann die mog-Korrektur die Variationen der Gravimeterfaktoren nicht erklären, sondern fügt im Gegenteil noch weitere hinzu. Dies spricht dafür, dass das Modell die Schwereänderungen, die durch Atmosphäre und Ozean hervorgerufen werden nicht genau genug beschreibt.

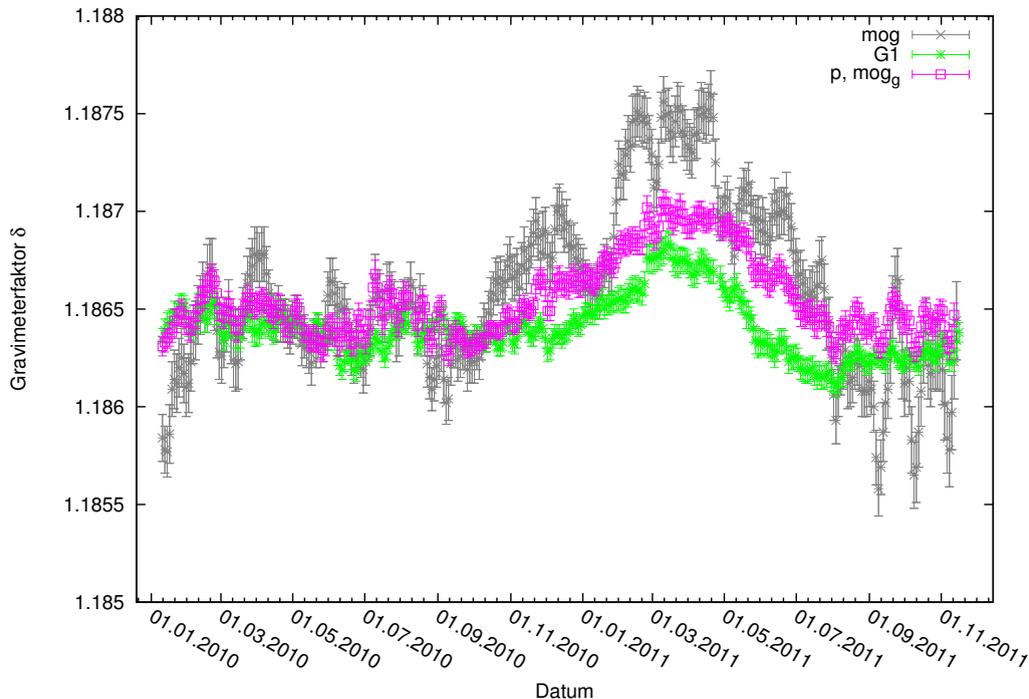


Abbildung 10.6.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe M2 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Schwarz und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

Da sich Ungenauigkeiten im lokalen Bereich, wie in Abschnitte 10 angesprochen, stärker auswirken, wird die gleitende Analyse unter Verwendung des globalen Anteils der mog-Korrektur und der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks wiederholt. Das Ergebnis ist für M2 in Rosa in Abbildung 10.6 und entsprechend für die anderen Wellengruppen im Anhang C.1 in den Abbildungen C.132 bis C.142 dargestellt. Hier ergibt sich nun kein so deutlicher Unterschied zu der gleitenden Analyse, bei der kein Korrekturmodell verwendet wird. Aber auch auf diese Weise scheinen sich die Variationen nicht erklären zu lassen. Häufig, wenn auch nicht überall, sind die Unterschiede kleiner als eine Standardabweichung. Eine Ausnahme davon stellt der Gravimeterfaktor der Wellengruppe S2 dar, bei dem der Verlauf der rosafarbenen Kurve der grauen ähnlicher ist, als der grünen.

Die Unterschiede zwischen den Gravimeterfaktoren der Analyse der G1-Daten mit und ohne Berücksichtigung des globalen mog-Modells, die größer als eine Standardabweichung sind, können weder mit Sicherheit als Verbesserung noch als Verschlechterung gedeutet werden. Mit dieser Untersuchung lässt sich also keine eindeutige Aussage bzgl. der Qualität oder des Einflusses des globalen Anteils der mog-Korrektur des GGP auf die gleitende Analyse treffen.

10.2. Hydologische Effekte

Für die Betrachtung der hydrologischen Effekte stehen drei Modelle zur Verfügung, das drei- und das sechsstündige Modell des GGP sowie der Schwereeffekt, der aus den lokal gemessenen Regenmengen berechnet wird. Im letzteren Fall müssen die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 , wie in Kapitel 5.3.2 beschrieben, bestimmt werden. Dies geschieht durch einen Grid Search. Dann erfolgt die Untersuchung des Einflusses auf die Gravimeterdaten.

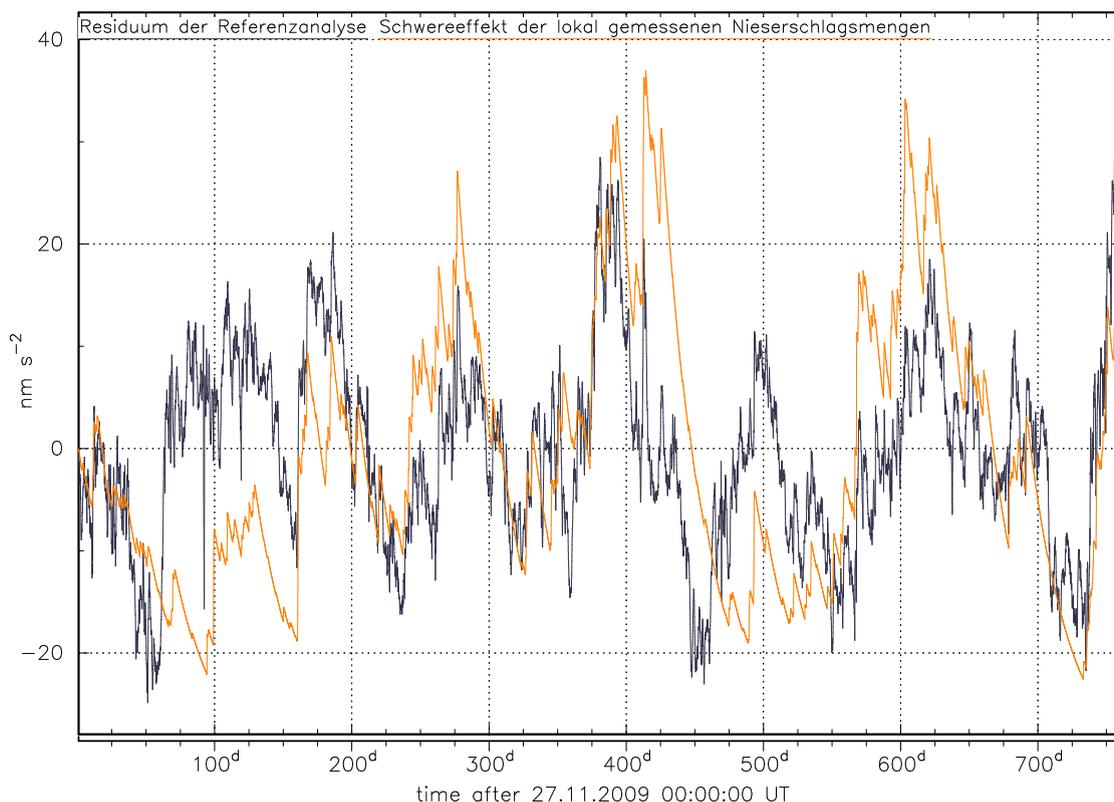


Abbildung 10.7.: Residuum der Referenzanalyse in Schwarz und der Schwereeffekt des lokal gemessenen Niederschlags, berechnet für die Zeitkonstanten $\tau_1 = 1.0$ h und $\tau_2 = 720$ h in Orange jeweils in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$.

10.2.1. Bestimmung der Zeitkonstanten für den aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekt

G. Harnisch und M. Harnisch (2006) geben als Erfahrungswerte für viele Stationen $\tau_1 = 1$ h und $\tau_2 = 720$ h an. Daher wird zunächst der Schwereeffekt nach dem Ansatz in Gleichung (5.1) aus Kapitel 5.3.2 berechnet, um zu überprüfen, ob ein Zusammenhang zwischen der so bestimmten, hydrologischen Korrektur und dem Residuum der Gezeitenanalyse erkennbar ist. Dazu wird das in Kapitel 4.3.2.2 beschriebenen Programm *rain_convolution.m* verwendet. In Abbildung 10.7 ist daher das Residuum der Referenzanalyse in Schwarz und der aus den lokal gemessenen Regenmengen berechnete Schwereeffekt in Orange, jeweils in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ dargestellt.

Dabei zeigt sich, dass ein Zusammenhang zwischen dem Schwereeffekt des lokalen Niederschlags und Signalanteilen des Residuums bestehen muss, da sich an einigen Stellen eine sehr gute Übereinstimmung zeigt, wie z.B. vom Beginn der Zeitreihe bis ca. 25 d oder der Sprung bei 375 d. Auch im übrigen Bereich verhalten sich die Kurven ähnlich, auch wenn die Amplituden des berechneten Schwereeffekts nicht mit denen des Residuums übereinstimmen. An einigen Stellen, wie z.B. zwischen ca. 50 d und 100d, etwa zwischen 200 d und 250 d sowie ungefähr zwischen 425 d und 490 d, zeigt sich für beide Kurven ein Abfall, der aber für das Residuum steiler ausfällt als für den Schwereeffekt des Niederschlags. Dies legt die Vermutung nahe, dass die Zeitkonstante τ_2 , die das Abfließen des Wassers beschreibt, zu groß ist. Da viele supraleitende Gravimeter auf einem aus Sedimenten gebildeten Untergrund stehen, hängt die Größe des angegebenen Erfahrungswerts wahrscheinlich stark mit deren Eigenschaften zusammen. Es ist anzunehmen, dass der Granit, in dem das Gravimeter untergebracht ist, Wasser nicht so gut speichert und es daher schneller abfließt, was durch eine kleinere Zeitkonstante τ_2 beschrieben würde.

Der Grid Search wird mit Hilfe des Programms *tau1tau2.m* durchgeführt. Dabei wird der Schwereeffekt für verschiedene Werte von τ_1 und τ_2 berechnet und als zusätzlicher meteorologischer Parameter in der Analyse angepasst. Der Wertebereich der Zeitkonstanten liegt bei $\tau_1 = 0.2 \dots 10.2$ h und wird in Schritte von 0.5 h unterteilt. Entsprechend ist $\tau_2 = 20 \dots 720$ h und die dazugehörige Schrittweite 20 h. Wegen der oben angestellten Überlegungen wird für τ_2 720 h als Obergrenze gesetzt und da eine Stunde für τ_1 als gute Wahl angegeben wird (Harnisch und Harnisch, 2006), ist mit 20 h sicherheitshalber ein großer Bereich darum herum gegeben. Bei der Gezeitenanalyse werden die selben Einstellungen gewählt, wie in Kapitel 4.1.1.1 beschrieben, abgesehen von dem zusätzlichen meteorologischen Parameter.

Als Ergebnis erhält man die Abbildungen 10.8 bis 10.11, die mit dem Programm *result_plot.m* erstellt werden, welches auch das minimale RMS-Residuum angibt. Dargestellt sind das RMS-Residuum, die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen SA bis MFM und die Regressionskoeffizienten für Luftdruck und Niederschlag der einzelnen Analysen, jeweils in einem Plot über τ_1 und τ_2 .

Abbildung 10.8 zeigt die RMS-Werte. Es lässt sich leicht erkennen, dass die Wahl von τ_1 fast keinen Einfluss auf das Analyseergebnis hat, da es für einen festen Wert von τ_2 nahezu konstant ist. Für kleine τ_2 wird das RMS-Residuum recht groß und liegt für $\tau_2 = 20$ h zwischen $9.189 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ für $\tau_1 = 0.2$ h und $9.354 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ für $\tau_1 = 10.2$ h. Bis zu einem τ_2 von 400 h Stunden fällt das RMS-Residuum bis auf einen Wert von $6.515 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ bei $\tau_1 = 4.2$ h. Für größere τ_2 steigen die Werte wieder an. Der ermittelte Wert für τ_2 ist also tatsächlich deutlich kleiner als der genannte Erfahrungswert. Dass der Wert für τ_1 größer ist, könnte daran liegen, dass Wasser vermutlich in ein Festgestein, wie Granit, langsamer eindringt, als in Sedimente. Allerdings sind die Unterschiede im RMS-Wert für verschiedene τ_1 bei $\tau_2 = 420$ sehr klein, also ist es fraglich, ob dies tatsächlich eine physikalische Ursache hat.

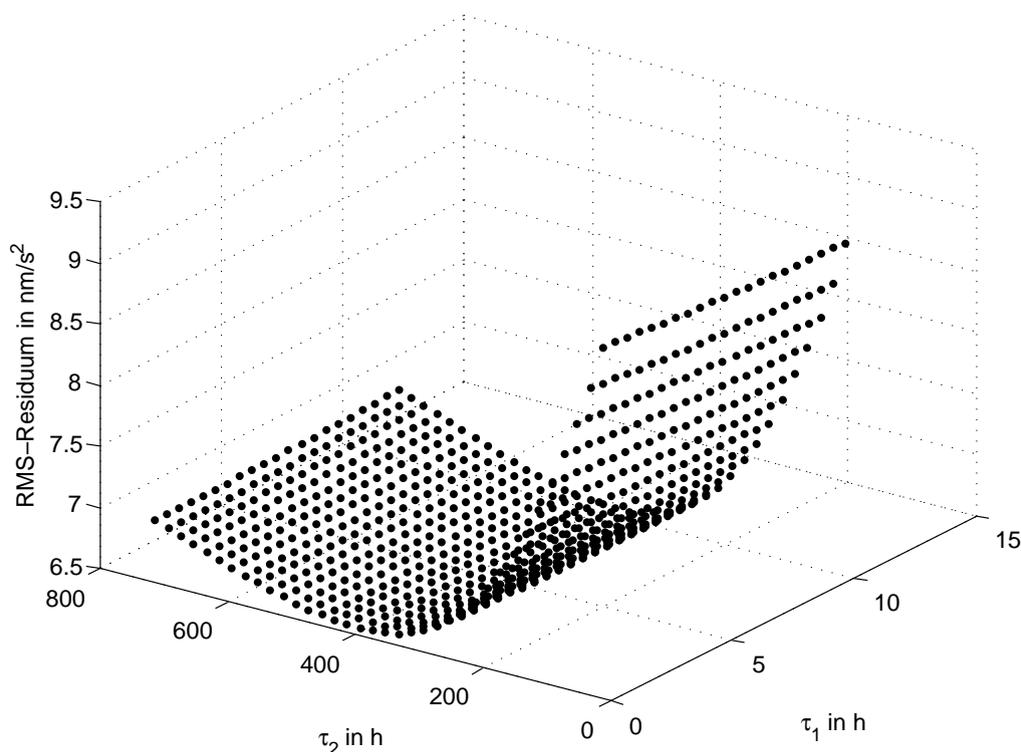


Abbildung 10.8.: RMS-Residuen in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

In Abbildung 10.9 ist der meteorologische Parameter für die Anpassung des aus den lokal

gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekts, der mit \ln abgekürzt wird, dargestellt. Hier zeigt sich oberhalb von $\tau_2 = 150$ h wieder, dass τ_1 kaum einen Einfluss auf der Ergebnis hat. Erst für Werte von τ_2 , die darunter liegen ergibt sich eine Abhängigkeit von τ_1 . Ansonsten ergibt sich eine Abnahme des Regressionsfaktors mit kleineren Werten von τ_2 , von ca. -0.76 bei $\tau_2 = 720$ h bis ca. -1.4 bei $\tau_2 = 160$ h. Das ist insofern verständlich, da große τ_2 eine längere Zeit darstellen, in denen das Wasser gespreichert wird, was durch die verwendeten Annahmen im Modell dazu führt, dass sich eine größere Wassermenge aufstaut. Damit werden die Amplituden größer und der Faktor, der gewählt werden muss, um sie zu erklären, entsprechend betragsmäßig kleiner. Das negative Vorzeichen ergibt sich entsprechend der Beschreibung in Kapitel 2.2.4, da sich das Gravimeter unter der Erdoberfläche befindet. Der Faktor der Analyse mit dem kleinsten RMS-Wert liegt bei -1.022 . Dies bedeutet, dass die tatsächlichen Gegebenheiten näherungsweise durch die angenommene Bouguer-Platte erklärt werden können. Daraus könnte man schließen, dass sich oberhalb des Messgeräts eine ausgedehnte wasserführende Schicht befinden muss.

Um zu sehen, ob die Anpassung des Schereffekts des Niederschlags, die des Luftdruckkoeffizienten beeinflusst, wird letzterer in Abbildung 10.10 dargestellt. Es ergibt sich für diesen eine ähnlich geringe Abhängigkeit von τ_1 wie bei den anderen Parametern. In Abhängigkeit von τ_2 fällt der Wert zunächst von $-6.650 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ bei $\tau_2 = 720$ h auf $-2.681 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ bei $\tau_2 = 300$ h, jeweils bei $\tau_1 = 0.2$ h, relativ flach. Danach wird die Abnahme steiler bis zu einem Wert von $-2.773 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ bei $\tau_1 = 0.2$ h und $\tau_2 = 40$ h. Der Faktor, der sich bei der Analyse mit dem kleinsten RMS-Residuum ergibt, ist $-2.659 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$, also im Betrag etwa um 0.04 kleiner als der, den man aus der Referenzanalyse aus Kapitel 6.1 erhält. Es zeigt sich also eine sehr geringe Abhängigkeit zwischen dem aus den gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekt und dem Luftdruck. Der in *Analyse* berechnete Korrelationskoeffizient von 0.043 im Fall der Analyse mit dem kleinsten RMS-Residuum bestätigt dies.

Die Gravimeterfaktoren SA bis MFM werden betrachtet, um zu sehen, ob und wie die Korrektur des Schwereeffekts des lokalen Niederschlags die Gravimeterfaktoren, speziell die langperiodischen, beeinflusst. Durch die Korrektur versucht man die Gravimeterfaktoren möglichst nicht zu beeinflussen, bzw. bei den langperiodischen Gravimeterfaktoren die Signalanteile, die nicht von den Gezeiten abhängen, zu korrigieren, die sonst als Gezeiten interpretiert würden. In den Abbildungen 10.11 und C.143 bis C.146 im Anhang C.2 sind nun die Gravimeterfaktoren der Wellengruppen SA und MFM dargestellt. Es zeigt sich, dass diese sich abhängig von τ_1 und τ_2 sehr unterschiedlich verhalten. Die stärksten Variationen ergeben sich im Gravimeterfaktor von SA in Abbildung 10.11, der von ca. 3.37 für große Werte von τ_2 auf ungefähr 2.3 für kleine fällt. Die Wellengruppe SA wird von hydrologischen Effekten stark beeinflusst, da diese jährliche Anteile enthalten. Allerdings führt die Anwendung der Korrektur zu einer Erhöhung des Gravimeterfaktors gegenüber dem der Referenzanalyse. Die Wahl von τ_2 scheint lediglich den Betrag der Erhöhung zu beeinflussen. τ_1 hat kaum einen Effekt auf einen der Gravimeterfaktoren.

Offenbar erklärt die Korrektur, die aus dem lokalen Niederschlag berechnet wird, die jährlichen Anteile in den Messdaten nicht. Es könnte sein, dass ein weiterer Effekt mit jährlicher Periode den des Niederschlags überlagert, sodass die Signale in diesem Frequenzbereich nur genau genug erklärt werden können, wenn beide betrachtet werden. Der offensichtlichste Einfluss, der hier nicht berücksichtigt wird, ist der des Ozeans, wie in Kapitel 7.3 erwähnt. Er würde wahrscheinlich auch Anteile in diesem Periodenbereich erzeugen, allerdings erwartet man wegen der großen Entfernung, dass diese kleiner sind, als die lokaler hydrologischer Effekte. Es müsste sich also um eine andere Einflussgröße handeln. Auch eine Frequenzabhängigkeit des hydrologischen Modells wäre möglich, wenn dieses zwar in einem kurzperiodischen Bereich dem Ansatz der Bouguer-Platte entspricht, auf lange Zeiträume betrachtet aber nicht.

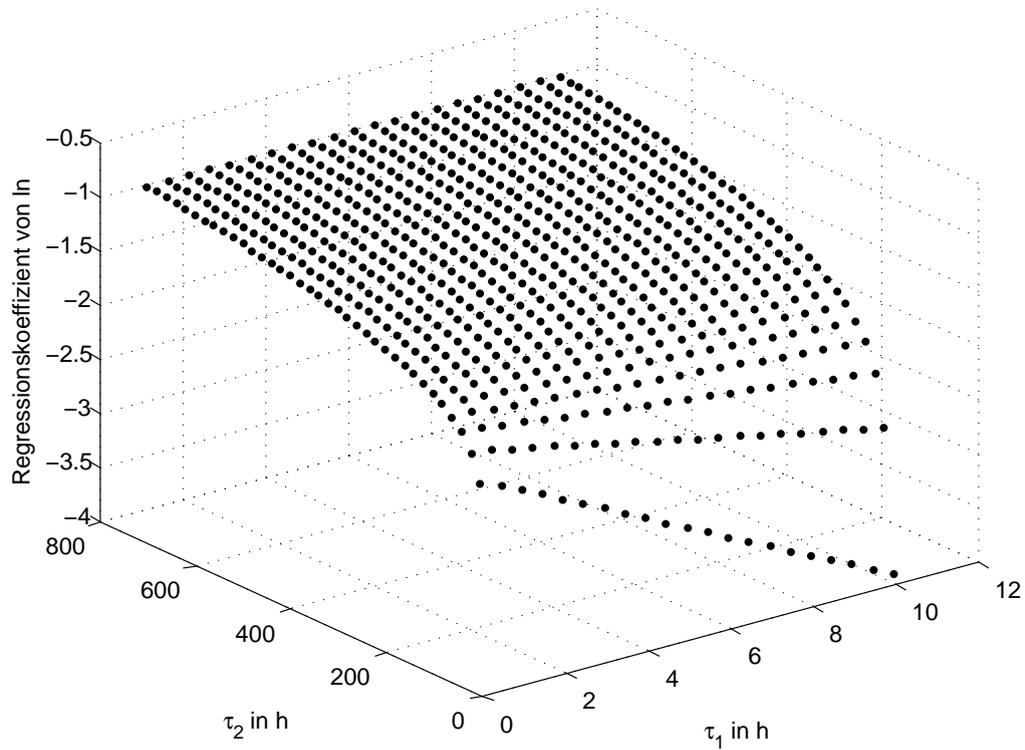


Abbildung 10.9.: Regressionskoeffizien der aus den lokalen Niederschlagsmessungen berechneten Korrektur (\ln) über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

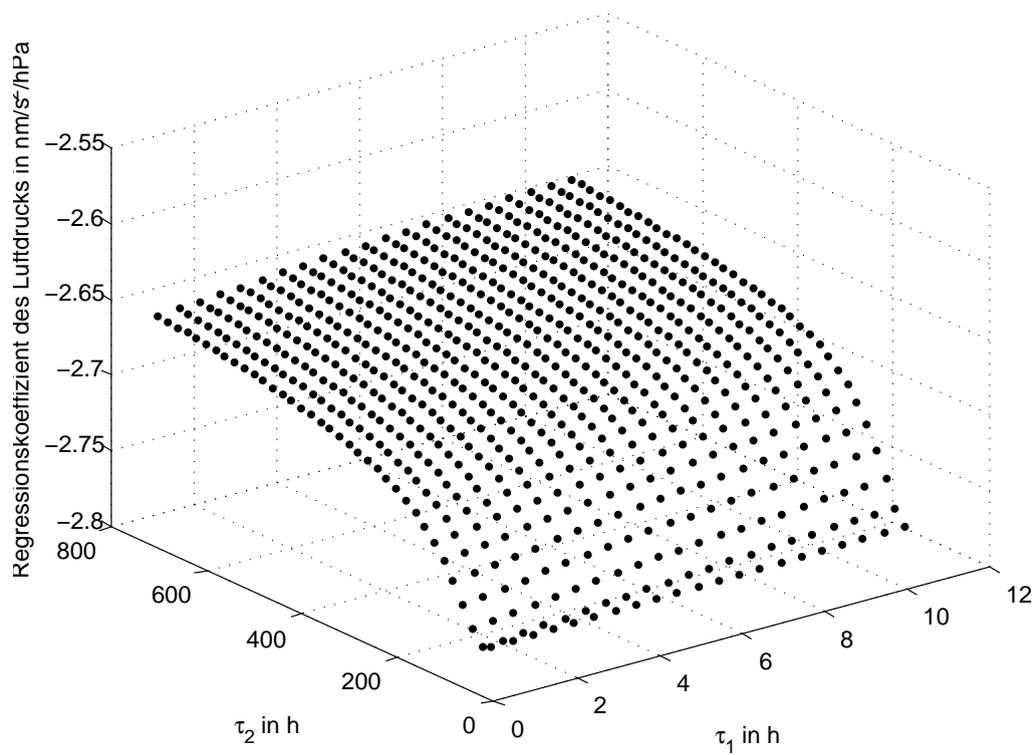


Abbildung 10.10.: Regressionskoeffizient des gemessenen Luftdrucksignals in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

Auf den Vergleich der Gravimeterfaktoren der Analyse mit dem kleinsten RMS-Residuum und der Referenzanalyse wird im Abschnitt 10.2.2 eingegangen.

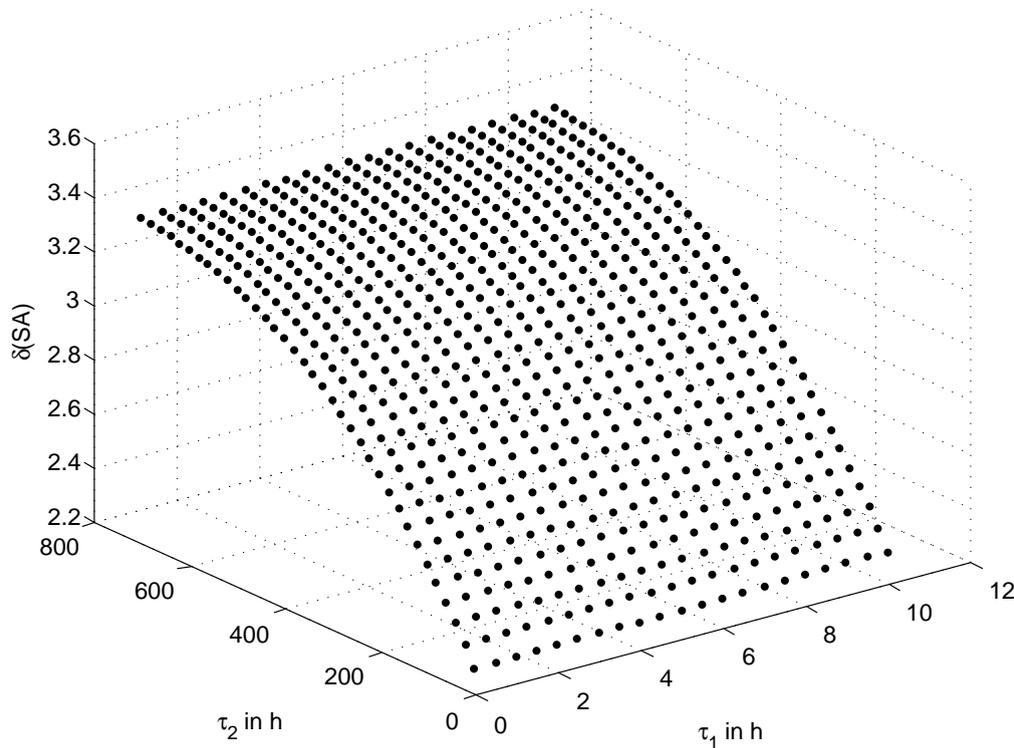


Abbildung 10.11.: Gravimeterfaktor δ der Wellengruppe SA über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

Die weiteren Gravimeterfaktoren, die im Anhang C.2 zu sehen sind, verhalten sich sehr unterschiedlich bzgl. τ_2 . MM und MFM zeigen ein Minimum im Bereich von kleinen τ_2 , MTM dagegen ein Maximum. Das Minimum von SSA liegt dagegen bei ca. $\tau_2 = 430$ h. Es ergeben sich also sichtbare Änderungen der langperiodischen Gravimeterfaktoren durch die Wahl unterschiedlicher Werte für τ_2 und in geringem Maß für τ_1 . Die Bestimmung der Zeitkonstanten ist daher ein wichtiger Parameter, wenn man hydrologische Effekte auf diese Weise korrigieren will.

Ein Grid Search erweist sich zudem als hilfreiches Mittel, um das Verhalten der Gravimeterfaktoren unter Verwendung des Korrekturmodells zu untersuchen. Ein weiterer möglicher Schritt wäre auch die restlichen Gravimeterfaktoren zu betrachten und zu überprüfen in welchen Frequenzbereichen sich das Korrekturmodell auswirkt.

Im Folgenden werden nun $\tau_1 = 4.2$ h und $\tau_2 = 400$ h, die Konstanten bei denen sich das kleinste RMS-Residuum ergab, verwendet, um sie mit den Korrekturmodellen des GGP zu vergleichen und den Einfluss dieser auf die Messungen von SG-056 genauer zu untersuchen.

10.2.2. Vergleich des Einflusses der verschiedenen hydrologischen Korrekturen auf die Gezeitenanalyse

Hier werden nun die Gezeitenanalysen betrachtet, bei denen das drei- und das sechsstündige Hydrologie-Modell des GGP verwendet werden, im Vergleich zu der Analyse, für die sich in Abschnitt 10.2.1 bei Anwendung der aus den lokalen Regenmessungen bestimmten Korrektur mit den Zeitkonstanten $\tau_1 = 4.2$ h und $\tau_2 = 400$ h, deren Berechnung in Kapitel

5.3.2 beschrieben wird, das kleinste RMS-Residuum ergibt und der Referenzanalyse. Die Korrekturmodelle werden, wie bei den atmosphärisch ozeanischen, vor der Analyse von den Daten abgezogen. Da sich das SG-056 unter der Erdoberfläche befindet tritt der Fall (a) aus Abbildung 2.4 in Kapitel 2.2.4 ein, bei dem der lokale Anteil der Korrektur zu den Daten hinzuaddiert und der globale abgezogen werden muss.

Die Anwendung der Korrekturmodelle führt zu einer Reduktion des RMS-Werts, nämlich von $9.777 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ auf $6.515 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ für die aus lokalen Niederschlagsmessungen berechnete Korrektur, auf $6.784 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ für das hyd-Modell und auf $6.302 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ für das gld-Modell. Der Effekt der verschiedenen Korrekturen auf der RMS-Residuum ist also etwa gleich. Die Gravimeterfaktoren, die sich aus diesen Analysen ergeben, sind in Tabelle 10.2 aufgelistet.

Name	Referenz		gem. Niederschlag		hyd		gld	
	δ	σ_δ	δ	σ_δ	δ	σ_δ	δ	σ_δ
SA	2.17731	0.03310	3.15585	0.02318	4.20605	0.02298	3.72277	0.02142
SSA	1.37090	0.00512	1.05448	0.00396	1.26920	0.00354	1.16350	0.00329
MM	1.16364	0.00454	1.13830	0.00303	1.15263	0.00315	1.15446	0.00292
MF	1.15081	0.00215	1.14204	0.00143	1.15480	0.00149	1.15183	0.00139
MTM	1.14256	0.01072	1.16797	0.00715	1.16632	0.00744	1.15487	0.00691
Q1	1.14859	0.00159	1.14877	0.00106	1.14876	0.00110	1.14852	0.00102
O1	1.14908	0.00032	1.14906	0.00021	1.14914	0.00022	1.14901	0.00021
M1	1.15030	0.00307	1.15001	0.00205	1.15014	0.00213	1.14968	0.00198
P1	1.14947	0.00071	1.14956	0.00047	1.14957	0.00049	1.14963	0.00046
S1	1.22721	0.04363	1.22847	0.02907	1.25466	0.03027	1.25961	0.02812
K1	1.13680	0.00023	1.13681	0.00015	1.13676	0.00016	1.13677	0.00015
ψ_1	1.26153	0.02967	1.25752	0.01977	1.26201	0.02058	1.26368	0.01912
ϕ_1	1.18263	0.01618	1.18239	0.01078	1.18401	0.01122	1.17980	0.01042
J1	1.15768	0.00394	1.15734	0.00262	1.15767	0.00273	1.15738	0.00254
OO1	1.15798	0.00602	1.15773	0.00401	1.15770	0.00418	1.15771	0.00388
2N2	1.14985	0.00727	1.14988	0.00484	1.14995	0.00504	1.14981	0.00468
N2	1.16946	0.00155	1.16946	0.00104	1.16935	0.00108	1.16948	0.00100
M2	1.18640	0.00031	1.18640	0.00021	1.18640	0.00021	1.18641	0.00020
L2	1.16517	0.01014	1.16542	0.00675	1.16490	0.00703	1.16566	0.00653
S2	1.18856	0.00066	1.18860	0.00044	1.18821	0.00046	1.18851	0.00042
K2	1.18967	0.00235	1.18972	0.00156	1.18959	0.00163	1.18954	0.00151
M3M6	1.05916	0.02235	1.05977	0.01489	1.05905	0.01550	1.05894	0.01440

Tabelle 10.2.: Gravimeterfaktoren und Standardabweichungen der Referenzanalyse und der Gezeitenanalysen unter Anwendung der aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Korrektur sowie der GGP-Modelle hyd und gld.

Betrachtet man zunächst die Wellengruppen von Q1 bis M3M6, stellt man fest, dass die Gravimeterfaktoren bzgl. der Standardabweichungen gleich sind. Die Gravimeterfaktoren im ganz- und halbtägigen Bereich werden also nicht wesentlich durch die Korrekturen beeinflusst. Bei dem von S1 ergibt sich für die GGP-Korrekturen in beiden Fällen eine Erhöhung um 0.03, im Gegensatz zur Referenzanalyse und der unter Anwendung der aus lokalen Regenmessungen berechneten Korrektur. Möglicherweise liefern die GGP-Modelle einen zusätzlichen Anteil in diesem Frequenzbereich, der nicht in den Daten vorhanden ist, aber wie bereits erwähnt liegt das Ergebnis im Bereich der Standardabweichung und ist nur insofern auffällig, da bei beiden GGP-Korrekturen eine ähnlich große Erhöhung auftritt.

Die Gravimeterfaktoren der langperiodischen Wellengruppen SA bis MTM werden deut-

lich stärker durch die Korrekturen beeinflusst, was auch in Abschnitt 10.2.1 für das aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Modell betrachtet wird. Für den Gravimeterfaktor von SA ergibt sich in allen Fällen eine Erhöhung. Für die hyd-Korrektur ist diese am größten, bei der aus lokalen Regenmessungen berechneten am kleinsten. Offenbar liefern alle drei Anteile im jährlichen Bereich, die nicht in den Messdaten enthalten sind und durch die Erhöhung des SA-Gravimeterfaktors erklärt werden. Für SSA ergibt die gld-Korrektur einen Wert, der relativ nah an dem erwarteten, der in Kapitel 6.1 angegeben wird, liegt. Auch die hyd-Korrektur führt zu einer Reduktion des Gravimeterfaktors, auch wenn die Anteile der Korrektur die in den Messdaten offenbar nicht vollständig erklären. Der aus lokalen Regenmengen berechnete Schwereeffekt scheint in diesem Bereich die in den Messungen enthaltenen Signale überzukorrigieren, sodass der Gravimeterfaktor kleiner als der erwartete Wert wird. Ähnliches ergibt es sich für MM im Falle der aus den lokalen Regenmengen bestimmten Schwereänderung. Die Faktoren für die GGP-Modelle liegen nahe am erwarteten Wert ebenso wie der der Referenzanalyse daher kann hier schwer entschieden werden, ob durch die Modelle eine echte Verbesserung eintritt. Bei der Wellengruppe MF liegt der Unterschied zwischen den Gravimeterfaktoren der Referenzanalyse und des gld-Modells im Bereich der Standardabweichung, was für die beiden anderen nicht der Fall ist. Der Wert für die hyd-Korrektur liegt knapp darüber und führt also zu einer leichten Erhöhung, der vom aus den gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekt ist deutlich kleiner, also überkorrigiert. Für MTM ergibt sich ein ähnlicher Fall. Der Gravimeterfaktor, den man unter Anwendung des gld-Modells erhält liegt nahe am erwarteten Wert, ist aber bzgl. der Standardabweichung gleich dem aus der Referenzanalyse. Die Werte für die anderen beiden Korrekturen führen zu einer leichten Erhöhung des Gravimeterfaktors, wobei die auch ihre Wert nahe am den erwarteten Wert liegen, sodass es schwierig ist zu entscheiden, welche Korrektur den passenderen Wert liefert.

Hier zeigt sich wahrscheinlich ein ähnlicher Fall, wie für die in Kapitel 10.1.1 beschriebenen atmosphärisch ozeanischen Korrekturen, bei denen sich einerseits eine Verbesserung durch Anteile ergibt, die tatsächlich durch die Korrektur erklärt werden und andererseits eine Verschlechterung durch Signale, die durch die Ungenauigkeit des Modells hinzukommen und nicht in den Messdaten enthalten sind. Vor allem im langperiodischen Bereich scheint das für die hydrologischen GGP-Modelle der Fall zu sein. Bei der aus den gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Korrektur werden z.T. Gezeitensignale durch das Korrekturmodell erklärt, was durch die Anpassung in der Regression zurück zu führen ist. Leider kann dieser Effekt nicht umgangen werden, da die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 empirische Größen sind, die nicht nach physikalischen Kriterien gewählt, sondern nur über einen Vergleich mit den gemessenen Schwereänderungen bestimmt werden können.

Um einen Vergleich mit den GGP-Modellen herstellen zu können, wird für das hyd-Modell der globale Anteil abgezogen und der lokale Anteil in *Analyse* als meteorologischer Parameter betrachtet. Dies führt jedoch lediglich zu einer relativ deutlichen Erhöhung des SA-Gravimeterfaktors auf 4.84444 im Vergleich zu einer kleinen Reduktion des RMS-Residuums um ca. $0.1 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, bei einem Regressionskoeffizienten von -1.16362. Beide Anteile gleichzeitig als meteorologische Parameter anzupassen führt zu keinem sinnvollen Ergebnis, da die beiden Kurven zu stark korreliert sind, wie der in *Analyse* berechnete Korrelationskoeffizient von -0.889 zeigt.

Für die meteorologischen Parameter ergibt sich $-2.66269 \pm 0.00710 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ und $-2.77279 \pm 0.00660 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für die hyd- und die gld-Korrektur sowie $-2.65914 \pm 0.00683 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ für die aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechnete. Die Anpassung des gemessenen Luftdrucksignals wird also nur wenig von den hydrologischen Korrekturmodellen beeinflusst.

Mit Hilfe der in der Gezeitenanalyse bestimmten Koeffizienten werden die Driftpolynome nach Gleichung (2.18) in Kapitel 2.4 für die oben beschriebenen Analysen mit

drift_polynom.m berechnet. Sie sind in Abbildung 10.12 dargestellt.

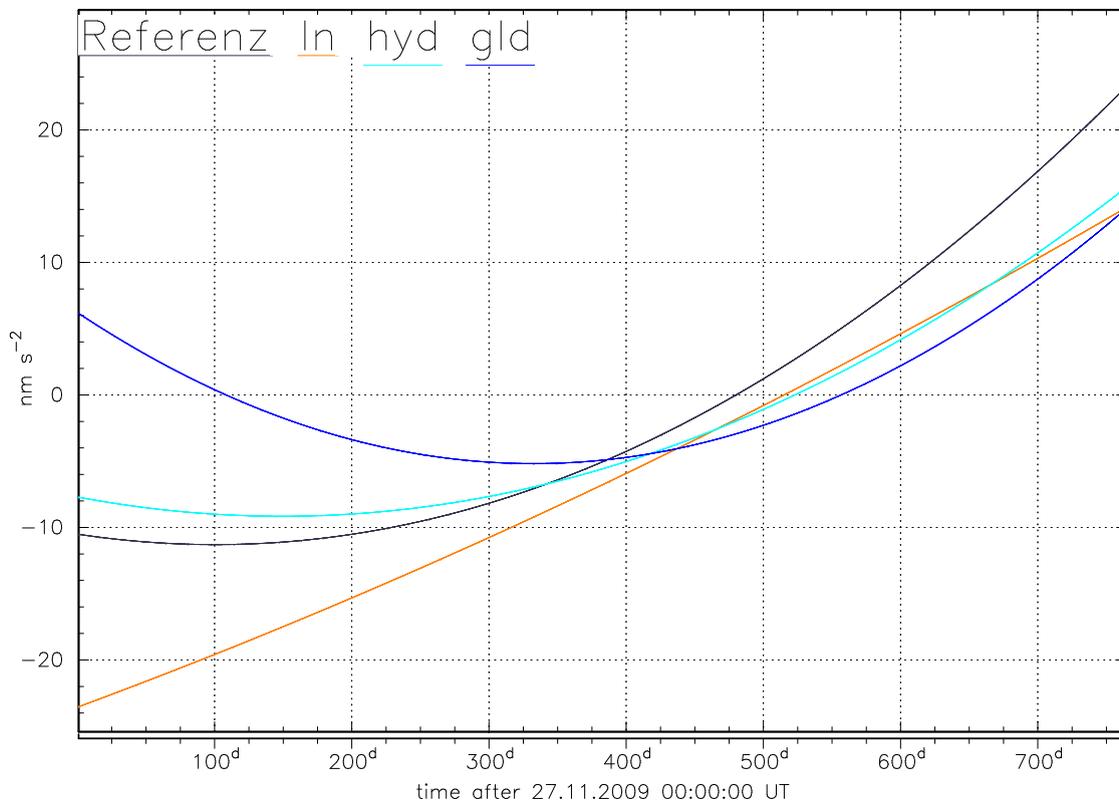


Abbildung 10.12.: Berechnete Driftpolynome, die sich aus den Gezeitenanalysen unter Anwendung der hyd- und gld-Korrektur des GGP in hell- und dunkelblau, sowie der aus den lokal gemessenen Regenmengen berechneten in Orange, im Vergleich zu dem der Referenzanalyse in Schwarz ergeben, jeweils in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$.

Die Polynome unterscheiden sich deutlich. Das der Analyse unter Anwendung der Korrektur, die sich aus den lokal gemessenen Regenmengen ergibt, ist beinahe linear, während das der gld Korrektur eine sehr starke Krümmung aufweist. Die der Referenzanalyse und der Analyse mit dem hyd-Modell liegen dazwischen und sind vergleichsweise ähnlich. Die Unterschiede, die zwischen den einzelnen Driftpolynomen auftreten liegen bei bis zu $15 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ z.B. zwischen den Kurven der Analysen mit dem gld-Modell und dem berechneten Schwereeffekt des lokalen Niederschlags, was größer ist als die Amplituden einiger Wellengruppen, wie z.B. SA, MTM, S1 und L2, ist. Offenbar werden in den unterschiedlichen Analysen unterschiedliche Anteile durch das Driftpolynom eliminiert. Da der Effekt der Drift in allen Fällen der selbe ist, muss daraus geschlossen werden, dass das Polynom weitere Anteile, die nicht von der Drift verursacht werden, korrigiert. Dies zeigt, dass die in Kapitel 6.1 getroffene Wahl eines quadratischen Driftpolynoms nicht günstig ist und es besser wäre ein lineares anzusetzen, wenn man sicher gehen will, dass keine Anteile, die nicht durch die Drift verursacht werden, durch das Polynom korrigiert werden.

Um mögliche Zusammenhänge zwischen den Schweredaten und den hydrologischen Modellen, ohne Beeinflussung durch die Analyse, betrachten zu können, werden im folgenden die Modelle mit den Differenzen der gemessenen und mit *Predict* berechneten Schwereänderungen verglichen.

10.2.3. Vergleich der hydrologischen Korrekturen mit der Differenz aus gemessenen und mit *Predict* berechneten Schwerebeschleunigungen

Um die Schwereänderungen, die möglicherweise durch hydrologische Effekte verursacht werden, mit den Korrekturmodellen ohne den Einfluss der Analyse vergleichen zu können, wird die Differenz zwischen einem synthetischen, mit Hilfe von *Predict* berechneten Gezeitensignal und den Messdaten berechnet. Die Einstellungen in *Predict* werden dabei wie in Kapitel 4.1.2 gewählt und die Gravimeterfaktoren und Phasen der Referenzanalyse, die in Tabelle 6.2 in Kapitel 6.1 angegeben sind, verwendet. Die Ausnahme davon bilden die langperiodischen Wellengruppen SA bis MTM, die, wie im vorangegangenen Abschnitt 10.2.2 beschrieben, stark von der Analyse beeinflusst werden. Ihr Gravimeterfaktorne werden daher in der Berechnung 1.16 und ihre Phasen 0.0° gewählt. Um mit den gemessenen Daten vergleichen zu können müssen die Abtastzeitpunkte der mit *Predict* berechneten Daten mit denen der gemessenen übereinstimmen. Dies ist zunächst nicht der Fall, da *Predict* nur Stundendaten für die volle Stunde berechnet, während die gemessenen Werte auf der 24. Minute liegen. Wie in Kapitel 4.2 erwähnt wird, mit linearer Interpolation die Gezeitenamplitude unterschätzt. Daher werden mit *Predict* Minutendaten berechnet und der Wert bei der entsprechenden Uhrzeit, mit Hilfe des in 4.3.3.4 beschriebenen Programms *predict_sf_change.m* der Wert bei der entsprechenden Uhrzeit herausgeschrieben. Dies ist nur bei synthetischen Gezeiten möglich, da bei ihnen keine Aliasing-Effekte auftreten können.

Da die vorprozessierten Stundendaten von SG-056, wie in Kapitel 5.1.1 beschrieben, immer auf der 24. Minute liegen, *Predict* aber nur auf Werte für die volle Stunde berechnet, müssen die berechneten Werte zum entsprechenden Zeitpunkt interpoliert werden. Wie in Kapitel 4.2 bereits erwähnt, stellt sich heraus, dass die lineare Interpolation mit *Tsoft* die Gezeitenamplituden unterschätzt. Daher werden mit *Predict* Minutendaten berechnet und jeweils der Wert bei 24 Minuten herausgeschrieben. Diese Vorgehen kann auf berechnete Schwerebeschleunigungen angewendet werden, da bei ihnen, im Gegensatz zu gemessenen Daten, keine Aliasing-Effekte auftreten können.

Nun wird die Differenz zwischen den berechneten und gemessenen Stundendaten gebildet, die dann hauptsächlich den Schwereeffekt des Luftdrucks zeigt. Dieser kann mit Hilfe des in der Analyse bestimmten Regressionsfaktors und dem gemessenen Luftdrucksignal oder einem Korrekturmodell eliminiert werden. Aus den in Abschnitt 10.1.1 dargelegten Gründen, wird die erste Option gewählt. Die nun entstehende Differenz wird von drei Effekten sichtbar beeinflusst, nämlich der Polbewegung, der Hydrologie und der Drift. Über die gemessenen Polkoordinaten, die in Kapitel 5.2 beschrieben werden, kann mit Hilfe von *Predict* der Schwereeffekt der Polbewegung, wie in Abschnitt 4.1.2 ausgeführt, berechnet und ebenfalls aus der Differenz eliminiert werden. Für das Entfernen der Drift wird das Driftpolynom der Referenzanalyse verwendet, da es nicht zusätzlich von der möglichen Ungenauigkeit der Korrekturmodelle beeinflusst wird.

Dadurch ergibt sich die in den oberen drei Panels von Abbildung 10.13 gegebenen Schwere-differenz, die jeweils im Vergleich zum hyd- in Hell- und gld- Modell in Dunkelblau in den oberen beiden Panels sowie zum aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekt in Orange im dritten dargestellt ist. Im Falle der GGP-Modelle, wird auf Grund das Lage des Gravimeters die Differenz des globalen und des lokalen Anteils verwendet.

Betrachtet man zunächst die oberen drei Panels so stellt man fest, dass die drei Korrekturen einen ähnlichen Verlauf zeigen und es für alle Bereiche gibt, in denen sie gut mit der Schweredifferenz überstimmen. Für die hyd-Korrektur im oberen Panel ist das z.B. am Beginn der Zeitreihe bis ca. 60 Tage und zwischen ungefähr 250 d und 300 d der Fall. Allerdings liegt die Kurve häufig unterhalb der Schweredifferenz, was auf einen

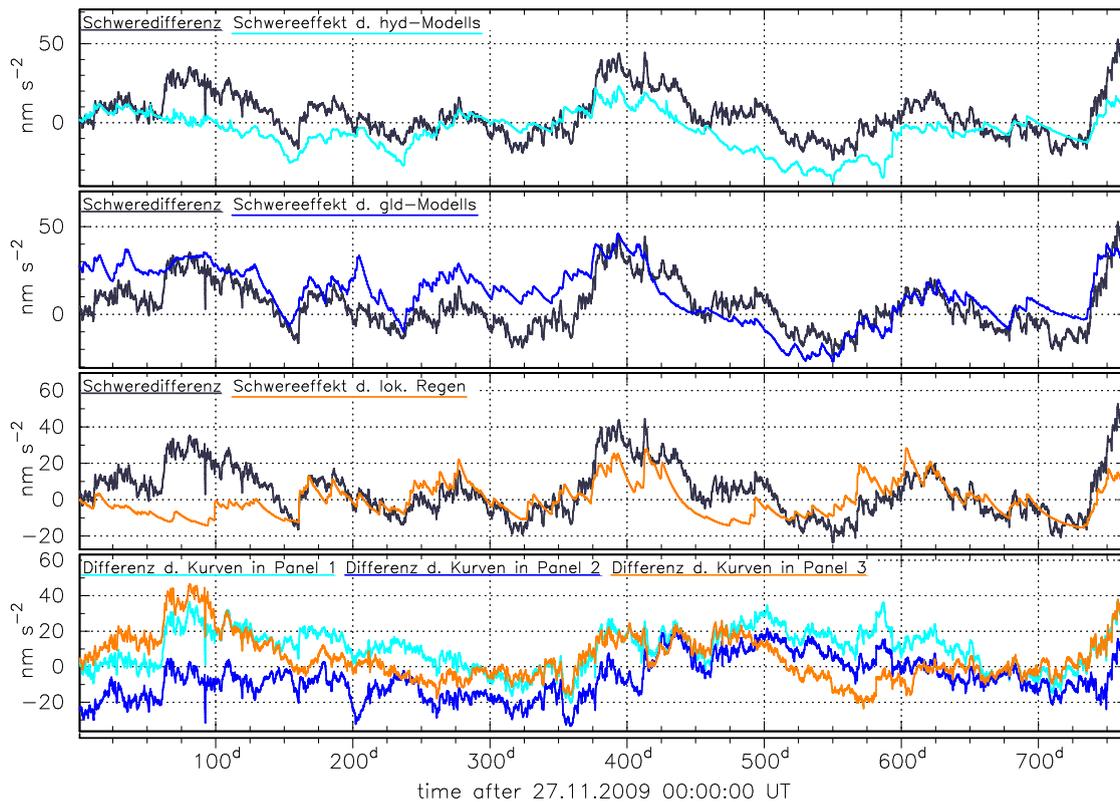


Abbildung 10.13.: Schweredifferenz der berechneten und gemessenen Gezeitenbeschleunigungen in Schwarz in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, im Vergleich zu hyd-Modell des GGP in Hellblau im ersten Panel, zum gld-Modell in Dunkelblau im zweiten Panel und zum Schwereeffekt, der aus dem lokalen Niederschlagsmessungen bestimmt wird, in Orange im dritten Panel jeweils auch in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Das vierte Panel zeigt die Differenz der Kurven aus den oberen drei Panels im Vergleich, in Hellblau die aus Schweredifferenz und hyd-Modell berechnete, in Dunkelblau die aus Schweredifferenz und gld-Modell und in Orange die aus Schweredifferenz und Effekt des lokalen Niederschlags jeweils in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Alle Kurven sind über die Zeit in d dargestellt.

systematischen Unterschied hindeutet. Für die Kurven im zweiten Panel liegt der umgekehrte Fall vor. Die gld-Kurve liegt häufig oberhalb der Differenz. Übereinstimmungen ergeben sich vor allem im Bereich der zwischen ca. 550 d und 625 d. Der Schwereeffekt der lokal gemessenen Niederschlagsmengen, die im dritten Panel dargestellt ist, zeigt zwischen ungefähr 150 d und 350 d, sowie zwischen etwa 600 d und 700 d eine gute Übereinstimmung. In den Abschnitten dazwischen liegt das Regenmodell häufig unterhalb der Differenz. Speziell für einige der kurzperiodischen Variationen zeigt sich anhand von einzelnen Ereignissen, wie z.B. dem Sprung bei etwa 160 d, dass diese Korrektur Anteile der Schweredifferenz erklären kann. Dies ergibt sich aus der besseren Kenntnis lokaler Bedingungen über die Messung der Niederschläge.

Aus diesen Vergleichen lässt sich bereits erkennen, dass hydrologische Effekte die mit dem SG-056 am BFO gemessenen Schwereänderungen sichtbar beeinflussen.

Betrachtet man nun die Differenzen zwischen der Schwere und den Korrekturen im vierten Panel zeigt sich, dass keine der drei die Schweredifferenz vollständig erklären kann. Die hellblaue Kurve, die die Differenz von Schwere und hyd-Modell ist zeigt eine langperiodische Variation mit ungefähr jährlicher Periode. Die langperiodischen Anteile der Korrektur beschreiben offenbar die der Schweredifferenz nicht. Dabei ergibt sich die Frage, ob dies durch die Ungenauigkeit des Modells zu Stande kommt oder hier ein weitere

Effekt zu Tage tritt, der durch die Überlagerung mit dem Einfluss der Hydrologie nicht sichtbar ist. Langperiodische ozeanische Effekte werden bisher in dieser Untersuchung nicht berücksichtigt, obwohl deren Amplitude vermutlich nicht in dieser Größenordnung läge.

Dennoch zeigt sich mit Hilfe der hyd-Korrektur eine Reduktion der Amplituden um ca. $20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, z.B. im Bereich um 400 d, also beschreibt sie das Schweresignals zumindest zum Teil. Das Ergebnis, das man mit der gld-Korrektur erhält, welches in Dunkelblau dargestellt ist, zeigt dagegen einen relativ konstanten Bereich vom Beginn der Zeitreihe bis ca. 60 d in denen die Kurve bei etwa $-20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ liegt. Dann folgt ein Abschnitt bis ca. 250 d in dem die Kurve kurzperiodische Schenkungen zwischen $0 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ und $-20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ aufweist. Diese sind auch in der Differenz mit der hyd-Kurve und z.T. auch mit dem aus lokalen Regenmessungen berechneten Schwereeffekt zu sehen. Allerdings zeigt sich z.B. auch bei ungefähr 200 d ein Minimum in der Differenz, dass, wenn man die Kurven in zweiten Panel betrachtet, offensichtlich aus der gld-Korrektur stammt und so nicht in den Schweredaten erhalten ist. Im hyd-Modell, das sonst sehr ähnliche Variationen zeigt ist dies nicht zu sehen. Dieser konstantere Bereich zeigt, wie auch der Vergleich der Kurven im zweiten Panel, dass das gld-Modell einen größeren Schwereeffekt voraussagt als tatsächlich auftritt. Der wesentliche Unterschied zwischen den beiden GGP-Modellen ist, dass das gld-Modell Kronenwasser, also Wasser, das in den Kronen der Bäume gespeichert ist, berücksichtigt, was hier zu einem zu großen Schwereeffekt zu führen scheint. Um die genau Ursache dafür zu finden, müsste das GLDAS-Modell, das in Kapitel 5.4.2.1 erwähnt wird und der gld-Korrektur zu Grunde liegt, genauer betrachtet werden.

Im Anschluss an diesen Abschnitt zeigt sich zwischen 350 d und 400 d ein Maximum $20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, das etwas kleiner ist, als das, das man mit der hyd-Korrektur erhält. In diesem Bereich trifft also das gld-Modell besser zu. Etwa von 750 d bis zum Ende der Zeitreihe erhält man mit ihm im Vergleich zu dem der beiden anderen Korrekturen, die hier sehr gleich verlaufen, einen Unterschied, da es zunächst auf $-20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ absinkt, um dann auf $20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ anzusteigen, während die anderen beiden relativ konstant bei Null $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ liegen und am Ende der Zeitreihe etwa bei $40 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ liegen. Dies zeigt allerdings auch das keines der drei Modelle den Anstieg am Ende der Zeitreihe erklären kann.

In Orange ist im vierten Panel die Differenz mit den aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechnete Schwereänderung dargestellt. Diese zeigt zwischen ca. 150 d und 350 d und 600 d bis 700 d relativ konstante Bereiche mit Schwankungen zwischen $\pm 10 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. In den Abschnitten außerhalb davon ergeben sich Maxima von ca. $40 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ und $20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ sowie am Ende der Zeitreihe ein Anstieg auf $40 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$. Auffällig ist, dass das erste vom Beginn bis etwa 150 d ohne den Sprung, der sich offenbar durch keines der drei Modelle erklären lässt und daher vermutlich keine hydrologische Ursache hat, ebenfalls bei $20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ liegen würde. Andererseits könnte es sein, dass die Korrektur zu Beginn der Zeitreihe, die Schwereeffekte nicht so gut erklärt, da die Regenmesserdaten vom Beginn der Gravimeterdaten an verwendet werden, aber auch Wassermassen, die vor diesem Zeitpunkt gefallen sind, durch die Speicherung im Boden einen Einfluss haben können.

Der Abstand der beiden Maxima beträgt etwa ein Jahr und sie treten im Winter auf, was zu der Schlussfolgerung führt, dass der Ansatz, der in Kapitel 5.3.2 beschrieben wird, die Vorgänge, die im Winter zu einer Schwereänderung führen, nicht genau beschreibt. Der offensichtlichste Unterschied ist, dass der Niederschlag im Winter hauptsächlich als Schnee vorkommt, was aber in den Niederschlagsmessungen nicht mehr unterschieden werden kann. Außerdem wird sich der Schwereeffekt von Schnee vermutlich anders äußern als der von Regen, da ein Teil der zusätzlichen Masse längere Zeit an der Erdoberfläche verbleibt, während sie im zweiten Fall in den Untergrund eindringt. Zusätzlich können die gewählten Zeitkonstanten, die sich über den gesamten Zeitraum von etwa mehr als zwei Jahren nicht ändern, den Schwereeffekt nicht zu jeder Zeit genau beschreiben, da sie in gewisser Weise die Eigenschaften des Untergrunds widerspiegeln, die vermutlich zeitlich nicht konstant

sind.

Dieses unterschiedlich gute Zutreffen der Korrektur lässt sich für den aus den lokalen Regenmessungen berechneten Schwereeffekt auch gut über den Vergleich der Residuen der Referenzanalyse und der unter Berücksichtigung des Effekts verdeutlichen. Es gibt einige Beispiele, die zeigen, dass ein Zusammenhang zwischen den gemessenen Regenmengen und dem Verlauf des Residuums der Referenzanalyse besteht und dass letzterer durch die Berücksichtigung des Schwereeffekts korrigiert werden kann. Ein Beispiel ist in Abbildung 10.14 dargestellt, wobei die orangefarbene Kurve die wie in Kapitel 5.3.1 beschriebene, stündlich summierte Regenmenge in mm, die auf der linken Achse aufgetragen ist, die schwarze das Residuum der Referenzanalyse und die grüne das der Analyse unter Berücksichtigung der aus lokal gemessenen Regenmengen berechneten Korrektur in Zeitbereich vom 14. bis 20.06.2011 zeigt, die jeweils in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ über die rechte Achse aufgetragen sind.

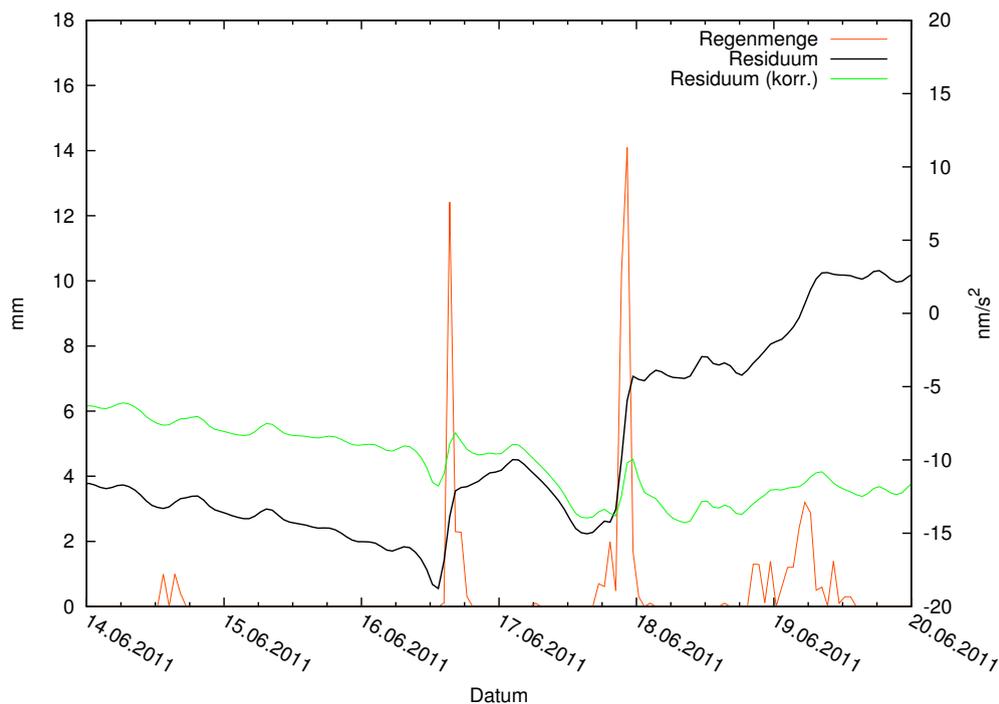


Abbildung 10.14.: Regenmenge in stündlich aufsummierten Werten in mm, auf der linken Achse dargestellt, in Orange, sowie Residuen der Referenzanalyse in Schwarz und der Analyse unter Berücksichtigung des aus lokal gemessenen Regenmengen berechneten Schwereeffekts in Grün in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ auf der rechten Achsen dargestellt, jeweils über das Datum.

Es zeigen sich mehrere Regenereignisse vom 16. bis zum 20.06.2011, die einen Sprung in der Schwere zu erzeugen scheinen. So wird am 17.06.2011 in der Nacht eine Regenmenge von 14 mm gemessen, die einen Sprung von ca. zehn $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ zur Folge hat. Nach Anwendung der Korrektur bleibt ein kleines lokales Maximum von drei $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ zurück, wobei die Kurve nach etwa acht Stunden auf ihren ursprünglichen Wert zurückkehrt. Offensichtlich kann die Korrektur den Effekt, wenn auch nicht vollständig, so doch zum großen Teil erklären. Ebenso verhält es sich im Bereich des 16.06.2011 und am 19.06.2011, wobei bei den kleineren Regenmengen auch der Rest, der übrig bleibt, kleiner zu sein scheint.

Das Beispiel für den gegenteiligen Fall ist in Abbildung 10.15 gezeigt. Dieses stellt die selben Kurven wie Abbildung 10.14 für den Dezember 2011 dar.

Man sieht, dass sich durch die Anwendungen der Korrektur im Residuum kaum eine Änderung ergibt, obwohl ein deutlicher Zusammenhang zwischen den gemessenen Nieder-

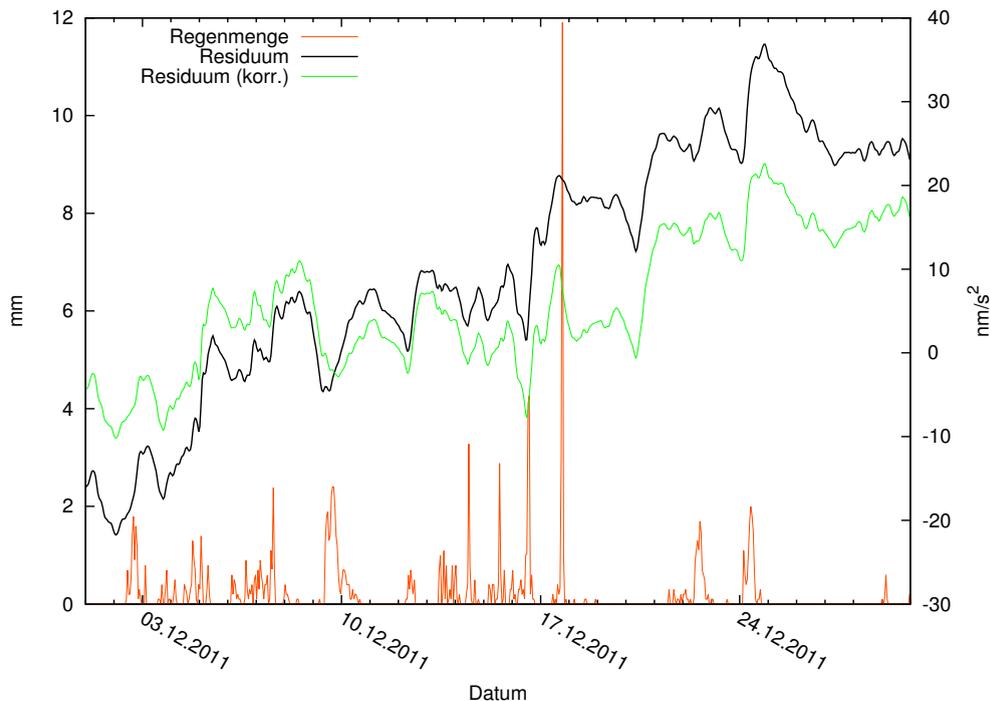


Abbildung 10.15.: Regenmenge in stündlich aufsummierten Werten in mm, auf der linken Achse dargestellt, in Orange, sowie Residuen der Referenzanalyse in Schwarz und der Analyse unter Berücksichtigung des aus lokal gemessenen Regenmengen berechneten Schwereeffekts in Grün in $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ auf der rechten Achsen dargestellt, jeweils über das Datum.

schlagsmengen und den Schwereänderungen im Residuum vorliegt. Dies unterstreicht noch einmal, die Tatsache, dass die aus den Niederschlagsmengen berechnete Korrektur den Schwereeffekt im Winter nur unzureichend beschreibt. Dabei ist noch anzumerken, dass vom 17.12.11 bis 21.12.11 eine der in Kapitel 5.3.1 erwähnten Lücken vorliegt, obwohl dort zu Beginn anscheinend Daten aufgezeichnet wurden, die vorstichtshalber nicht betrachtet werden. Für den Zeitbereich der Lücke ist es nicht möglich den Schwereeffekt des Niederschlags zu korrigieren. Wahrscheinlich wird z.B. bei der Sprung von etwa $15 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ am 20.12.11 ebenfalls durch Niederschlag erzeugt, kann aber wegen der fehlenden Messungen nicht berücksichtigt werden.

Zu den gerade beschriebenen Effekten kommt, dass, wie Abschnitt 10.2.2 beschrieben, mit der Korrektur Signalanteile erklärt werden können, die nicht durch die Hydrologie entstehen. Der Vorteil dieses Vorgehens besteht vor allem in der genaueren Kenntnis der lokalen Gegebenheiten.

Die Korrekturmodelle dagegen hängen von Modellen ab, die insbesondere lokale, kleinräumige Effekte nicht erfassen können, wodurch die Korrektur Teile der Messung nicht erklärt oder zusätzliche Signale hinzufügt, die nicht in den Daten enthalten sind. Dieses Problem ist ein ähnliches, wie das, das auch bei den atmosphärisch ozeanischen Modellen auftritt.

Um die unterschiedlichen Frequenzanteile vergleichen zu können, die die Schweredifferenz und die verschiedenen Modelle aufzuweisen scheinen, werden die ihre Spektren in Abbildung 10.16, im Frequenzbereich von 0.0013 bis 2 cpd dargestellt.

Im langperiodischen Bereich bis ca. 0.007 cpd zeigen sich recht unterschiedliche Anteile in den Modellen bzw. der Differenz, obwohl die der hyd- und der gld-Korrektur bei der selben Frequenz etwa 0.003 cpd liegen, auch wenn sie unterschiedlich groß sind. Erst bei

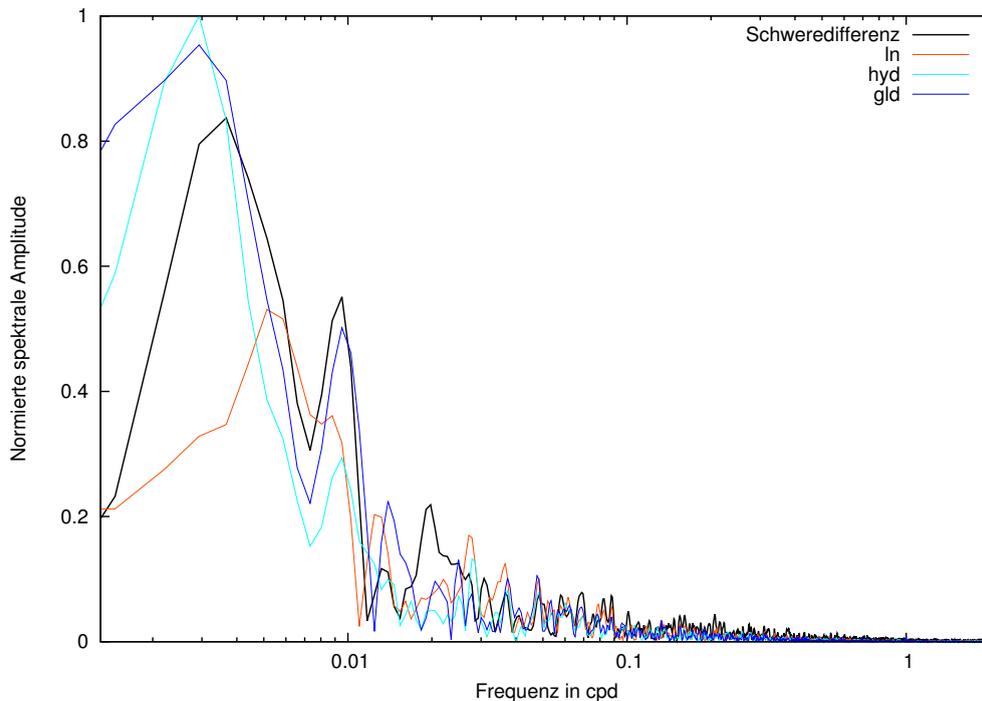


Abbildung 10.16.: Mit dem Maximum Spektrum des hyd-Modells normiertes Spektrum der Schweredifferenz in Schwarz, des aus den lokalen Niederschlagsmessungen berechneten Schwereeffekts (ln) in Orange, der hyd-Modells (hyd) in Hellblau und des gld-Modells (gld) in Dunkelblau.

0.01 cpd scheinen alle etwa übereinzustimmen. Im weiteren Verlauf ist treten für die Schweredifferenz mal mit der einen oder anderen Korrektur gemeinsame Frequenzanteil auf, z.B. bei etwa 0.05 cpd mit der hyd-Korrektur, bei ca. 0.07 cpd mit dem gld-Modell und zwischen 0.08 cpd und 0.09 cpd mit der Korrektur, die aus den lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechnet wird.

Dies unterstreicht noch einmal, dass, obwohl hydrologische Effekte, die Schweremessungen sichtbar beeinflussen, keine der Korrekturen die Effekte in allen Frequenzbereichen erklären kann. Besonders im langperiodischen Bereich gibt es keine guten Übereinstimmungen.

Wie zu Beginn dieses Kapitels erwähnt, erschwert der Einfluss der Hydrologie die Untersuchung langperiodischer Vorgänge, wie z.B. dem Chandler Wobble. Vergleicht man die oben berechnete Schweredifferenz mit dem mit *Predict* aus den in Kapitel 5.2 vorgestellten Polkoordinaten berechneten Schwereänderungen, wie in Abbildung 10.17 gezeigt, stellt man fest, dass beide Effekte etwa gleich groß sind.

Wenn die man davon ausgeht, dass die verwendeten Korrekturmodelle die hydrologischen Einflüsse in etwa erklären und die im vierten Panel von Abbildung 10.13 dargestellten Differenzen das sich daraus ergebende Restsignal darstellen, so würden diese eine sichtbare Verbesserung gegenüber dem Vergleich in Abbildung 10.17 darstellen. Um die Korrekturen jedoch sinnvoll anwenden zu können, müsste vor allem die langperiodischen Anteile der Korrekturen genauer bekannt sein, da sie die der Schweredifferenz offenbar nicht erklären. Ungenauigkeiten in diesem Frequenzbereich, die sich durch das Anwenden der Korrektur auf die Schweredaten übertragen, beeinflussen sonst die Untersuchung anderer langperiodischer Signale.

Außerdem sollten, um eine höhere Genauigkeit zu erreichen, weitere Effekte, wie die Ozeanzeiten berücksichtigt werden, die, wie im folgenden Abschnitt 10.2.4 beschrieben wird,

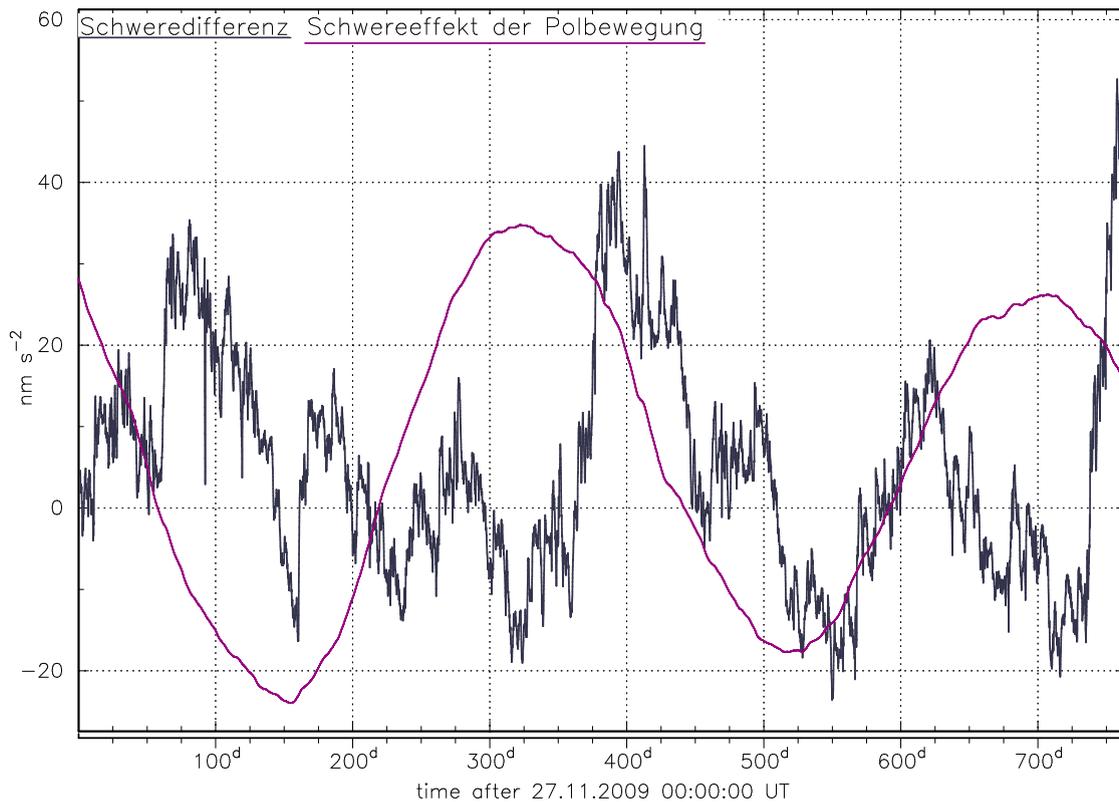


Abbildung 10.17.: Schweredifferenz in Schwarz und berechneter Schwereeffekt der Polbewegung in Violett in $\frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ über die Zeit in d.

schätzungswise ca. $5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ betragen können, was vermutlich, in dem Größenbereich, in dem sich das mit hydrologischen Modellen korrigierte Signal befindet, einen sichtbaren Unterschied macht.

10.2.4. Vergleich mit anderen supraleitenden Gravimetern

Wie in der Einleitung erwähnt, wird der Einfluss der Hydrologie für viele Stationen bereits untersucht (Boy und Hinderer, 2006), (Kroner und Weise, 2011). Um einordnen zu können, wie groß der am BFO auftretende ist, wird mit den Ergebnissen solcher Untersuchungen verglichen.

J.-P. Boy und J. Hinderer (2006) berechnen die Schweredifferenzen im wesentlichen auf die gleiche Weise, wie die hier verwendete, die in Abschnitt 10.2.3 beschrieben ist, in den Jahren 1994 bis 2004, wobei die Länge von Station zu Station variiert. Zusätzlich werden die Ozeangezeiten und Effekte der Ozeane berücksichtigt, die nicht von den Gezeiten verursacht werden. Diese Amplituden dieser Effekte betragen zusammen in Straßburg ca. $5 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ (Boy und Hinderer, 2006). Wenn man davon ausgeht, dass die Effekte am BFO eine ähnliche Größenordnung erreichen, wäre dies ein sichtbarer Effekt. Unter der Annahme, dass die betrachteten Korrekturen trotz ihrer Ungenauigkeit in etwa dem Schwereffekt, der von hydrologischen Vorgängen verursacht wird, beschreiben und somit einen großen Teil der Schweredifferenz ausmachen, sollte die oben erhaltene Differenz für eine ungefähre Einordnung genügen. Ihre Amplitude beträgt etwa $30 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Die in genannten Veröffentlichung dargestellten Schweredifferenzen für 16 Stationen haben Amplituden zwischen ca. $70 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ in Cantley und ungefähr $20 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ in Moxa. Bei vielen Stationen liegen die Variationen etwa bei $50 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Auf Grund der ungünstigen Darstellung können die Werte allerdings nicht sehr genau abgelesen werden. Im Vergleich zu diesen Ergebnissen sind die Schwereänderungen, die am BFO durch die Hydrologie verursacht werden eher klein.

Auf ähnliche Weise berechnete Schweredifferenzen werden von A. Weise et al. (2012) für die supraleitenden Gravimeter in Wien und Straßburg für 2003 bis 2007 sowie Wetzell für 2004 bis 2007 angegeben. Um diese zu erhalten, werden Erd- und Ozeangezeiten, die Polbewegung, Instrumentendrift und der Atmosphäre berücksichtigt. Es ergibt sich also der selbe Unterschied wie oben, da für die Schweredifferenz von SG-056 keine Ozeangezeiten und keine nicht von den Gezeiten verursachten Ozeaneffekte berücksichtigt werden. Dasselbe gilt für die Einflüsse der globalen Atmosphäre. Für Wien beträgt die Differenzen ca. $20 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$, in Straßburg liegt sie zwischen 30 und $40 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ und in Wetzell bei etwa $60 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$. Die hier erhaltene Schweredifferenz liegt also etwa zwischen der von Wien und Straßburg, die von Wetzell ist deutlich größer.

Um eine genaue Einschätzung der hydrologischen Effekte, im Vergleich zu anderen Stationen, machen zu können, wäre es sinnvoll die oben angegebenen Einflussgrößen zu korrigieren, wobei sich hier wieder die Frage stellt, ob die betrachteten Korrekturen dafür ausreichen sind.

11. Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird die Datenqualität des SG-056, die sich als für Eigenschwingungen gut erwiesen hat, im Frequenzbereich der Gezeiten untersucht. Da es sich um ein Doppelkugelinstrument handelt, erwartet man, dass beide Sensoren, das selbe Messignal und damit bei der Gezeitenanalyse die selben Gravimeterfaktoren liefern. Das selbe gilt für das ebenfalls am BFO betriebene ET-19-Federgravimeter. Über Gezeitenanalysen der vorliegenden Daten des SG-056 findet eine Überprüfung dessen statt. Außerdem wird untersucht, ob zeitliche Variationen der Gravimeterfaktoren auftreten und so eine Überprüfung der Daten auf Störungen durchgeführt.

Bei der Installation des Messgeräts bestand außerdem die Hoffnung, dass durch hydrologische Effekte verursachte Schwereänderungen, durch die Unterbringung im Stollne, der sich in Granit befindet, klein sind. Daher stellt sich die Frage, ob hydrologische Effekte in den Schweredaten nachgewiesen werden können und falls das der Fall ist, wie groß diese sind.

Die in Kapitel 6 beschriebenen Gezeitenanalysen der vorliegenden Stundendaten, die als Referenz für weitere Untersuchungen verwendet werden, zeigen, dass die Gravimeterfaktoren für Wellengruppen mit größeren Frequenzen als der von MM den zu erwartenden Werten entsprechen bzw. Abweichungen zeigen, die durch bekannte Effekte erklärt werden können. Außerdem weichen für die selben Wellengruppen die Gravimeterfaktoren der beiden Sensoren weniger als eine Standardabweichung von einander ab, was man erwartet, da die beiden Sensoren sehr nah beieinander befinden. Ebenso verhält es sich mit dem Residuum der Gezeitenanalysen, das für die Daten der beiden Sensoren sehr ähnlich ist, auch wenn ein nicht korrigierter Sprung in dem von G2 stellenweise zu einer größeren Abweichung von etwa $7 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$ führt. Dagegen ergibt der Vergleich der für SG-065 bestimmten Gravimeterfaktoren, mit denen des ET-19-Federgravimeters (Wenzel, 1997a), dass größere Abweichungen bei den Faktoren der Wellengruppen O1, M1, K1, ψ_1 , ϕ_1 , M2, L2, S2 und M3M6 auftreten. Vermutlich lassen sich die Unterschiede für die meisten Wellengruppen z.T. darauf zurückführen, dass die Datensätze, die zur Bestimmung verwendet werden aus unterschiedlichen Zeiträumen stammen, nämlich für SG-056 aus den Jahren 2010 und 2011, während die ET-19-Daten von 1991 stammen, wodurch sich äußere Einflüsse auf die Schweremessung unterscheiden. Gravimeterfaktoren, die von äußeren Effekten beeinflusst werden, wie z.B. M2 durch die Auflast der Ozeangezeiten oder S2 durch meteorologische Effekte, würde dann andere Wert liefern. Allerdings kann keine Erklärung für die starke Abweichung von $\Delta\delta = 0.04668$ zwischen den Gravimeterfaktoren von L2 gefunden werden, obwohl sich, wie in Kapitel 8 und hier weiter unten ausgeführt, Hinweise auf mögliche

Ursachen ergeben.

Dem eben beschriebenen Vergleich liegt die Vorstellung zu Grunde, dass die Gravimeterfaktoren, die die Reaktion der Erde auf die Anregung durch die Gezeiten beschreiben zeitlich konstant sind, wenn sich die Eigenschaften der Erde nicht ändern. Um dies zu überprüfen werden gleitende Analysen durchgeführt und in Kapitel 7 dargestellt. Dabei wird der gesamte Datensatz von 764 d Länge in kleinere Zeitfenster eingeteilt und diese einzeln analysiert, sodass man Änderungen der Gravimeterfaktoren beobachten kann. Hier werden gleitenden Analysen mit Zeitfenstern von 90 d und 60 d, jeweils in einem Abstand von 2 d, durchgeführt. Dabei äußern sich zeitlich stark begrenzte Störungen, durch eine Erhöhung oder Erniedrigung eines oder mehrerer Gravimeterfaktoren, je nach Frequenzgehalt der Störung, über die Länge des in der Analyse verwendeten Zeitfensters. Solche Störungen in den Daten können so identifiziert werden.

Tatsächlich zeigt sich, dass die Gravimeterfaktoren von M2 und O1 Variationen in einer Größenordnung von 10^{-4} aufweisen, die deutlich größer als die Standardabweichungen sind. Speziell der Gravimeterfaktor von M2 zeigt ein Minimum von etwa $4.5 \cdot 10^{-4}$ ca. beim 01.07.2010, das die Breite der verwendeten Zeitfensters aufweist und ein Maximum von $5.8 \cdot 10^{-4}$ im März 2010, das unabhängig vom Zeitfenster eine Breite von ca. fünf Monaten hat. Zeitgleich kann eine betragsmäßige Abnahme des Luftdruckkoeffizienten von ca. $-3.4 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ auf ungefähr $-2.6 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ beobachtet werden.

Bei den Gravimeterfaktoren anderer Wellengruppen treten z.T. noch größere, zeitliche Änderungen auf.

Außerdem zeigen die Gravimeterfaktoren von K1 und S2 eine Variation mit halbjährlicher Periode, die vermutlich im Fall von S2 z.T. auf den Einfluss meteorologischer Effekte zurückgeführt werden kann.

Beim Vergleich der gleitenden Analysen der Daten der beiden Sensoren treten ebenfalls signifikante Abweichungen auf, auch wenn der grundsätzliche Verlauf ähnlich ist.

Versätze in der Gravimeterfaktoren O1, J1 und OO1 in einer Größenordnung von 10^{-3} sowie sprunghaften Erhöhungen des RMS-Residuums um bis zu 0.4 nms^2 führen zu der Annahme, dass in jedem der beiden Datensätze Störungen auftreten. Die betroffenen Zeitbereiche sind ca. zwischen dem 10.01.2010 und dem 10.04.2010, dem 01.05.2010 und dem 10.08.2010 sowie dem 01.03.2011 bis zum Ende der Zeitreihe. Allerdings liefert der Vergleich der RMS-Residuen der gleitenden Analysen der Daten der beiden Sensoren in dem als zweites genannte Zeitraum, in dem zwar in beiden sprunghafte Erhöhungen auftreten, aber mit einem Versatz von ca. 10 Tagen, den Hinweis, dass jeweils in beiden Sensoren eine Störung auftritt, die beim anderen nicht vorkommt.

Daher werden die Residuen der Gezeitenanalyse des gesamten Datensätze in diesen Zeitbereichen genauer untersucht. Für beide Sensoren können drei Störungen identifiziert werden. In den Residuen treten vom 26.02.2010 bis zum 27.02.2010 eine Störung von ca. $28 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, die einer einzelnen Schwingung mit ganztägiger Periode gleicht und am 11.03.2011 eine ähnliche von ca. $14 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ mit einer scheinbaren Frequenz zwischen einem und zwei cpd. Außerdem ist in dem oben als zweites genannten Zeitbereich, vom 01.05.2010 bis 10.08.2010, im Residuum von G1 vom 26.06.2010 bis 28.06.2010 eine ähnliche Störung von $7 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, in Form mehrerer halbtägiger Schwingungen, zu sehen, die in dem von G2 nicht erkennbar ist. Dafür weist dieses am 05.07.2010 einen Sprung, von ca. 18 fracnms^2 auf. Beim Vergleich mit den Rohdaten zeigt sich, dass diese Stellen, abgesehen von dem Sprung in den Daten von G2, bei der Prozessierung, z.B. wegen der Übersteuerung des Gerätes durch Erdbeben, ausgeschnitten und interpoliert wurden, was offenbar zu den beobachteten Artefakten führt.

Durch das Ausschneiden dieser Bereiche und die anschließenden gleitenden Analyse kann gezeigt werden, dass die beobachteten Erhöhungen und Erniedrigung in den Gravimeterfaktoren und auch das stellenweise vergrößerte RMS-Residuum durch diese Störungen

verursacht werden. Diese wirken sich abhängig ihrer Frequenzen auf die verschiedenen Wellengruppen unterschiedlich stark aus. Für den Gravimeterfaktor von M2 ergibt sich dadurch eine Reduktion des Minimums um $2 \cdot 10^{-4}$ und des Maximums um $1 \cdot 10^{-4}$, aber seine Variationen werden dadurch nicht vollständig erklärt.

Diese Störungen haben im Fall der kurzen Zeitfenster in der gleitenden Analyse relativ deutliche Auswirkungen, der Vergleich der oben beschriebenen Ergebnisse der Referenzanalyse aus Kapitel 6 mit der Gezeitenanalyse des selben Datensatzes nach Ausschneiden der Störungen zeigt, dass diese auf die gesamte Dauer gesehen keinen großen Effekt auf die Gravimeterfaktoren haben.

Es wird nun der Versuch unternommen, die Variationen der Gravimeterfaktoren zu erklären. Dabei muss angemerkt werden, dass Kapitel 7 bereits verfasst war, als die Ergebnisse aus Kapitel 8 entstanden. Aus Zeitgründen konnten die Inhalte von Kapitel 7 nicht entsprechend geändert werden.

Für einige Wellengruppe, wie K1 und N2 scheint ein Zusammenhang zwischen der Variation des Gravimeterfaktors mit der Schwebung der Beschleunigungen der dazugehörigen Wellengruppe, die hier mit *Predict* berechnet wird, zu bestehen. Für N2 kann dies gezeigt werden. Das Spektrum der Wellengruppe enthält zwei Peaks bei 1.89564 cpd und 1.90080 cpd. Die Schwebungsfrequenz beträgt dann $5.16 \cdot 10^{-3}$ cpd und es kann eine Entsprechung im Spektrum des Gravimeterfaktors von N2 gefunden werden. Es wird vermutet, dass die tatsächlich in der Wellengruppe auftretenden Tiden, andere Gravimeterfaktoren haben, als die die in *Analyze* angenommen werden. Dies würde zu unterschiedlichen Schwebungsamplituden der tatsächlich gemessenen und der von *Analyze* angenommen Wellengruppe führen. Der Gravimeterfaktor würde dann in Abhängigkeit der Lage des Zeitfensters größer oder kleiner gewählt als der tatsächliche. In Kapitel 8 ergibt sich, dass das für K1 tatsächlich der Fall ist, allerdings nicht aus den hier vermuteten Gründen, die Beeinflussung durch äußere Effekte, sondern wahrscheinlich dadurch, dass sich die Gravimeterfaktoren, die *Analyze* für die Tide, die vom NDFW beeinflusst werden setzt, anders sind, als die die tatsächlich in den Daten auftreten.

Für M2 ist allerdings kein solcher Zusammenhang erkennbar, daher wird zunächst durch den Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analysen von Daten aus Straßburg, Bad Homburg, Membach, Moxa und Sutherland überprüft, ob ein lokales Phänomen die Variationen der Gravimeterfaktoren verursacht. Tatsächlich zeigt sich, dass einigen Variationen bei mehreren Stationen auftreten und besondere die Gravimeterfaktoren der mitteleuropäischen sehr ähnliche Verläufe aufweisen. In Kapitel 8 kann dann für einige Fälle gezeigt werden, wie bereits erwähnt, dass die Variationen z.T. durch die gleitenden Analyse selbst entstehen, aber speziell für M2 ergeben sich keine Hinweise, dass die beobachteten, langperiodischen Änderungen keinen natürlichen Ursprung haben. Für M2 zeigt sich, dass die Verläufe des Gravimeterfaktors vor allem für G1, Moxa und Bad Homburg, sehr ähnlich sind. Nach Entfernen der unterschiedlichen Mittelwerte des Gravimeterfaktors dieser drei Stationen weichen sie ab ca. dem 01.05.2010 abgesehen vom Bereich zwischen dem 01.01.2011 und 20.02.2011 um weniger als eine Standardabweichung von einander ab. Außerdem wird bei allen europäischen Stationen, abgesehen von Moxa, ebenfalls die zeitgleiche, betragsmäßige Abnahme des Luftdruckregressionsfaktors um ungefähr $1 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2} / \text{hPa}$, mit dem Maximum im M2-Gravimeterfaktor beobachtet. Bei Moxa ist dieser Effekt auch zu sehen, allerdings weicht er in Verlauf und Größe des Effekts von den anderen Stationen ab. Da M2 bekanntermaßen von ozeanischen Effekten beeinflusst wird, ist dies die naheliegendste Quelle für die Variation des Gravimeterfaktors, wenn man davon ausgeht, dass sie nicht durch die gleitenden Analyse an sich hervorgerufen wird. Außerdem besteht eine Kopplung zwischen den Ozeanen und dem Luftdruck, sodass so möglicherweise auch den Effekt im Regressionskoeffizienten erklärt werden kann. Der Vergleich mit monatlich gemittelten Pegelständen des Permanent Service for Mean Sea Level zeigen aber keinen Zusammenhang mit der Variation von M2.

Auch für Sutherland ergeben sich ähnliche Verläufe in den Gravimeterfaktoren, die allerdings ebenfalls z.T. durch die gleitenden Analyse zu Stande kommen. Der Gravimeterfaktor von M2 weist dagegen ein deutlich anderes Verhalten als der der mitteleuropäischen Stationen auf, was ebenfalls dafür spricht, dass die in M2 beobachteten Effekte nicht durch die gleitenden Analyse verursacht werden.

Im Gegensatz zu den mitteleuropäischen Stationen, bei denen der Gravimeterfaktor von M2 einen Mittelwert von ca. 1.18 hat, weist der von Sutherland einen Mittelwert von ca. 1.16 auf. Dies könnte daran liegen, dass sich die Ozeanauflasteffekte dort möglicherweise aufheben (Zürn, pers. Gespräch, 2013). Entsprechend würde man auch keine ozeanischen Effekte in M2 sehen. Allerdings variiert der Gravimeterfaktor hier mit einer deutlichen Jahresperiode mit einer Amplitude von $7 \cdot 10^{-4}$. Der Luftdruckkoeffizient dagegen weist ungefähr zum selben Zeitpunkt, wie bei den europäischen Stationen ein betragsmäßige Abnahme von ungefähr $1.3 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}/\text{hPa}$ auf. Auch dies spricht für keinen direkten Zusammenhang zwischen dem Luftdruck und M2.

Mit Hilfe von synthetischen Daten wird überprüft, ob die gleitenden Analyse korrekte Ergebnisse liefert. Man erwartet, dass sich dann zeitlich konstante Gravimeterfaktoren ergeben. Dazu werden zunächst zwei mit *Predict* berechnete Datensätze verwendet, die auf unterschiedlichen Wellengruppeneinteilungen basieren. In einem Fall werden 13 Wellengruppen verwendet, bei der alle langperiodischen Anteile und alle Tiden, die vom NDFW beeinflusst werden, in einer Gruppe zusammengefasst sind und einen mit 22 Wellengruppen, die diese Bereiche in mehrere Gruppen unterteilt. Alle Gravimeterfaktoren werden auf 1.16 festgelegt.

Bei der gleitenden Analyse des zuerst genannten Datensatzes erhält man in allen Zeitfenstern und Wellengruppen den Wert 1.16 für den Gravimeterfaktor und die Standardabweichung Null. Im Fall des zweiten ist das aber nicht so. Für alle ganztägigen Wellengruppen weichen die Gravimeterfaktoren um mehr als eine Standardabweichung voneinander ab und zeigen Variationen in einer Größenordnung von 10^{-3} . Die halbtägigen variieren deutlich weniger und liegen im Bereich der Standardabweichungen, auch wenn sie nicht mit der selben Genauigkeit den Wert von 1.16 liefern, wie im Fall des ersten Datensatzes.

Bildet man die Differenz dieser beiden Datensätze erhält man ein Restsignal von ca. $2.3 \frac{\text{nm}}{\text{s}^2}$, das, wie man im Spektrum sieht, Frequenzen aus den Wellengruppen P1, S1, $\psi 1$ und $\phi 1$ enthält.

Die Gezeitenanalysen der beiden Datensätze, die für beide mit den beiden Wellengruppeneinteilungen durchgeführt werden, liefern, im Falle der Verwendung der Wellengruppeneinteilung mit weniger Wellengruppen, für den mit der selben Einteilung berechneten Datensatz für alle Wellengruppen 1.16 für den Gravimeterfaktor und Null für die Standardabweichung. Dagegen ergeben sich für den Datensatz, der mit mehr Wellengruppen gerechnet wird, Gravimeterfaktoren, die nicht genau bei 1.16 liegen und in K1 Abweichungen die größer als die Standardabweichung sind. Für den umgekehrten Fall, d.h. für die Verwendung der feineren Wellengruppeneinteilung, erhält man für den Datensatz, der mit der selben Einteilung berechnet wird, entsprechend dem Ergebnis oben, 1.16 für die Gravimeterfaktoren und Null für die Standardabweichungen. Für den mit der gröberen Einteilung berechneten Datensatz trifft das ebenfalls zu abgesehen für die bereits erwähnten Wellengruppen P1, S1, $\psi 1$ und $\phi 1$. Ihre Gravimeterfaktoren sind $\delta(P1) = 1.17586$, $\delta(S1) = 1.17235$, $\delta(\psi 1) = 1.26830$ und $\delta(\phi 1) = 1.19680$. Unter der Annahme, dass bei der Berechnung in *Predict* die größte Tide so gewählt wird, dass sie den angegebenen Gravimeterfaktor besitzt und die anderen Gravimeterfaktoren für die weiteren Tiden innerhalb der Wellengruppe entsprechend des von *Analyse* angenommenen Erdmodells skaliert sind, ergibt sich der Schluss, dass der Unterschied durch die Berücksichtigung des NDFW zu Stande kommt. Im Fall der groben Wellengruppeneinteilung wird die Frequenzabhängigkeit genauso angesetzt, wie im Erdmodell vorgehen. Bei der feineren Einteilung dagegen, wer-

den die einzelnen Haupttiden, die im ersten Fall durch den NDFW unterschiedlich skaliert sind, alle auf 1.16 gesetzt, was dann in der gleitenden Analyse dazu führt, dass das angenommene Schweresignal der Wellengruppe K1, nicht zu dem passt, dass für den Datensatz K1 berechnet wird. Dies entspricht dem Fall, der oben für die beobachteten Variationen des Gravimeterfaktors von N2 mit der Schwebungsfrequenz der Wellengruppe beschrieben wird.

Zum Vergleich wird ein Datensatz verwendet, der nicht mit *Predict* berechnet wird und bei dem die Gravimeterfaktoren aller Wellengruppen auf 1.16 gesetzt sind. Mit ihm ergeben sich in der gleitenden Analyse für M1, K1 und J1 die selben Variationen, die man auch mit dem mit der feinen Wellengruppeneinteilung in *Predict* berechneten Datensatz erhält. Auch die Variationen in den anderen ganztägigen Wellengruppen sind sehr ähnlich. In den halbtägigen Wellengruppen ergeben sich dann weitere Abweichungen, die in 2N2, N2 und L2 besonders groß sind. Für die anderen halbtägigen sind die Variationen vergleichsweise klein, sodass man annehmen kann, dass sie ebenfalls durch unterschiedlich skalierte Gravimeterfaktoren innerhalb der Wellengruppe hervorgerufen werden, was aber voraussetzen würde, dass *Eterna* auch Gravimeterfaktoren außerhalb des Bereichs des NDFW frequenzabhängig wählt. Selbst wenn das der Fall wäre, ist nicht zu erwarten, dass im halbtägigen Bereich die Gravimeterfaktoren in der selben Größenordnung, wie für den Bereich des NDFW (Dehant, 1987), von 1.16 abweichen. Daher haben die Variationen in 2N2, N2 und L2 wahrscheinlich andere Ursachen.

Der Vergleich der gleitenden Analysen der drei bisher genannten Datensätze mit den Ergebnissen aus Kapitel 7, weist darauf hin, dass einige der dort beobachteten Variationen durch die selben Effekte, die man mit den synthetischen Daten beobachtet, verursacht werden. Speziell mit den Gravimeterfaktoren der Wellengruppen N2 und L2, die sich aus den nicht mit *Predict* berechneten Daten ergeben, zeigen sich Übereinstimmungen. Um im ganztägigen Bereich genauer zu überprüfen, welche Anteile durch die gleitende Analyse verursacht werden, wird mit *Predict* ein Datensatz mit den Gravimeterfaktoren aus der Referenzanalyse für G1 berechnet. Da sich aus den oben erwähnten Untersuchungen ergibt, dass sich die Berücksichtigung des NDFW bei der Berechnung mit *Predict* unter Verwendung der feinen Wellengruppeneinteilung nicht so stark auswirkt, sollte dieser Datensatz näherungsweise dem berechneten entsprechen und daher im ganztägigen Bereich das selben Ergebnis liefern. Wie sich zeigt, ist das auch der Fall. Die Verläufe von M1, K1 und J1 ergeben sich beinahe genauso, wie für die gemessenen Daten. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die Variation in diesen Wellengruppen hauptsächlich durch den Effekt der gleitenden Analyse mit *Analyse* hervorgerufen wird. Für alle anderen Wellengruppen zeigen sich in diesem Fall lediglich Übereinstimmungen in den kurzperiodischen Variationen. Wie bereits erwähnt, ergeben sich, abgesehen von diesen, keine Hinweise darauf, dass die langperiodischen Variationen von M2 durch die gleitende Analyse selbst verursacht werden.

Die obige Betrachtung für die ganztägigen Wellengruppen führt damit zu dem Schluss, dass die Gravimeterfaktoren, die von *Eterna* für den vom NDFW beeinflussten Bereich angenommen werden, nicht mit denen übereinstimmen, die tatsächlich in den gemessenen Daten des SG-056 auftreten. Der Vergleich mit den Ergebnissen der anderen Stationen zeigt, dass das auch für diese der Fall ist.

Während der Untersuchungen der synthetischen Daten zeigt sich, dass der Gravimeterfaktor, der von *Analyse* für L2 bestimmt wird um 0.0278 vom eigentlichen Wert abweichen, was verwunderlich ist, da die Gravimeterfaktoren aus rauschfreien, synthetischen Daten gut zu bestimmen sein sollten. Der daraufhin angestellte Vergleich, mit den bereits erwähnten Gezeitenanalyse, sowie denen der Stationen, die für die gleitenden Analysen in Kapitel 7 verwendet werden, zeigt, dass in all diesen Fällen, eine Abweichung von ca. $\Delta \pm 0.02$ des L2-Gravimeterfaktors auftritt. Die Annahme ist, dass es sich um einen Fehler von *Analyse* handelt, was bisher aber durch Test mit verschiedenen *Eterna*-Versionen, nicht bestätigt

werden kann.

Wie bereits bei den Referenzanalysen angesprochen, sollten die beiden Sensoren von SG-056 das selbe Schweresignal liefern. Eine weitere Möglichkeit dies zu überprüfen ist die Bildung der Differenz der Residuen aus den angesprochenen Analysen. Trifft der erwartete Fall ein, ist diese Null.

Ein solches Verhalten zeigt sich bei SG-056 nicht, dessen Differenz zwischen den Residuen der Analysen der Daten der beiden Sensoren in Kapitel 9 beschrieben wird. Sie nimmt zu Beginn der Zeitreihe von $-10 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ auf vier $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ zu und fällt dann bis ca. Oktober 2010 auf ungefähr Null $\frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ ab. Im Zeitbereich davor, am 05.07.2010 tritt der bereits angesprochene Sprung in den Daten von G2 auf. Dann zeigt sich ein etwa konstantes Verhalten bis ungefähr ein Jahr später ein erneuter Anstieg auftritt. Da in den vorangegangenen Untersuchungen gezeigt wurde, dass die Gezeitenanalyse von verschiedenen Effekten beeinflusst wird, erfolgt die Betrachtung der Differenz der Messdaten. Da nun Drifteffekte im Signal enthalten sind, wird einerseits mit einer Grenzfrequenz von 0.00135 cpd hochpassgefiltert und in einem weiteren Versuch, das Driftpolynome aus der Gezeitenanalyse für jeden Sensor abgezogen. Jedes dieser Verfahren ergibt ein anderes langperiodisches Verhalten der Differenz, was zu dem Schluss führt, dass mit Hilfe keiner der angewendeten Methoden aussagekräftige Schlussfolgerungen gezogen werden können.

Die kürzerperiodischen Variationen sind vor allem auf G2 zurück zu führen, was man im Vergleich mit dem Residuum sieht. Es wird vermutet, dass Einflüsse des Erdmagnetfeldes den oberen Sensor stärker beeinflussen, da er wegen der Zuführung der Elektronik zu den Sensoren, nicht so gut abgeschirmt ist (Zürn et al., 2008). Der Vergleich mit der am BFO gemessenen Flussdichte zeigt teilweise ein gleichzeitige Auftreten von Schwingungen des Residuum mit dem Tagesgang des Magnetfeldes. Allerdings kann kein direkter Zusammenhang nachgewiesen werden, da die Gleichzeitigkeit nicht über den gesamten Datensatz beobachtet werden kann und auch ein anderer Effekt, der im ganztägigen Bereich auftritt dafür verantwortlich sein könnte.

Ein weiterer Punkt ist die Frage nach langperiodischen Anteilen in den Messdaten von SG-056, die nicht von den Gezeiten verursacht werden. Dabei spielt speziell die Hydrologie eine Rolle, die an vielen Stationen große Schwereänderungen hervorruft. Hier werden verschiedene Modelle hinzugezogen, mit deren Hilfe der Einfluss verschiedener Effekte auf die Messdaten überprüft wird. Zur Verfügung standen zwei Korrekturen des Global Geodynamics Project mit drei- und sechstägigen Abtastraten und des Atmospheric attraction computation service, die z.T. mit unterschiedlichen Ansätzen, die Schwereänderungen, die durch atmosphärische und durch sie hervorgerufene ozeanische Effekte verursacht werden, beschreiben. Für die Hydrologie wird einerseits ebenfalls ein GGP-Modell und andererseits der aus lokalen Niederschlagsmessungen berechnete Schwereeffekt verwendet.

Bei der Untersuchung der atmosphärischen Einflüsse werden zunächst Gezeitenanalysen durchgeführt, bei denen zuvor ein Korrekturmodell angewendet wird. Dabei werden verschiedenen Möglichkeiten verglichen. Bei den GGP-Modellen liegen zwei Anteile, nämlich einer für den lokalen und einer für den globalen Bereich vor. Daher kann, anstelle des lokalen Modells, der an der Station gemessenen Luftdruck über die Regression in *Analyze* verwendet werden. Er gibt lokale Effekte wahrscheinlich genauer wieder als ein von einem groben Gitter abhängiges Modell. Bei der atmacs-Korrektur ist es ebenfalls möglich den lokal gemessenen Luftdruck anzuwenden, indem man das mitgelieferte Luftdrucksignal mit einem Faktor von 2 bis 2.5 aus dem Modell abzieht und den gemessenen Luftdruck mit dem selben Faktor hinzuaddiert. Hier muss allerdings angemerkt werden, dass dieses Vorgehen hier nicht zutrifft, bzw. bei Anwendung des Modells in der Gezeitenanalyse zu einer Erhöhung des RMS-Residuums führt. Um mit dem atmacs-Modell eine Verringerung des RMS-Residuums in der Analyse zu erreichen, muss der lokal gemessene

Luftdruck mit einem Faktor von 3.5 in das Modell einbezogen werden, daher wird hier nur dieser Fall diskutiert. Bei den verschiedenen Analyse ergeben sich kleine Abnahmen des RMS-Residuums in einer Größenordnung von 10^{-1} , die in den meisten Fällen einen etwas größeren Betrag hat, wenn der lokale Luftdruck verwendet wird. Allerdings werden dadurch auch die langperiodischen Gravimeterfaktoren beeinflusst, die im Fall von SA in einer Größenordnung von 10^{-1} zunehmen. Nur beim GGP-Modell, das für die Ozeane die 'Inverted Barometer'-Hypothese verwendet, ergibt sich eine Abnahme des Gravimeterfaktors in der selben Größenordnung. Insbesondere wird festgestellt, dass die dreistündige GGP-Modell keine kleineren RMS-Residuen liefern. Betrachtet man die Residuen der Gezeitenanalysen ergeben je nach Fall Reduktionen der Signalanteile in verschiedenen Frequenzbereichen. Andererseits treten dann in anderen zusätzliche Signalanteile auf. Unter Verwendung des lokal gemessenen Luftdruck sind die Reduktionen am größten, also kann die Anwendung der globalen Korrekturen, einen Teil des Schweresignals erklären. Abgesehen davon, lässt sich keine Aussage darüber treffen, ob ein Modell besser geeignet ist als ein anderes. Ob die Anwendung eines Korrekturmodells sinnvoll ist, hängt wahrscheinlich vom betrachteten Frequenzbereich ab. Für den langperiodischen Bereich ergibt sich aber vermutlich kein echter Vorteil.

Bei der Betrachtung der hydrologischen Modelle muss zunächst der Schwereeffekt der lokalen Niederschlagsmengen berechnet werden. Für den verwendeten Absatz müssen zwei Zeitkonstanten gewählt werden, die das Eindringen des Wassers in und sein Abfließen aus dem Untergrund beschreiben. Um sie zu finden, wird ein Grid Search durchgeführt, der für die zuerst genannte Konstante $\tau_1 = 4.2$ h und die zweite $\tau_2 = 400$ h liefert. Für dieses Fall beträgt das RMS-Residuum $6.515 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$, das hauptsächlich von der Wahl von τ_2 abhängt, was auch für die anderen betrachteten Größen der Fall ist. Betrachtet man dabei das Verhalten der Gravimeterfaktoren der langperiodischen Wellengruppen zeigt sich, insbesondere für SA, dass der Faktor mit zunehmendem τ_2 zunimmt, was bedeutet, dass das Modell offenbar die Variationen in diesem Frequenzbereich nicht erklären kann. Allerdings kann die Wahl eines τ_2 , das in einem Fall zu einem sinnvolleren Wert der Gravimeterfaktoren führt, in einer anderen Wellengruppe einen weniger sinnvollen verursachen.

Beim Vergleich des Einflusses der verschiedenen Korrekturen auf die Gezeitenanalyse, wobei außer dem aus den lokal gemessenen Regenmengen berechneten Schwereeffekt auch die beiden hydrologischen Modelle des GGP verwendet werden, zeigt sich, dass alle zu einer Reduktion des RMS-Residuum um ca. $3 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ führen. Beim Vergleich der Gravimeterfaktoren, die sich für die langperiodischen Wellengruppen ergeben, zeigt sich, dass die verschiedenen Modelle auf die unterschiedlichen Wellengruppen, einen positiven Effekt haben. Im Fall von SA ergibt sich bei allen eine Erhöhung, die bei dem aus lokalen Niederschlagsmessungen berechneten Schwereeffekt mit einem Gravimeterfaktor von 3.15585 allerdings am kleinsten ist. Für die anderen langperiodischen Gravimeterfaktoren liefert besonders die gld-Korrektur Gravimeterfaktoren, die nahe an den erwarteten Werten liegen. Für die aus den lokalen Regenmessungen bestimmte Korrektur sind die Abweichungen davon am größten.

Mit Hilfe einer mit *Predict* für die Gravimeterfaktoren aus der Referenzanalyse, abgesehen von denen der langperiodischen Wellengruppen, die 1.16 gewählt werden, berechneten Zeitreihe und den dort ebenfalls bestimmten Luftdruck- und Driftkoeffizienten wird der Schwereeffekt der Gezeiten, der Polbewegung, des Luftdrucks und der Drift aus den Messdaten elimiert und das übrigbleibende Signal, das noch etwa eine Amplitude von $30 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ besitzt, mit den verwendeten Modellen verglichen. Für den aus lokalen Regenmessungen bestimmten Schwereeffekt ergibt sich eine gute Übereinstimmung der Amplituden. Insbesondere können einige sprunghafte Änderungen in der Schweredifferenz durch diese Korrektur erklärt werden. Auch für die GGP-Modelle ergibt sich teilweise eine gute Übereinstimmung, auch wenn sie langperiodische Variationen enthalten, die in der Schweredifferenz nicht zusehen sind. Speziell im Fall des dreistündigen Korrekturmodells zeigt

sich, dass der dort berechneten Effekt etwas größer zu sein scheint, als er tatsächlich in den Daten auftritt. Bildet man die Differenz der Korrekturen jeweils ein Restsignal mit einer Amplitude von ca. $20 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ übrigbleibt. Im Fall der aus lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Korrekturen könnte es allerdings kleiner sein, wenn auch noch Niederschlagsmengen einbezogen würden, die vor Beginn der Gravimeterzeitreihe gemessen wurden. Diese könnten einen Einfluss auf die Schwere haben, werden hier aber nicht berücksichtigt. Daraus lässt sich auf jeden Fall schließen, dass die Hydrologie einen sichtbaren Einfluss auf die Messung von SG-056 hat, auch wenn die verwendeten Korrekturen des Effekt offenbar nicht vollständig erklären.

Vergleicht man das Signal, das sich nach Eliminierung von Luftdruck, Gezeiten, Polbewegung und Drift ergibt mit dem anderer supraleitender Gravimeter, so zeigt sich, dass der Einfluss der Hydrologie am BFO nicht ganz so groß ist, wie an anderen Stationen, von denen viele einen hydrologischen Schwereeffekt von ca. $50 \frac{\text{mm}}{\text{s}^2}$ zeigen (Boy und Hinderer, 2006). Allerdings werden bei den zum Vergleich verwendeten Ergebnissen, zusätzlich zu den bereits für das SG-056 erwähnten Effekten, die Einflüsse der Ozeangezeiten korrigiert, daher muss der obige Vergleich als grobe Einschätzung betrachtet werden.

Literatur

- Bartels J., 1957. Gezeitenkräfte. In: S. Flügge (Herausgeber), *Handbuch der Physik*. Springer, Berlin, Band 48: Geophysik : 2. Geophysics 2.
- Berckhemer H., 1997. Grundlagen der Geophysik. Wissenschaftl. Buchges., Darmstadt, 2. Ausgabe.
- Bouzard C. und Gambis D., 2009. The combined solution C04 for earth orientation parameters consistent with international terrestrial reference frame 2005. In: H. Drewes (Herausgeber), *Geodatic Reference Frames*. Springer, Berlin, International Association of Geodesy Symposia, Seiten 265–270.
- Boy J.P., Gegout P. und Hinderer J., 2002. Reduction of surface gravity data from global atmospheric pressure loading. *Geophysical Journal International*, 149: 534–545.
- Boy J.P. und Hinderer J., 2006. Study of the seasonal gravity signal in superconducting gravimeter data. *Journal of Geodynamics*, 41: 227–233.
- Boy J.P., L.Longuevergne, Boudin F., Jacob T., Lyard F., Llubes M., Florsch N. und Esnault M.F., 2009. Modelling atmospheric and induced non-tidal oceanic loading contributions to surface gravity and tilt measurements. *Journal of Geodynamics*, 48: 182–188.
- Boy J.P. und Lyard F., 2008. High-frequency non-tidal ocean loading effects on surface gravity. *Geophysical Journal International*, 175: 35–49.
- Bronštejn I.N. (Herausgeber), 2001. Taschenbuch der Mathematik. Deutsch, Thun, 5. Ausgabe.
- Dehant V., 1987. Tidal parameters for an inelastic earth. *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 49: 97–116.
- Farrell W., 1972. Deformation of the earth by surface loads. *Review of Geophysics*, 10: 764–797.
- Forbriger T., Gottschämmer E., U. Kästner M.M., Seitz K., Wawerzinek B., Westerhaus M., Widmer R., Zürn W. und Altmann J., 2009. Skriptum zum Feldpraktikum. Gravimetrie.
- Gerthsen C., 2006. Gerthsen Physik. Springer, Berlin, Heidelberg, 23te Ausgabe.
- Harnisch G. und Harnisch M., 2006. Hydrological influences in long gravimetric data series. *Journal of Geodynamics*, 41: 276–287.
- Hartmann T. und Wenzel H.G., 1995a. Catalogue HW95 of the tide generating potential. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres*, 123: 9278–9301.
- Hartmann T. und Wenzel H.G., 1995b. The HW95 tidal potential catalogue. *Geophysical Research Letters*, 22: 3553–3556.

- Häfner R. und Widmer-Schmidrig R., 2013. Signature of 3-D density structure in spectra of the spheroidal free oscillation ${}_0S_2$. *Geophysical Journal International*, 192: 285–294.
- Hinderer J., Crossley D. und Warburton R., 2007. Gravimetric methods - superconducting gravity meters. In: G. Schubert (Herausgeber), *Geodesy*, Elsevier B.V., Band 3 von *Treatise on Geophysics*, Kapitel 3.04, Seiten 65–120.
- Jentzsch G., 1997. Earth tides and ocean tidal loading. In: H. Wilhelm, W. Zürn und H.G. Wenzel (Herausgeber), *Tidal phenomena : with 30 tables*. Springer, Berlin, Lecture notes in earth sciences ; 66, Seiten 145–171.
- Kertz W., 1995. Einführung in die Geophysik, Band 1: Erdkörper. Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg, unveränd. Nachdr. d. Aufl. von 1992. Ausgabe.
- Klügel T. und Wziontek H., 2009. Correcting gravimeters and tiltmeters for atmospheric mass attraction using operational weather models. *Journal of Geodynamics*, 48: 204–210.
- Kroner C. und Weise A., 2011. Sensitivity of superconducting gravimeters in central Europe on variations in regional river drainage basins. *Journal of Geodynamics*, 85: 651–659.
- Longuevergne L., Boy J., Florsch N., Viville D., Farhat G., Ulrich P., Link B. und Hinderer J., 2009. Local and global hydrological contributions to gravity variations observed in Strasbourg. *Journal of Geodynamics*, 48: 189–194.
- Merriam J., 1992. Atmospheric pressure and gravity. *Geophysical Journal International*, 109: 149–500.
- Munk W. und Hasselmann K., 1964. Super-resolution of tides. *Studies on Oceanography*, Seiten 339–344.
- Schüller K., 1976. Ein Beitrag zur Auswertung von Erdgezeitenregistrierungen. Dissertation, Bonn.
- Torge W., 1989. Gravimetry. de Gruyter, Berlin.
- van Camp M. und Vauterin P., 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and earth tides. *Computers and Geosciences*, 31: 631–640.
- Vauterin P. und van Camp M., 2011. TSoft Manual. Royal Observatory of Belgium, Bruxelles.
- Wahr J., 1981. Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless earth. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 64: 677–703.
- Wang R., 1994. Effect of rotation and ellipticity on earth tides. *Geophysical Journal International*, 117: 562–565.
- Wang R., 1997. Tidal response of the solid earth. In: H. Wilhelm, W. Zürn und H.G. Wenzel (Herausgeber), *Tidal phenomena : with 30 tables*. Springer, Berlin, Lecture notes in earth sciences ; 66, Seiten 27–57.
- Weise A., Kroner C., Abe M., Creutzfeldt B., Förste C., Günter A., Ihde J., Jahr T., Jentzsch G., Wilmes H., Wziontek H. und Petrovic S., 2012. Tackling mass redistribution phenomena by time-dependent GRACE- and terrestrial gravity observations. *Journal of Geodynamics*, 59: 82–91.
- Wenzel H., 1996. The nanogal software: Earth tide processing package ETERNA 3.30. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres*, 124: 9425–9439.

- Wenzel H.G., 1997a. Analysis of earth tide observations. In: H. Wilhelm, W. Zürn und H.G. Wenzel (Herausgeber), *Tidal phenomena : with 30 tables*. Springer, Berlin, Lecture notes in earth sciences ; 66, Seiten 59–75.
- Wenzel H.G., 1997b. Manual Eterna. Black Forest Observatory, Universität Karlsruhe, Karlsruhe.
- Wenzel H.G., 1997c. Tide-generating potential for the earth. In: H. Wilhelm, W. Zürn und H.G. Wenzel (Herausgeber), *Tidal phenomena : with 30 tables*. Springer, Berlin, Lecture notes in earth sciences ; 66, Seiten 9–26.
- Westerhaus M., 2009/2010. Vorlesungsfolien zu Rezente Geodynamik. Gezeiten.
- Widmer-Schnidrig R., Forbriger T., Duffner P. und Zürn W., 2012. Das supraleitende Doppelkugelgravimeter am BFO — langperiodische Signale und Instrumentendrift. In: *72. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*. Hamburg.
- Woodworth P. und Player R., 2003. The Permanent Service for Mean Sea Level: an update to the 21st century. *Journal of Coastal Research*, 19: 287–295.
- Zürn W., 1997. The nearly-diurnal free wobble-resonance. In: H. Wilhelm, W. Zürn und H.G. Wenzel (Herausgeber), *Tidal phenomena : with 30 tables*. Springer, Berlin, Lecture notes in earth sciences ; 66, Seiten 95–109.
- Zürn W., Forbriger T. und Widmer-Schnidrig R., 2008. Magnetfeldeinflüsse auf Doppelkugel-Supraleitgravimeter. In: *Arbeitskreis Geophysik Geodäsie*. Hirschegg.

Anhang

A. Zeitliche Änderungen der Gravimeterfaktoren

A.1. Vergleich der gleitenden Analysen von G1 und G2

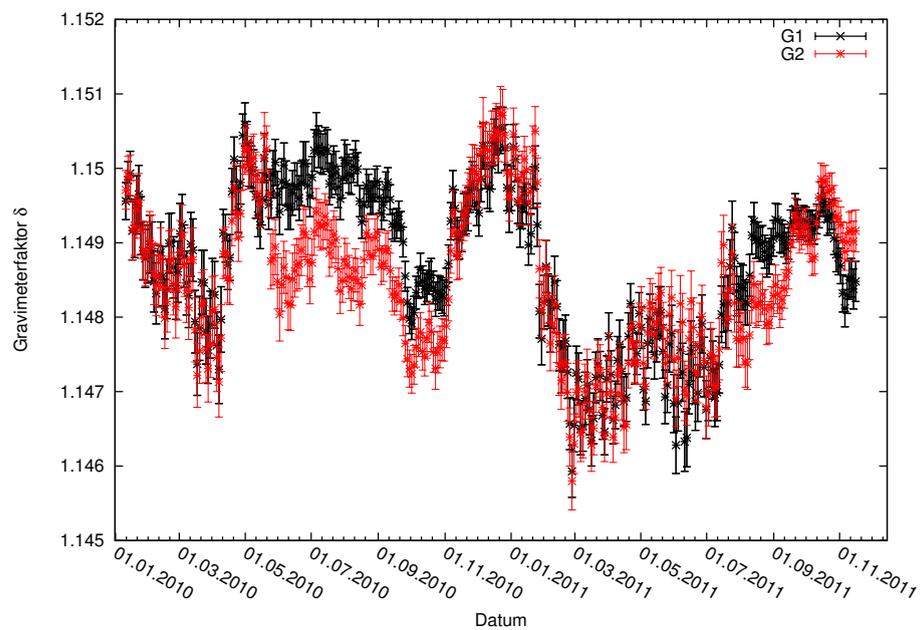


Abbildung A.1.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von Q1 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

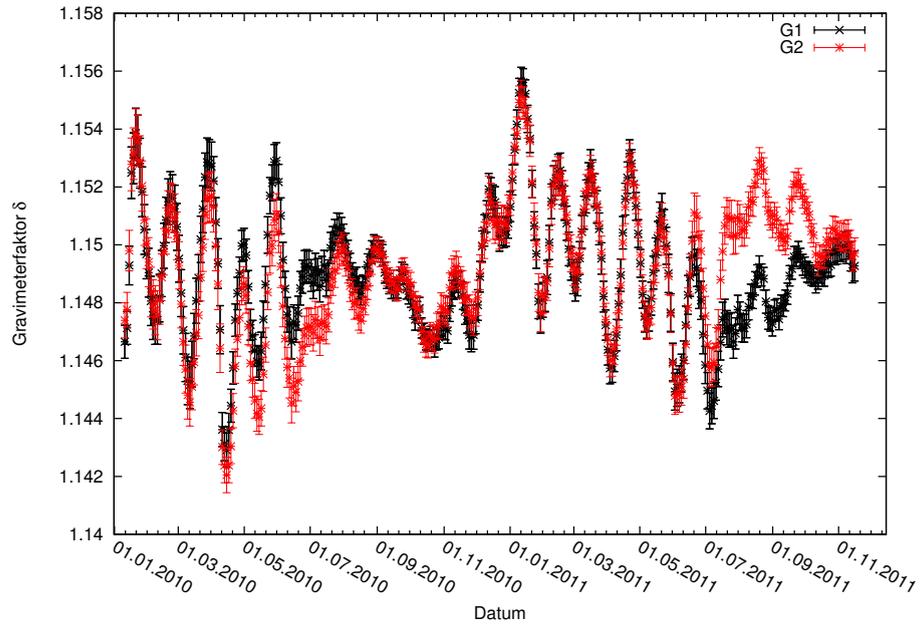


Abbildung A.2.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M1 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

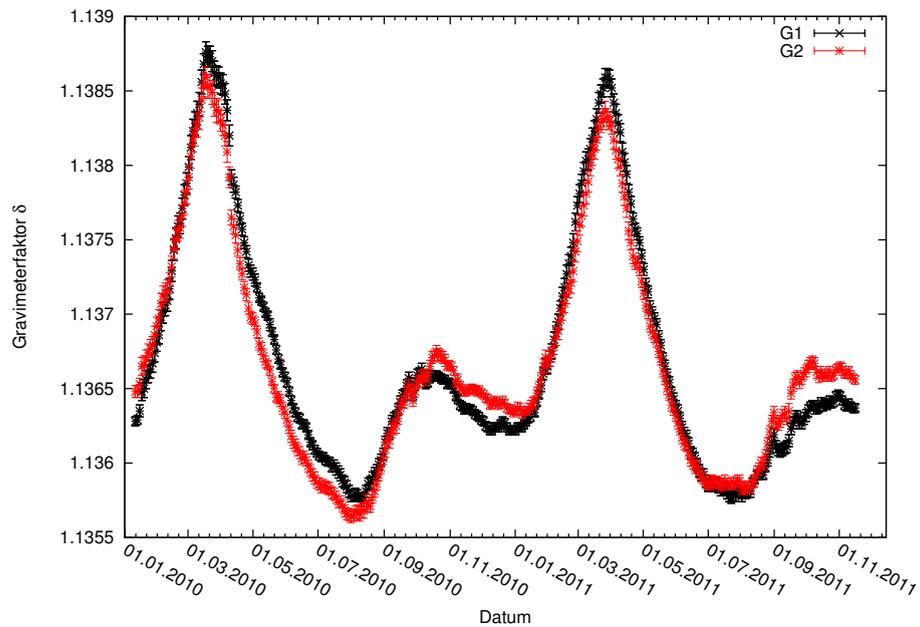


Abbildung A.3.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von K1 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

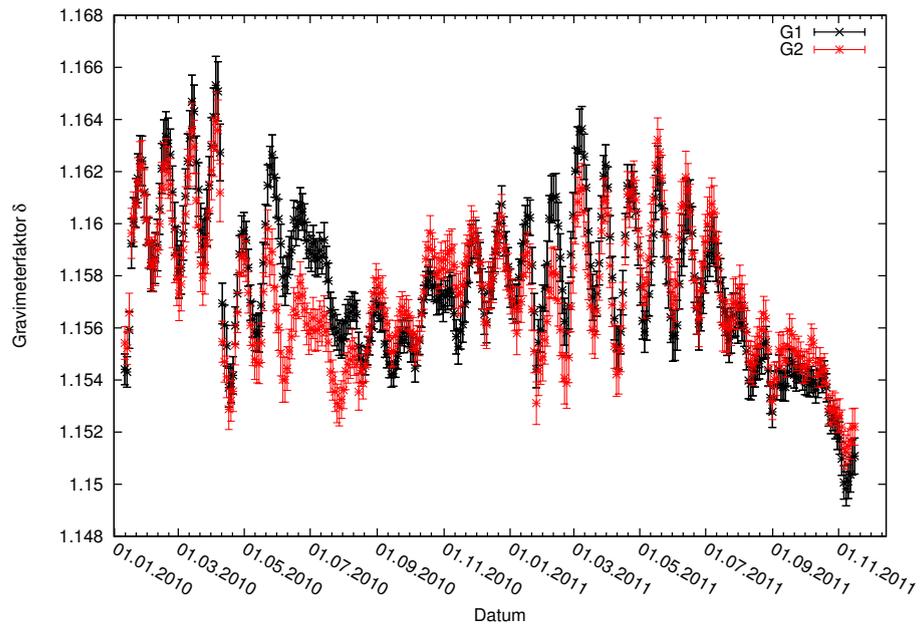


Abbildung A.4.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von J1 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

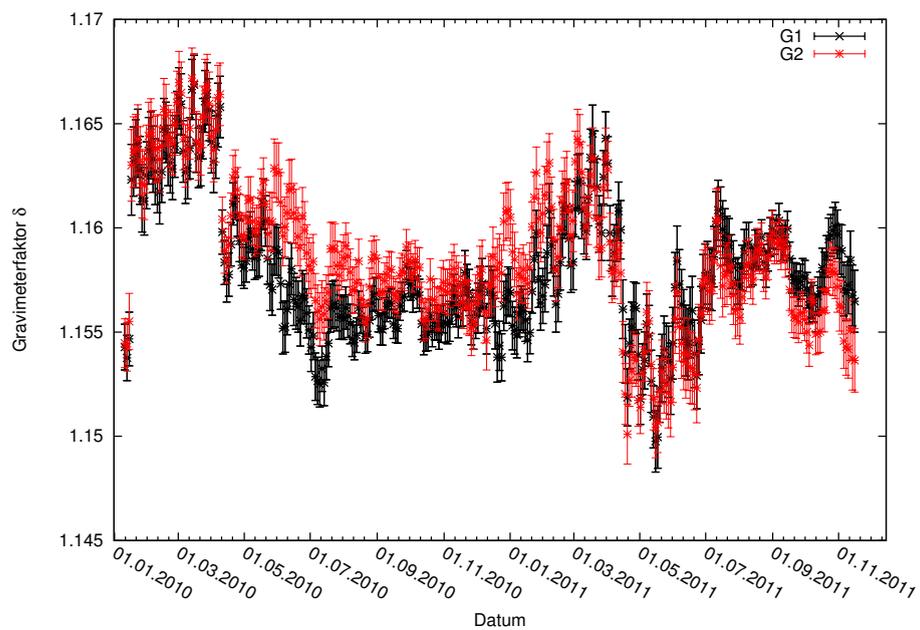


Abbildung A.5.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von OO1 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

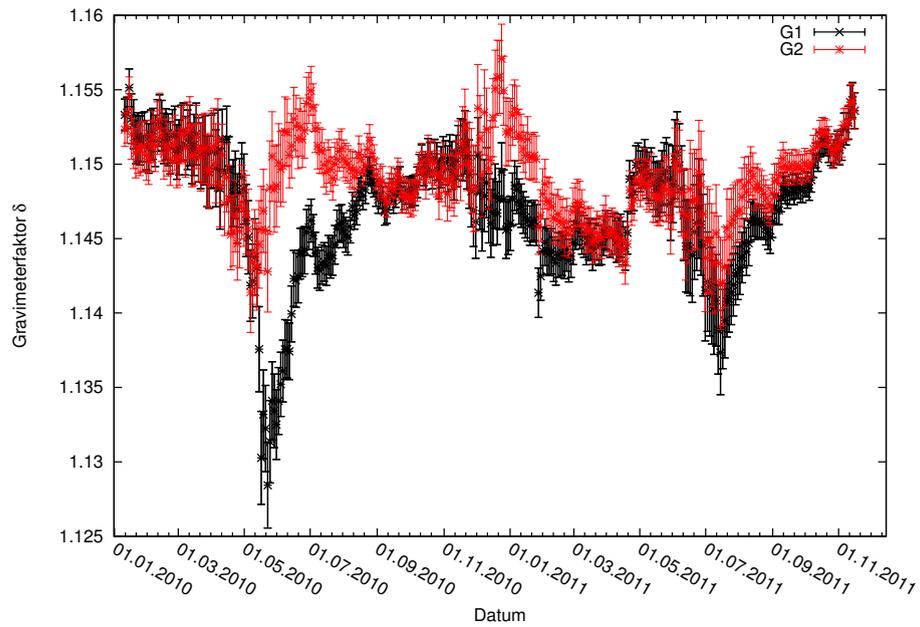


Abbildung A.6.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von 2N2 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

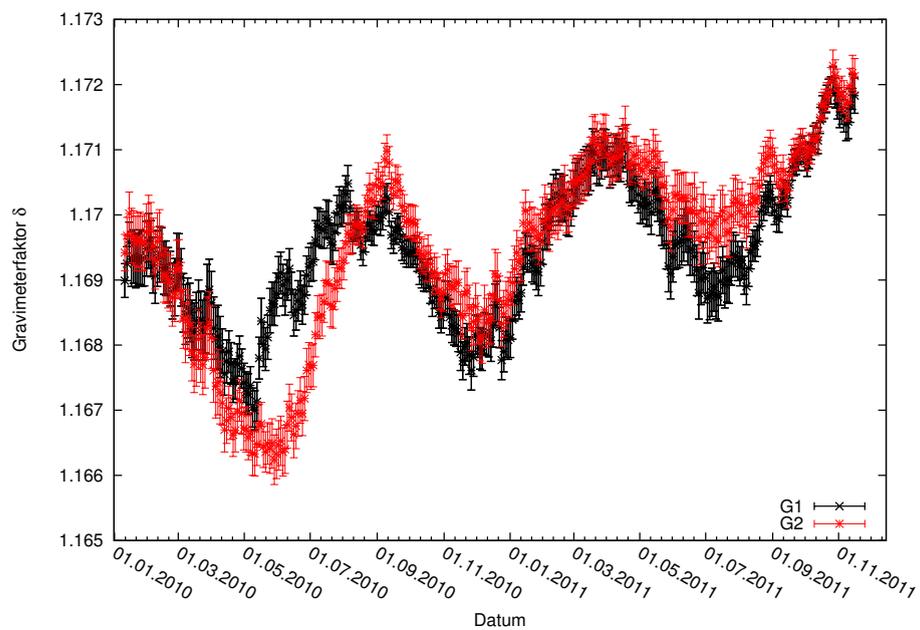


Abbildung A.7.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von N2 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

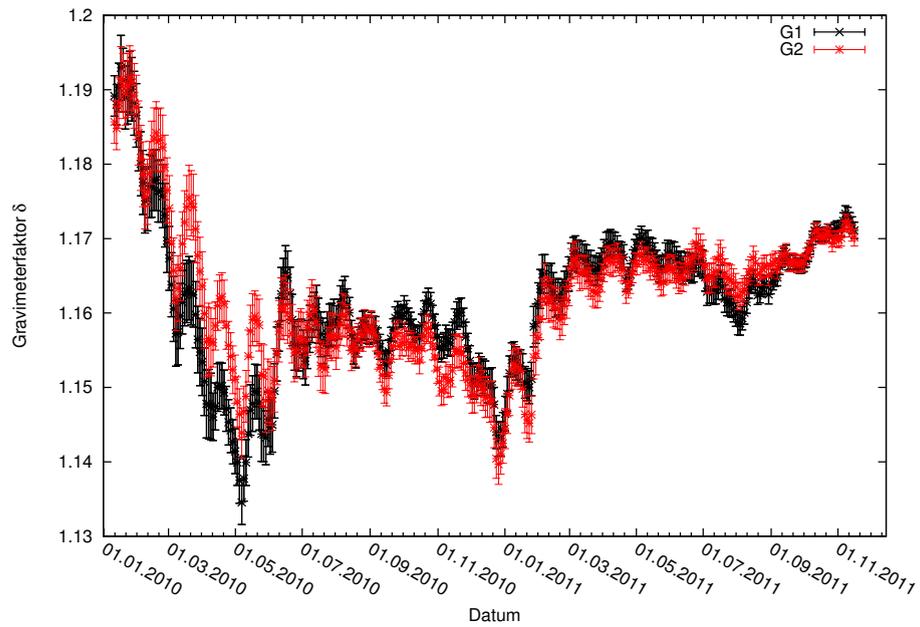


Abbildung A.8.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von L2 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

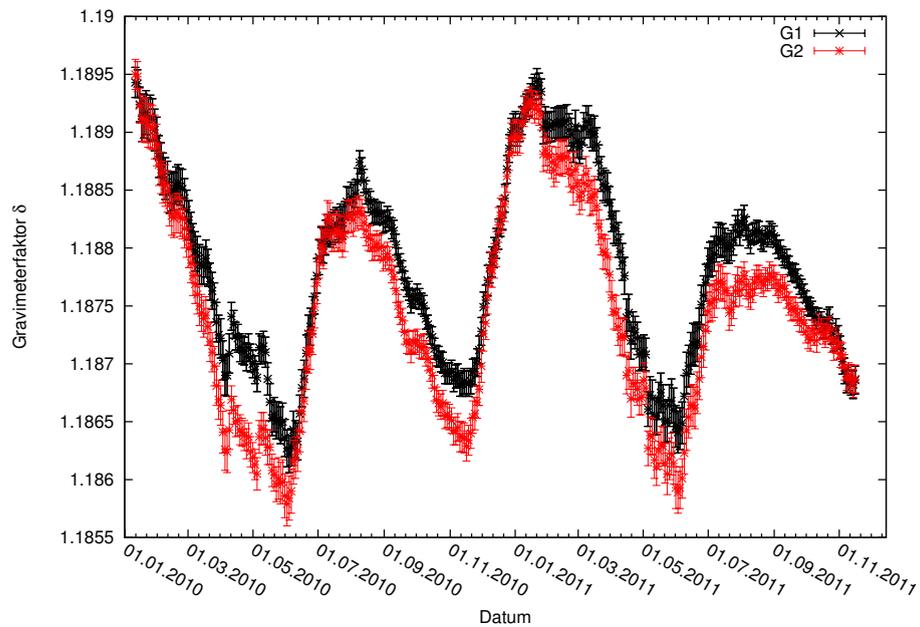


Abbildung A.9.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von S2 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

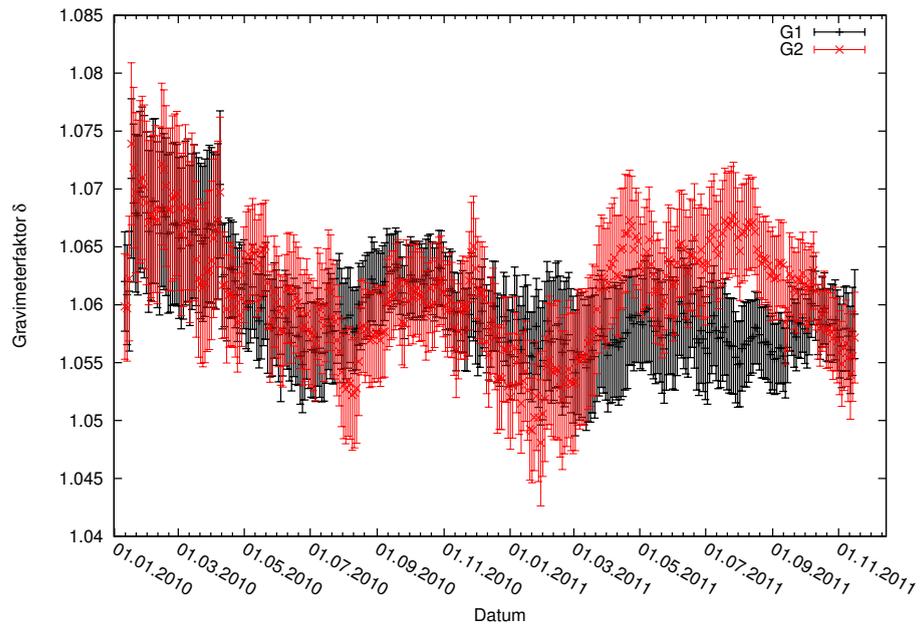


Abbildung A.10.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M3M6 über das Datum jeweils für G1 in Schwarz und G2 in Rot.

A.2. Vergleich verschiedener Zeitfensterlängen

A.2.1. G1

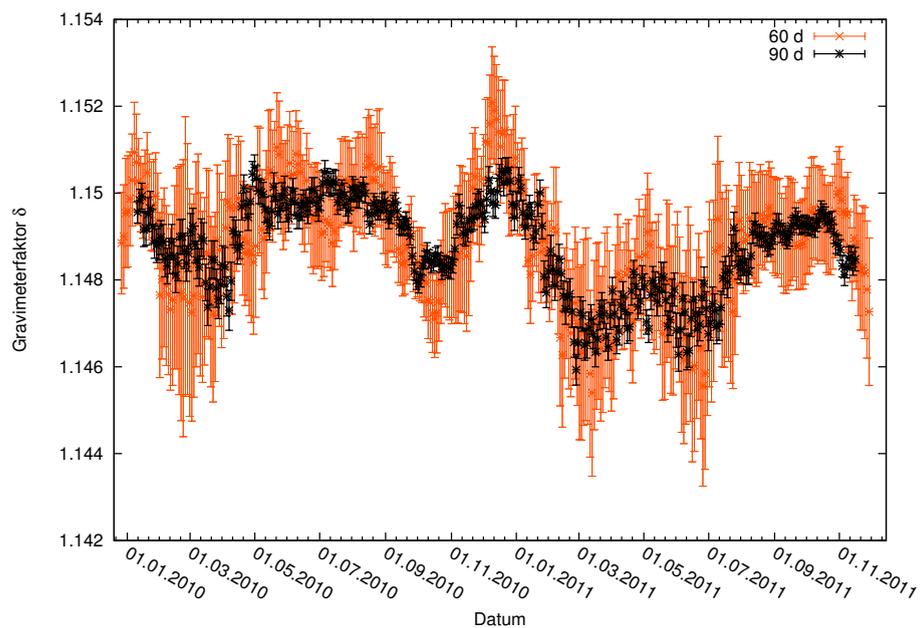


Abbildung A.11.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von Q1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

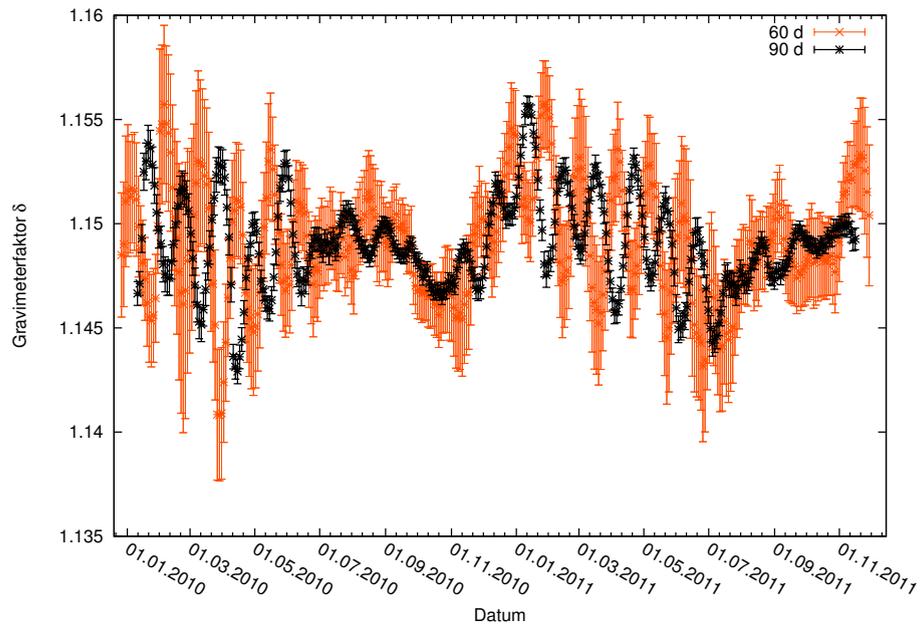


Abbildung A.12.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

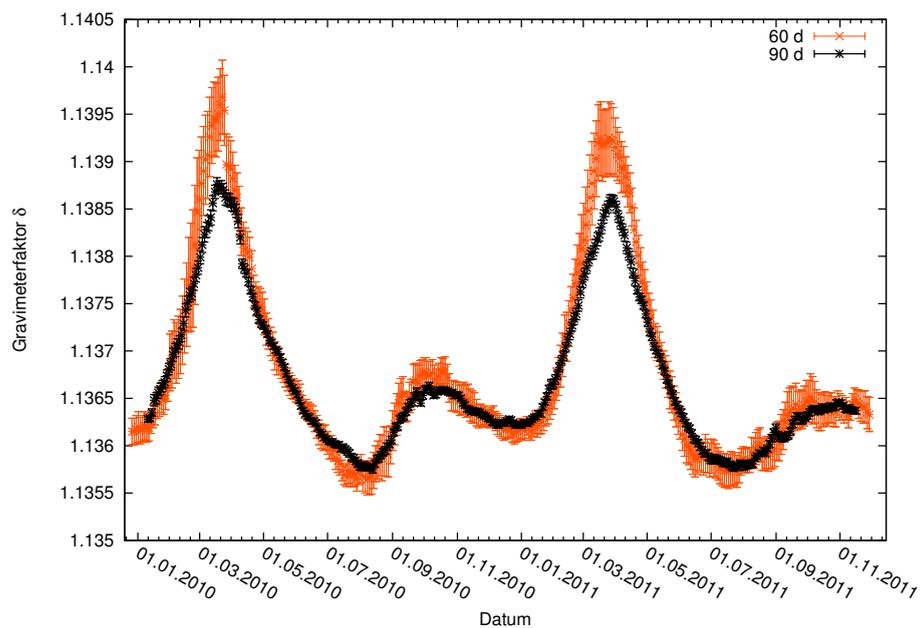


Abbildung A.13.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von K1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

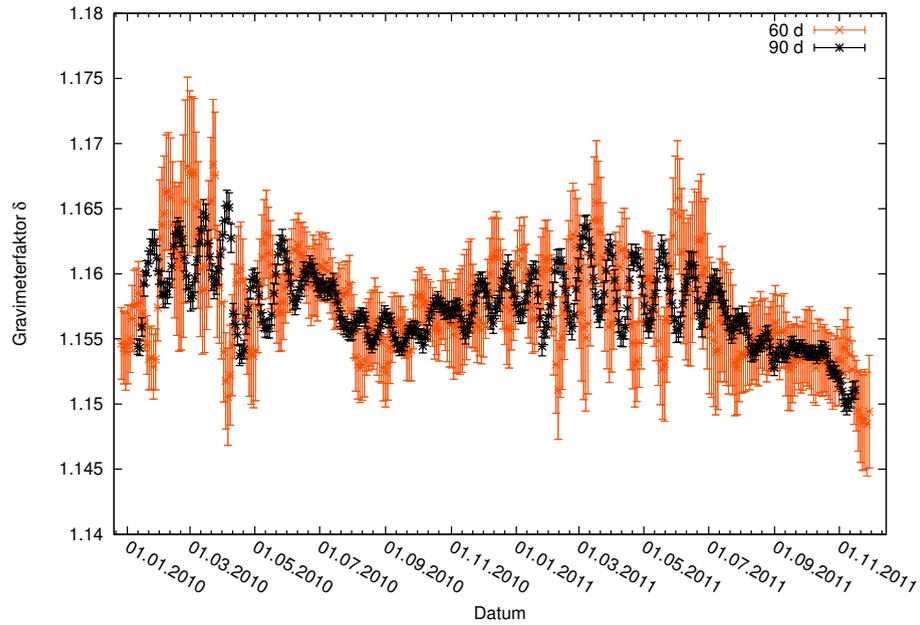


Abbildung A.14.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von J1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

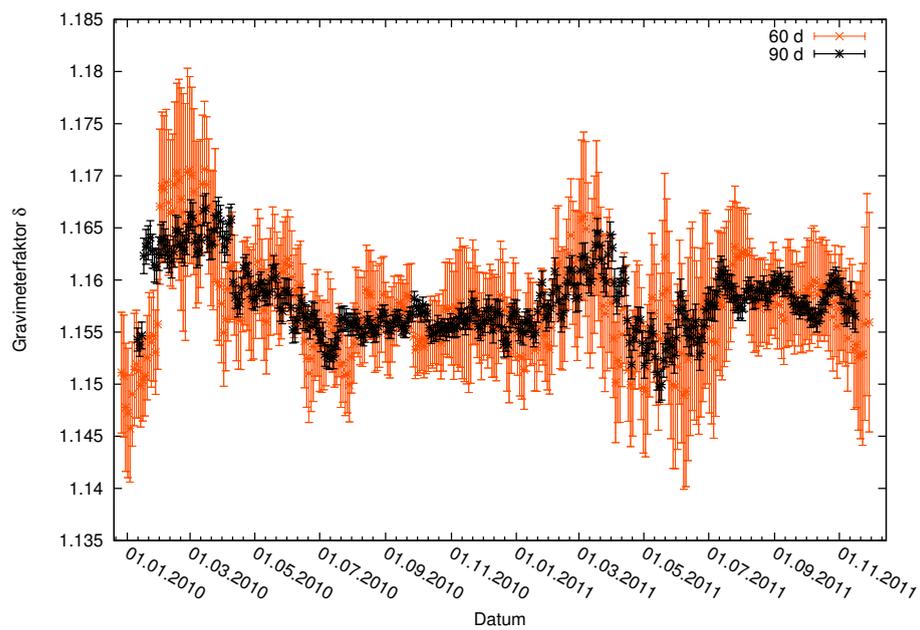


Abbildung A.15.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von OO1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

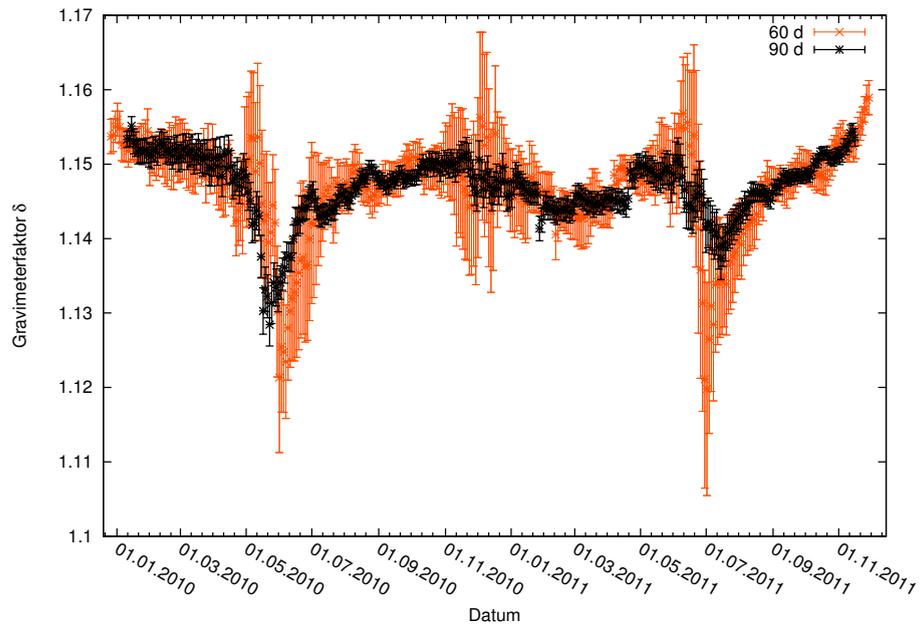


Abbildung A.16.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von 2N2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

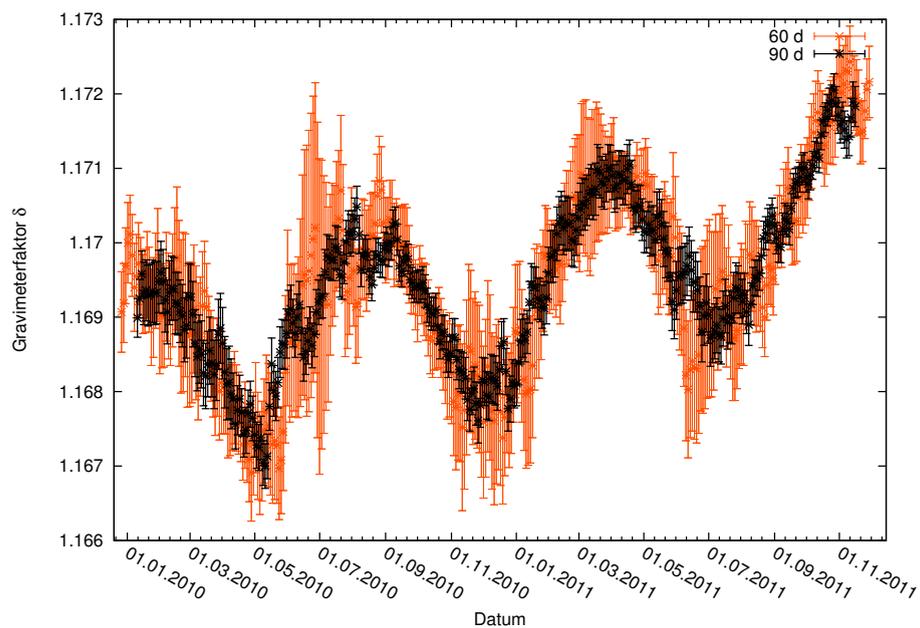


Abbildung A.17.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von N2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

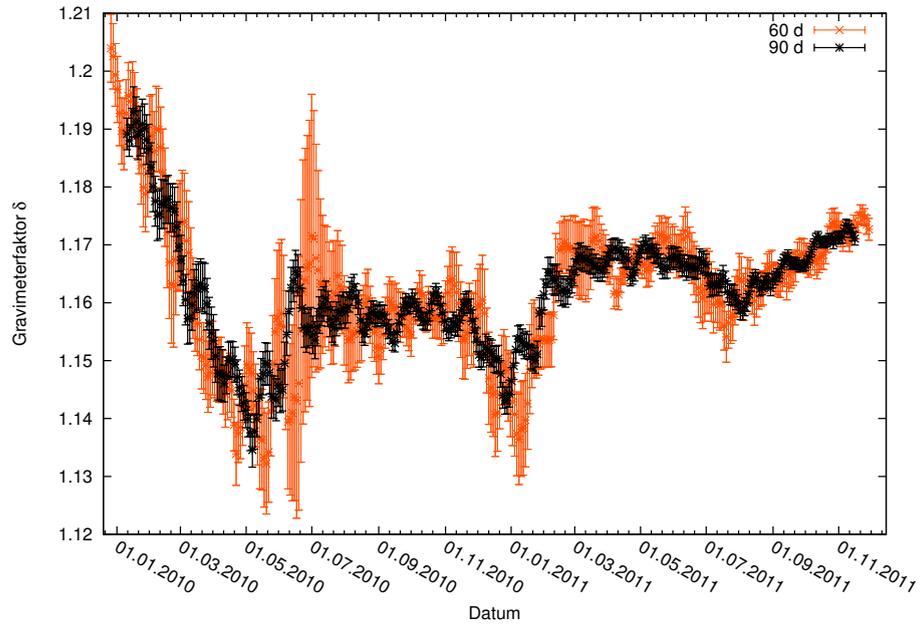


Abbildung A.18.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von L2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

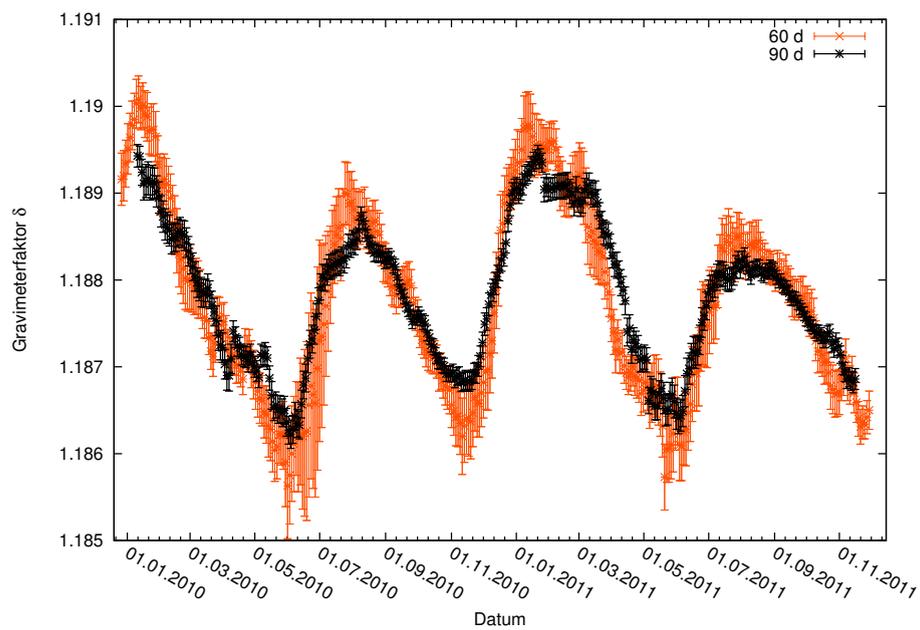


Abbildung A.19.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von S2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

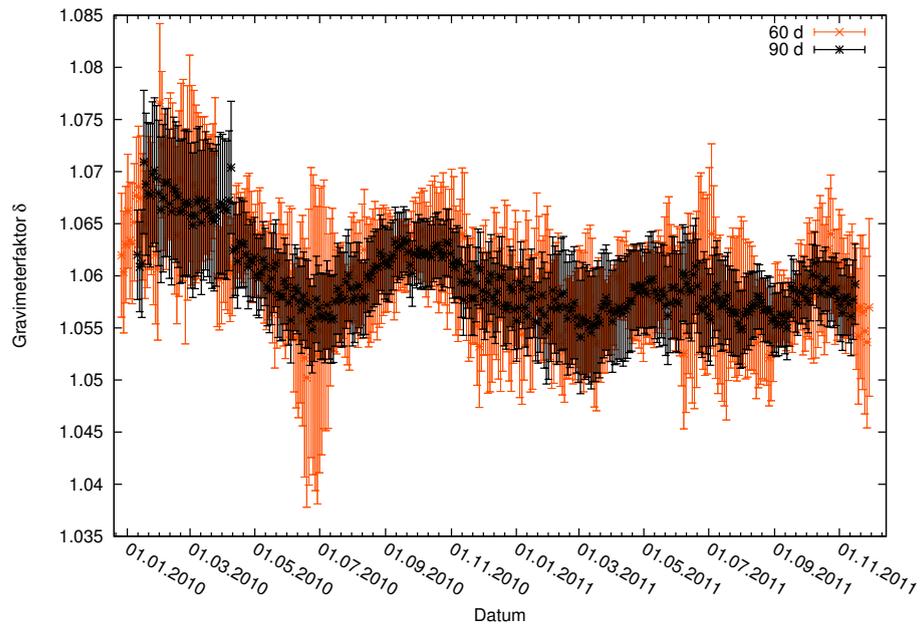


Abbildung A.20.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M3M6 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Schwarz und 60 d in Orange.

A.2.2. G2

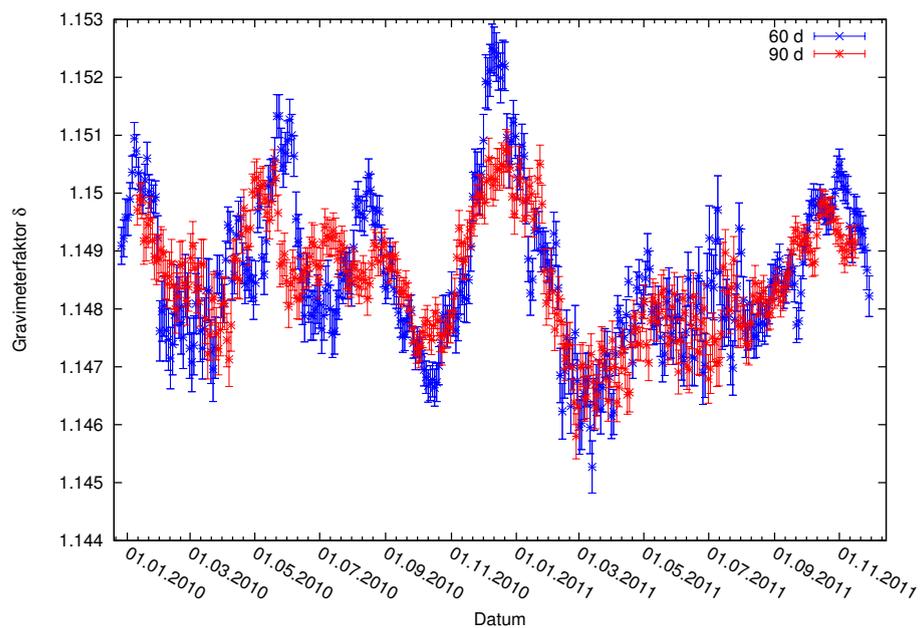


Abbildung A.21.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von Q1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

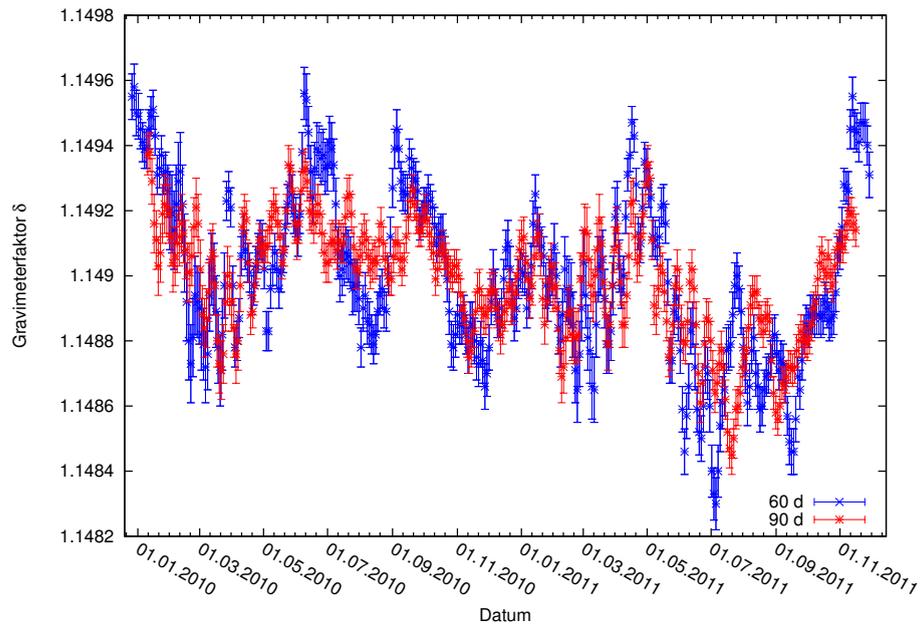


Abbildung A.22.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von O1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

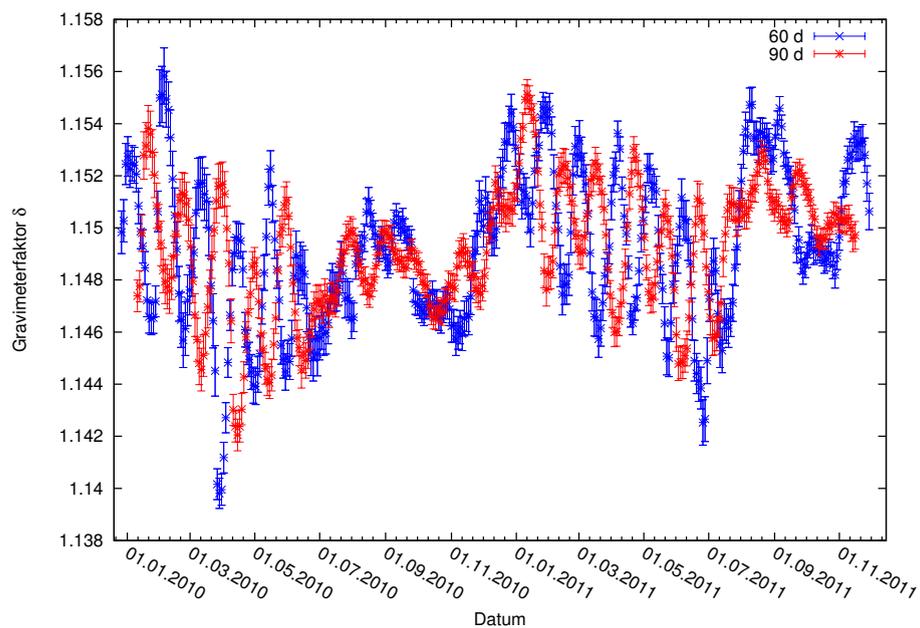


Abbildung A.23.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

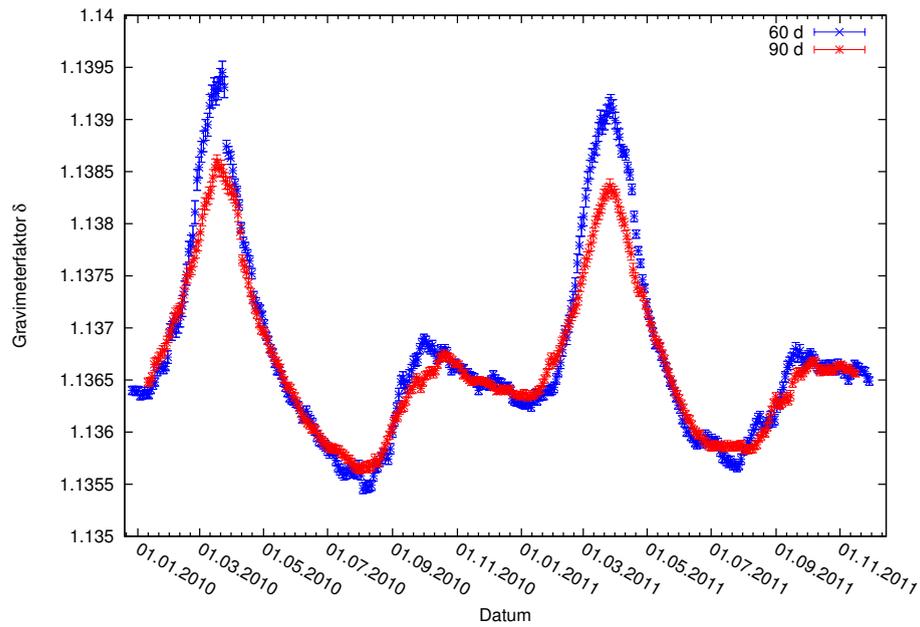


Abbildung A.24.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von K1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

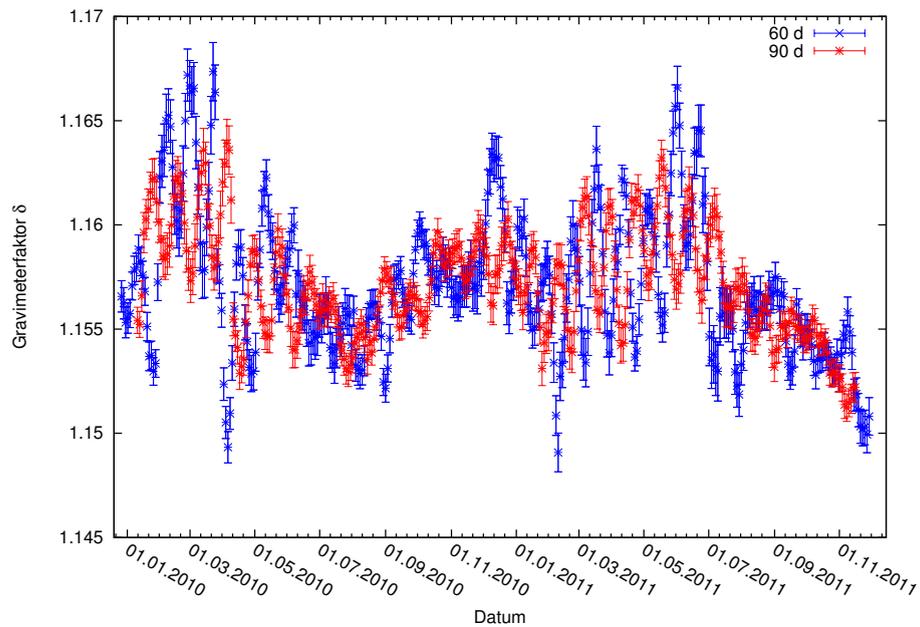


Abbildung A.25.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von J1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

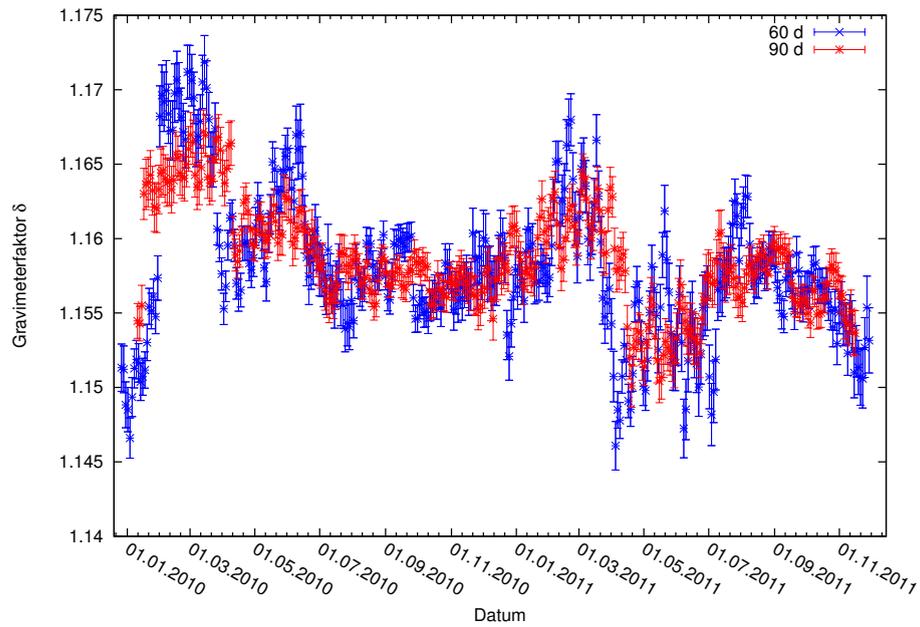


Abbildung A.26.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von OO1 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

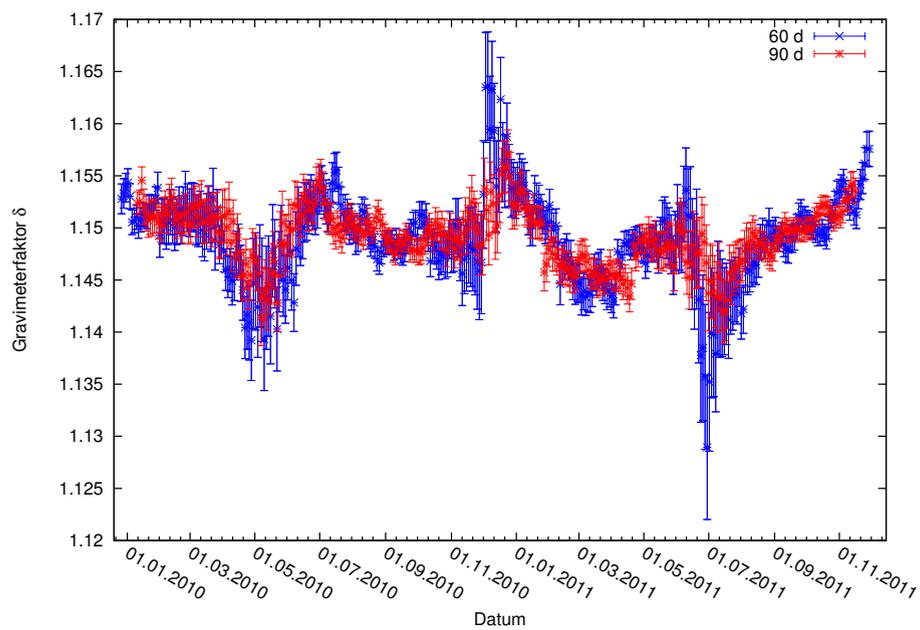


Abbildung A.27.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von 2N2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

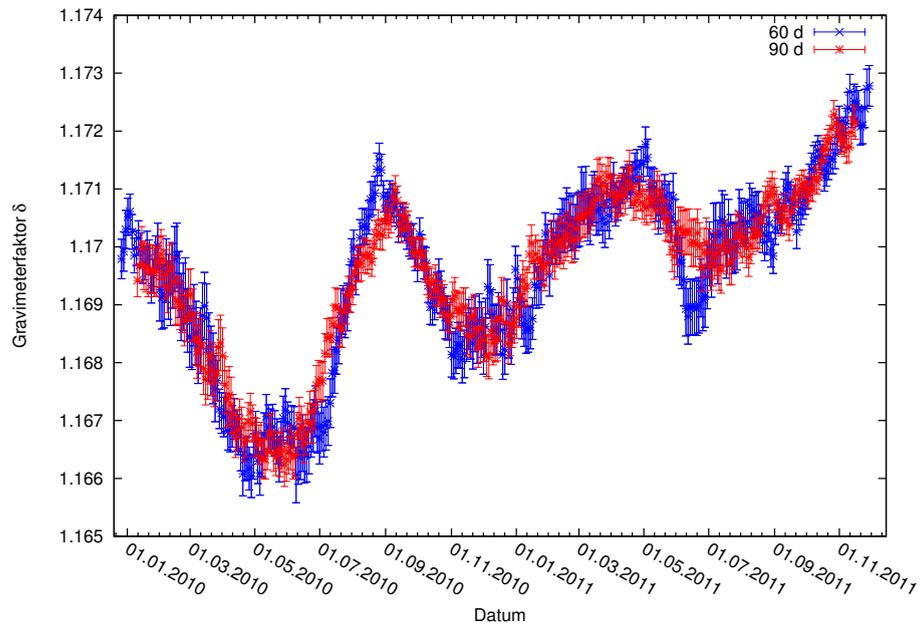


Abbildung A.28.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von N2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

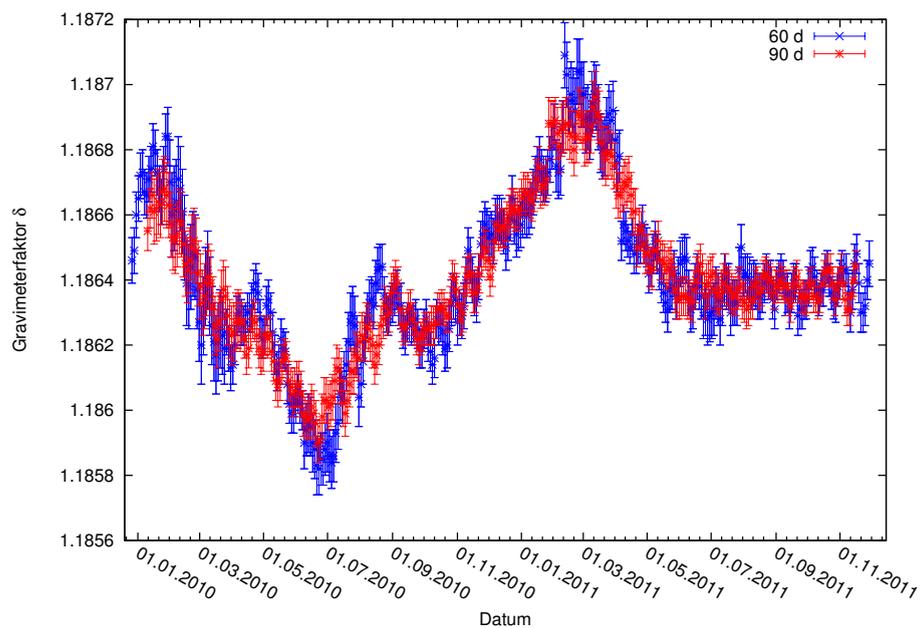


Abbildung A.29.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

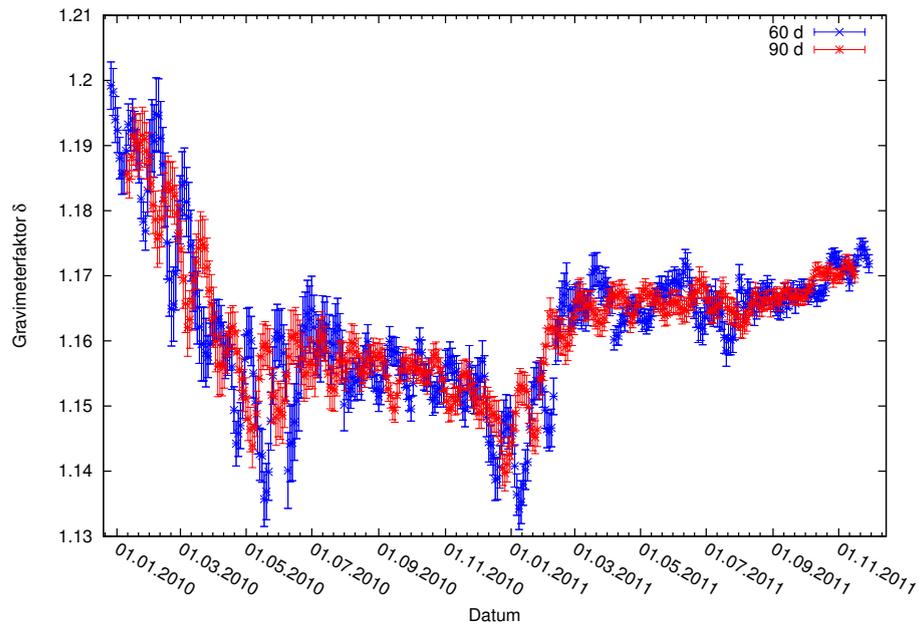


Abbildung A.30.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von L2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

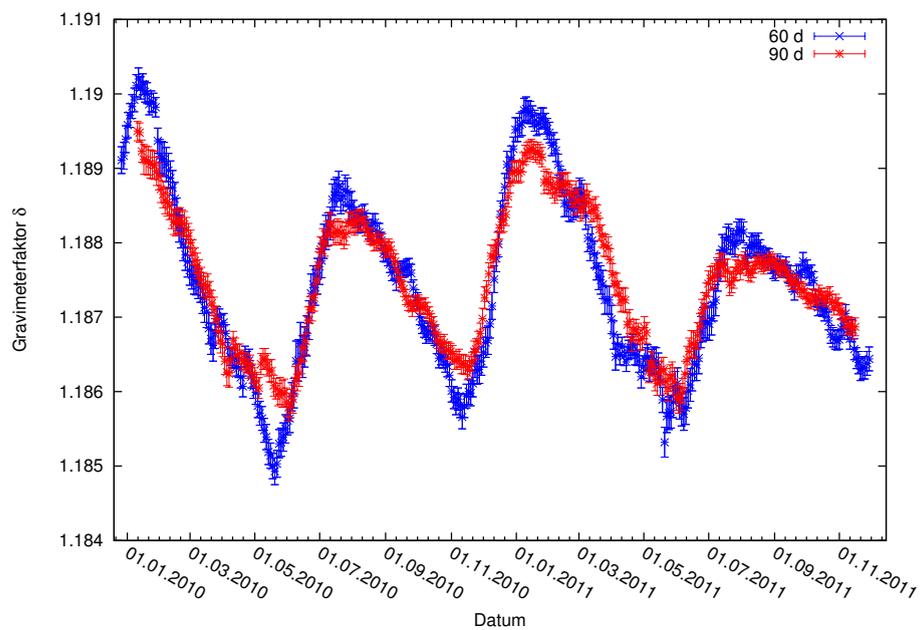


Abbildung A.31.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von S2 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

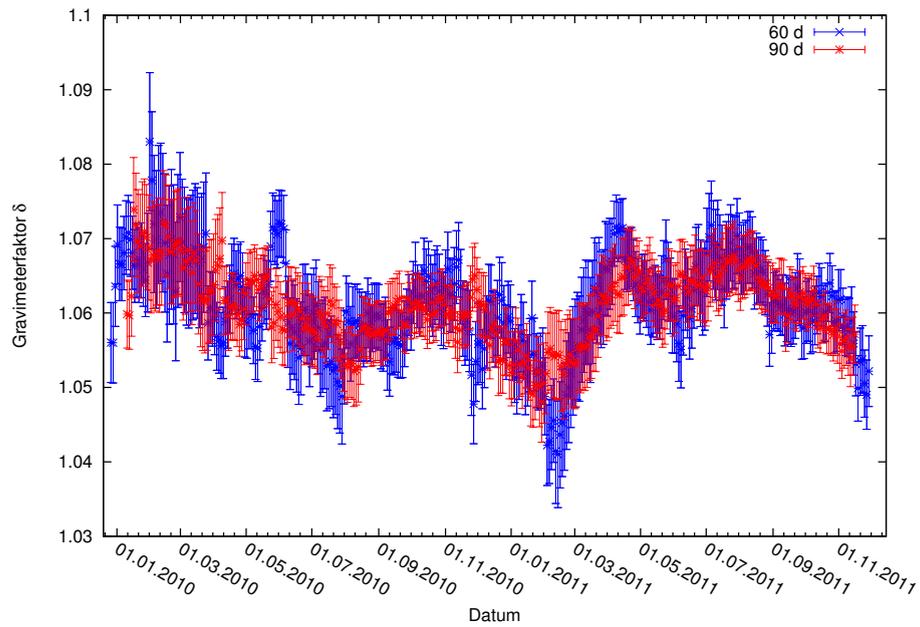


Abbildung A.32.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M3M6 über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

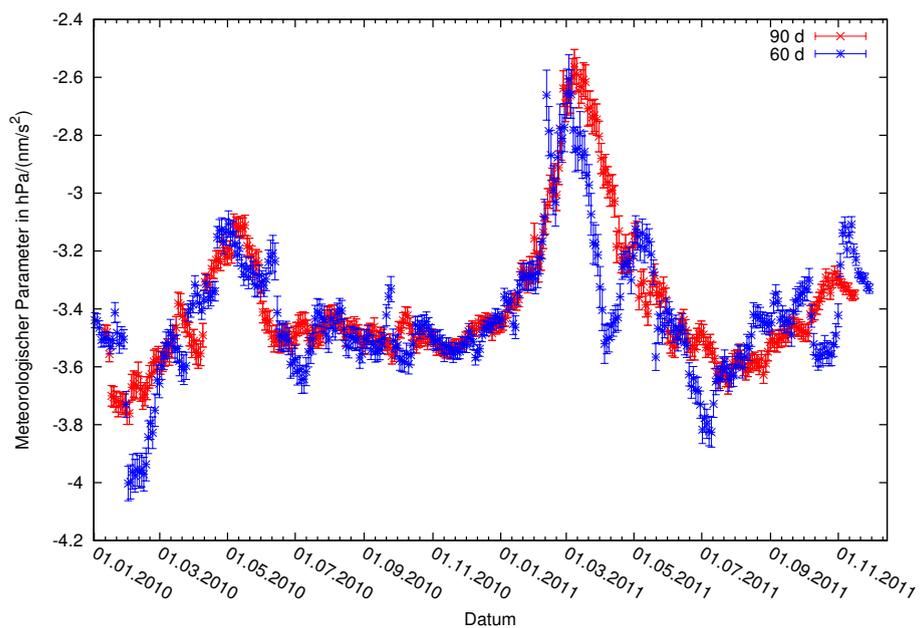


Abbildung A.33.: Zeitlicher Verlauf des meteorologischen Parameters über das Datum jeweils für die Verwendung des Zeitfensters von 90 d in Rot und 60 d in Blau.

A.3. Überprüfung der Datensätzen auf Störungen

A.3.1. Gleitende Analyse nach Ausschneiden der gestörten Bereiche

G1

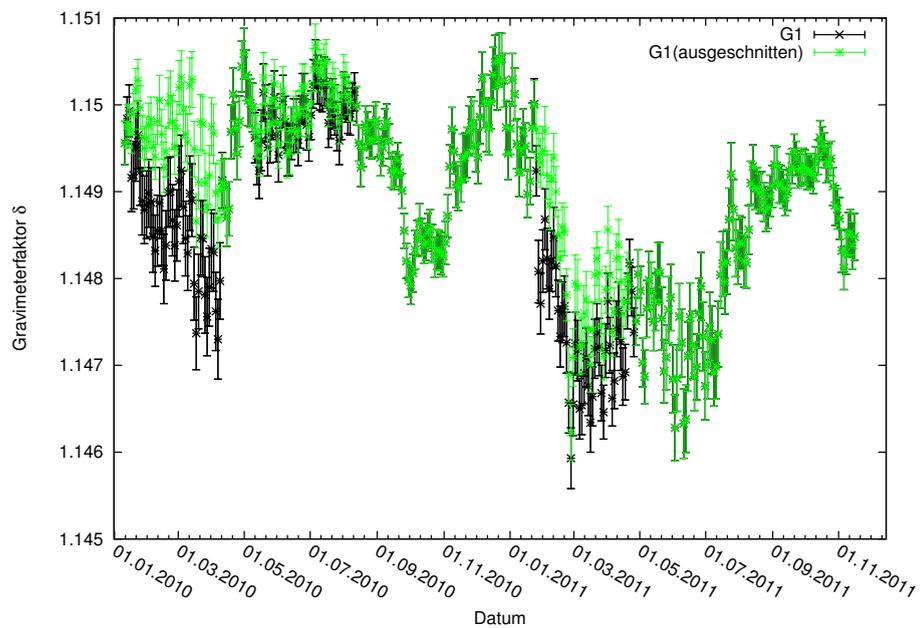


Abbildung A.34.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von Q1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

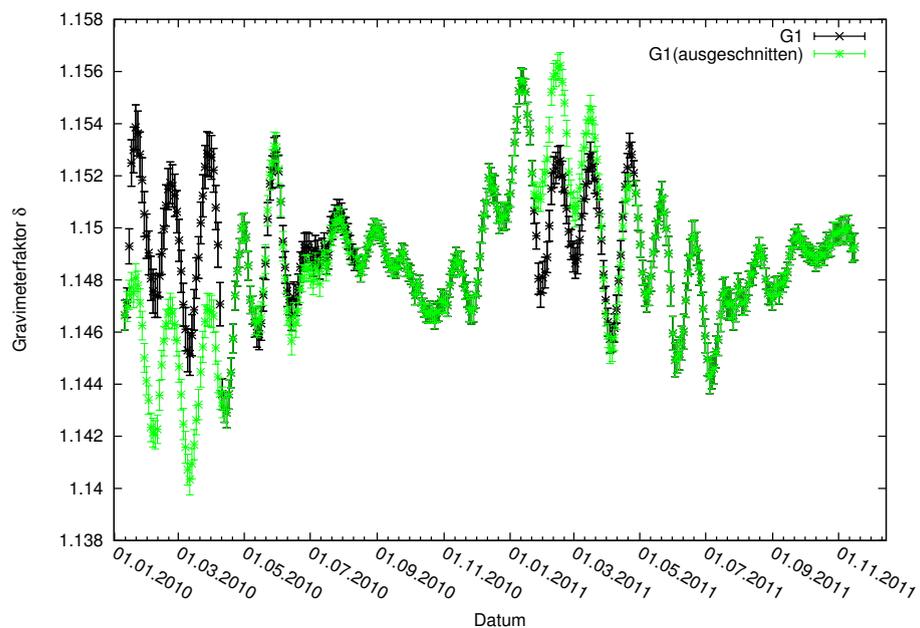


Abbildung A.35.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

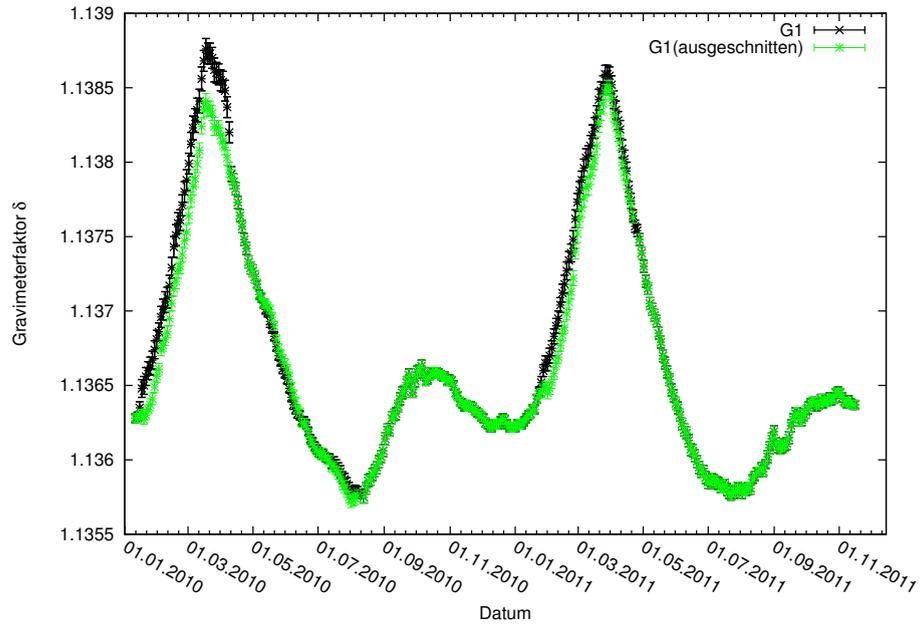


Abbildung A.36.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von K1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

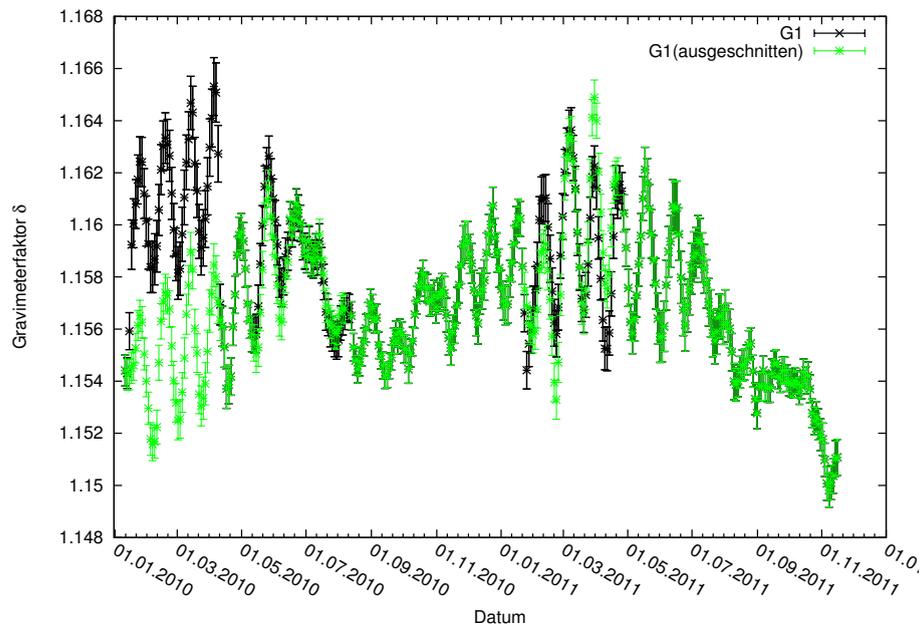


Abbildung A.37.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von J1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

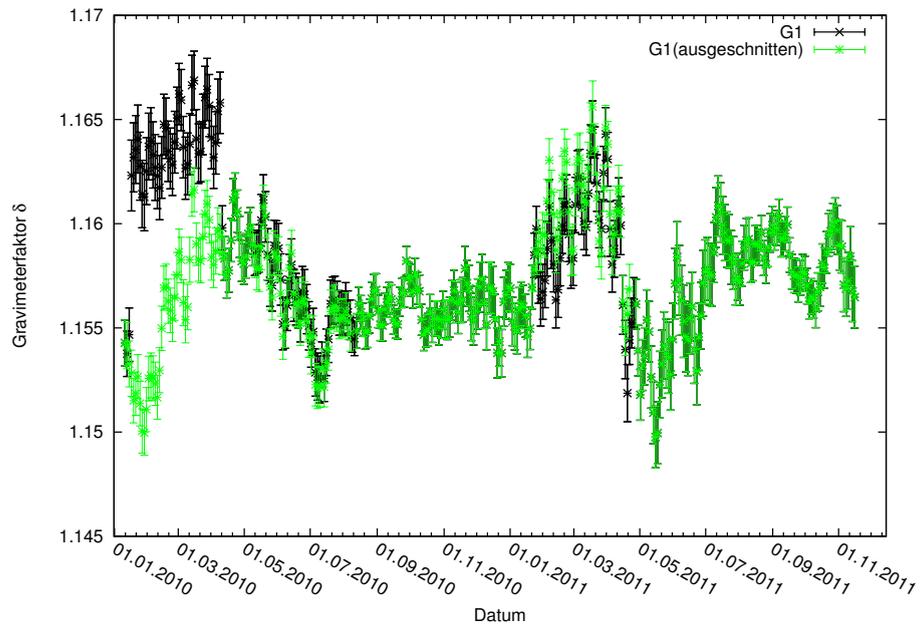


Abbildung A.38.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von OO1 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

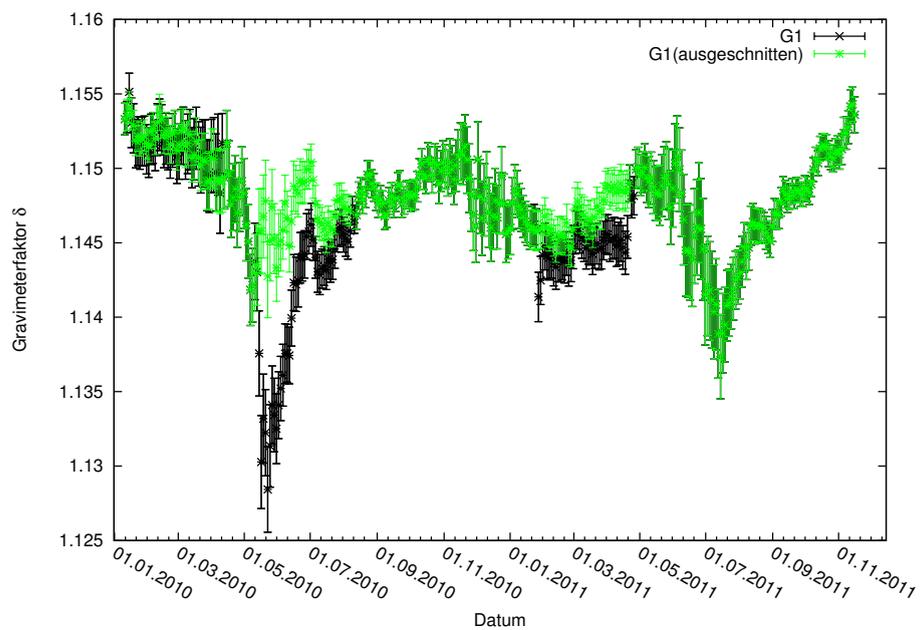


Abbildung A.39.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von 2N2 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

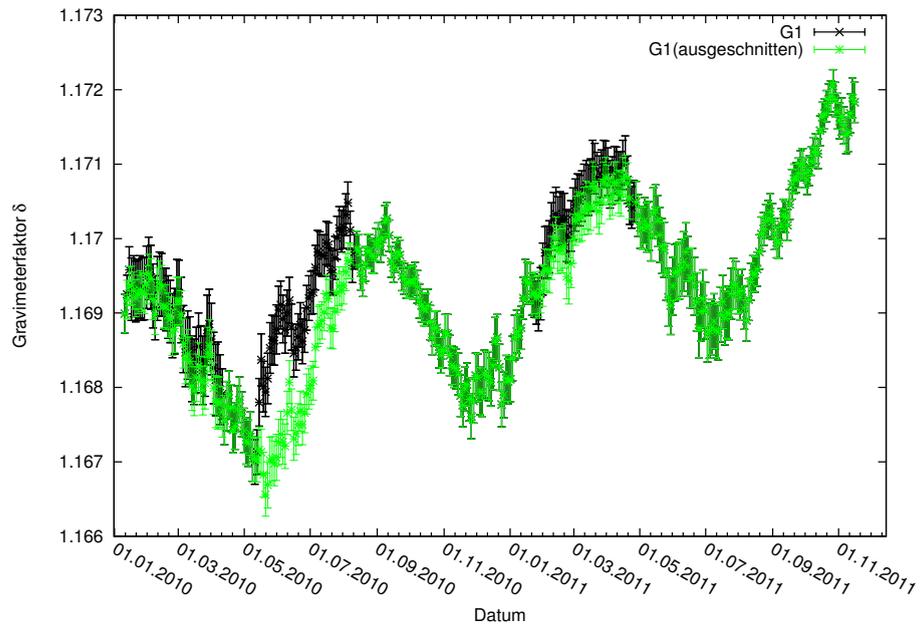


Abbildung A.40.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von N2 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

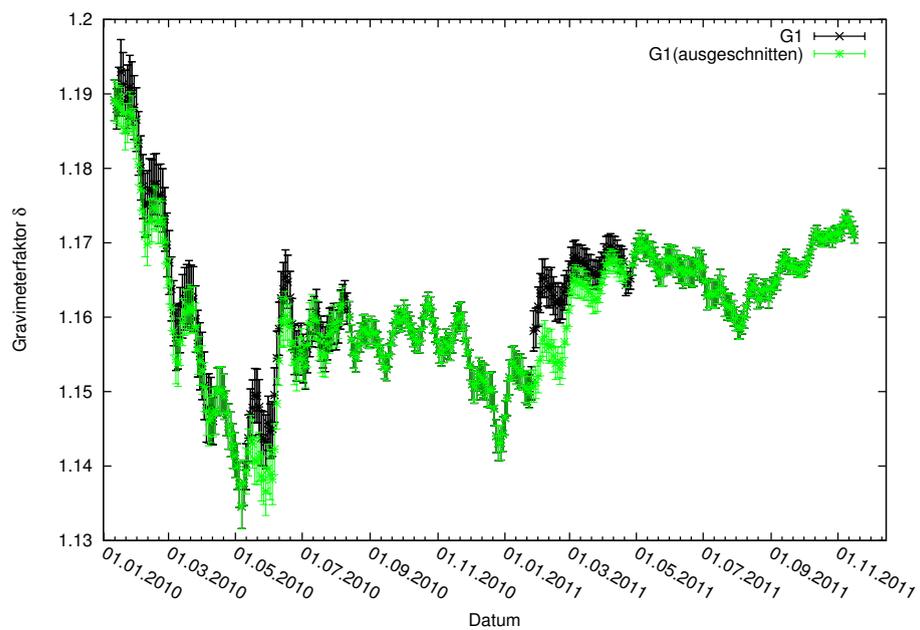


Abbildung A.41.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von L2 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

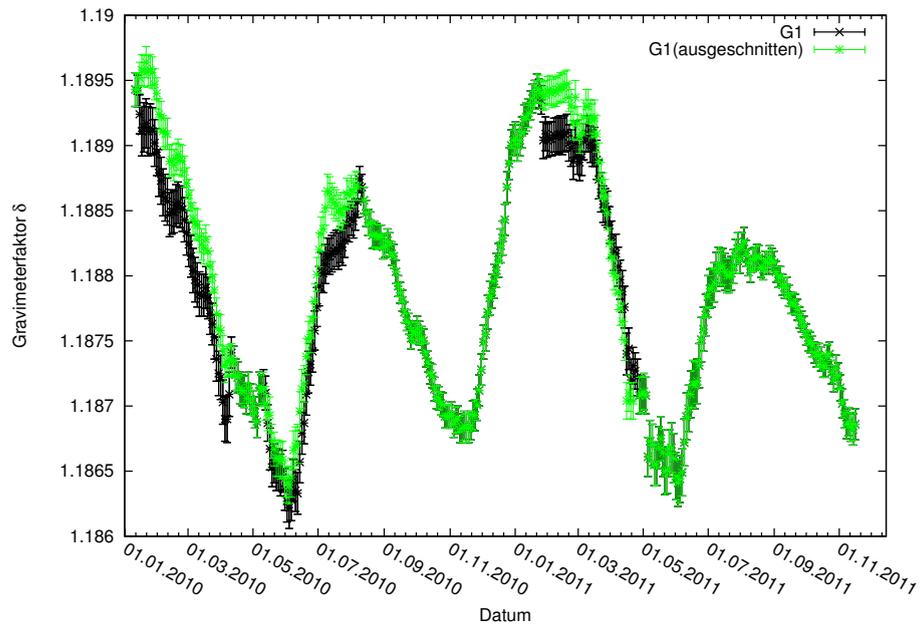


Abbildung A.42.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von S2 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

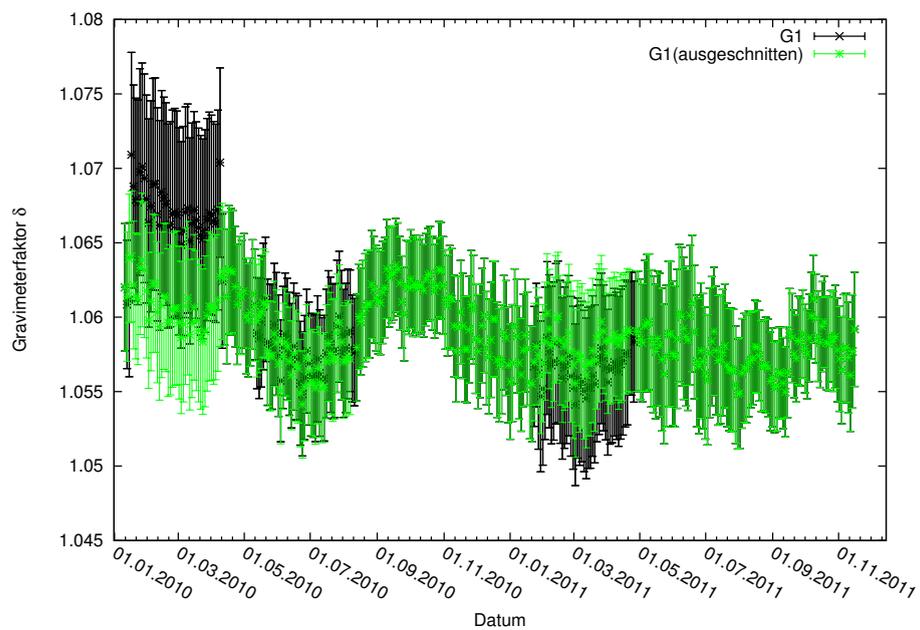


Abbildung A.43.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M3M6 über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

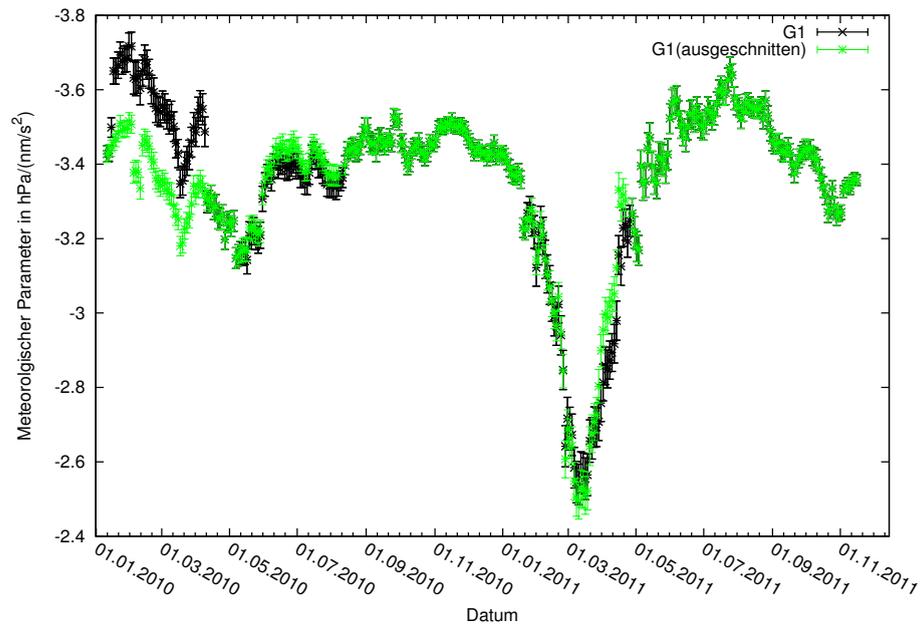


Abbildung A.44.: Zeitlicher Verlauf der Luftdruckadmittanz über das Datum in Schwarz vor und in Grün nach dem Ausschneiden von Störungen.

G2

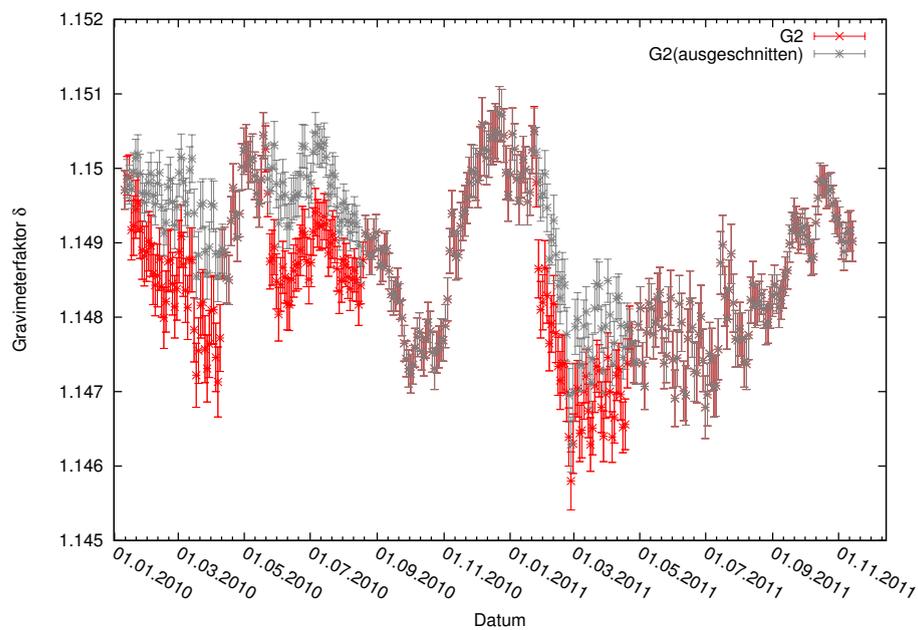


Abbildung A.45.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von Q1 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

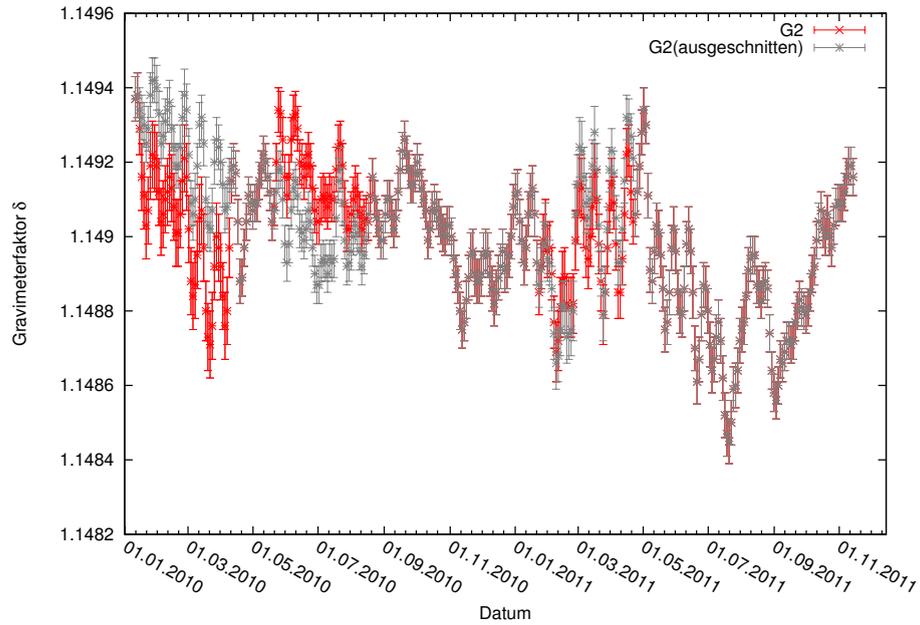


Abbildung A.46.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von O1 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

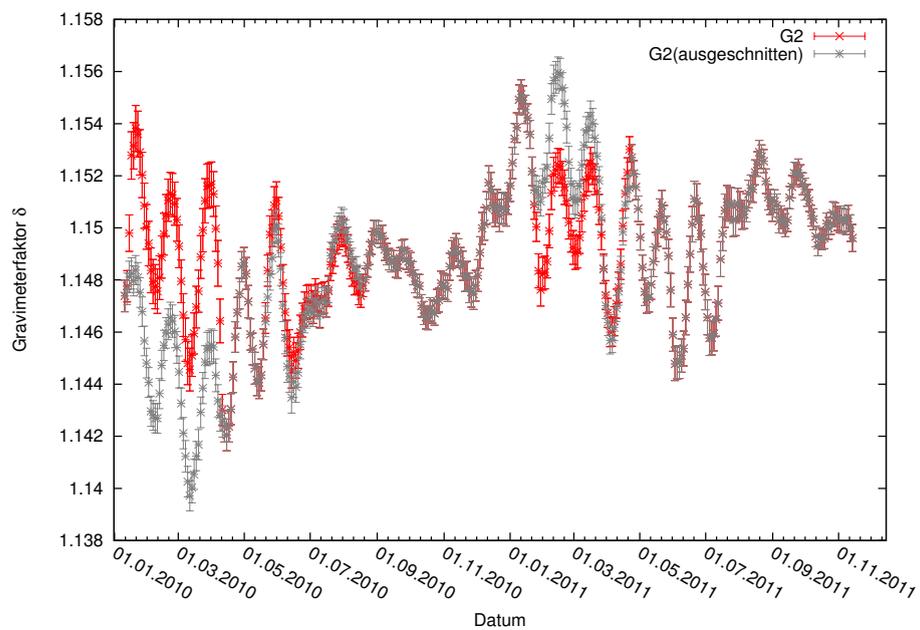


Abbildung A.47.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M1 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

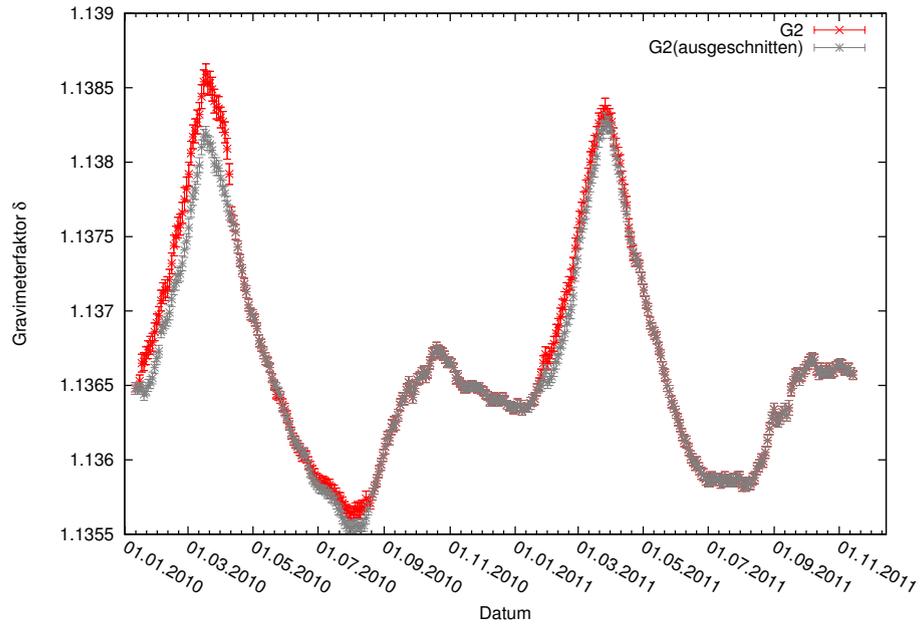


Abbildung A.48.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von K1 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

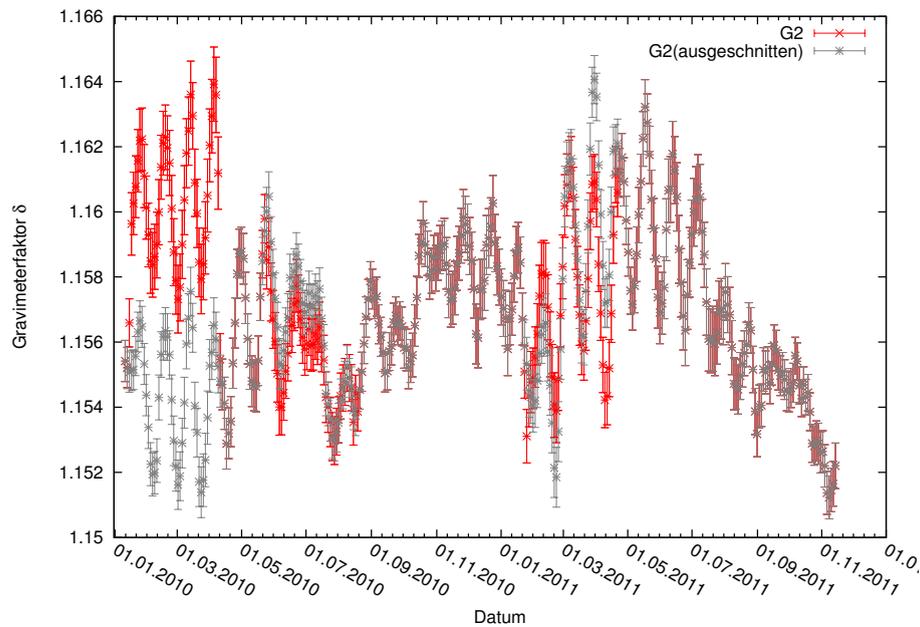


Abbildung A.49.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von J1 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

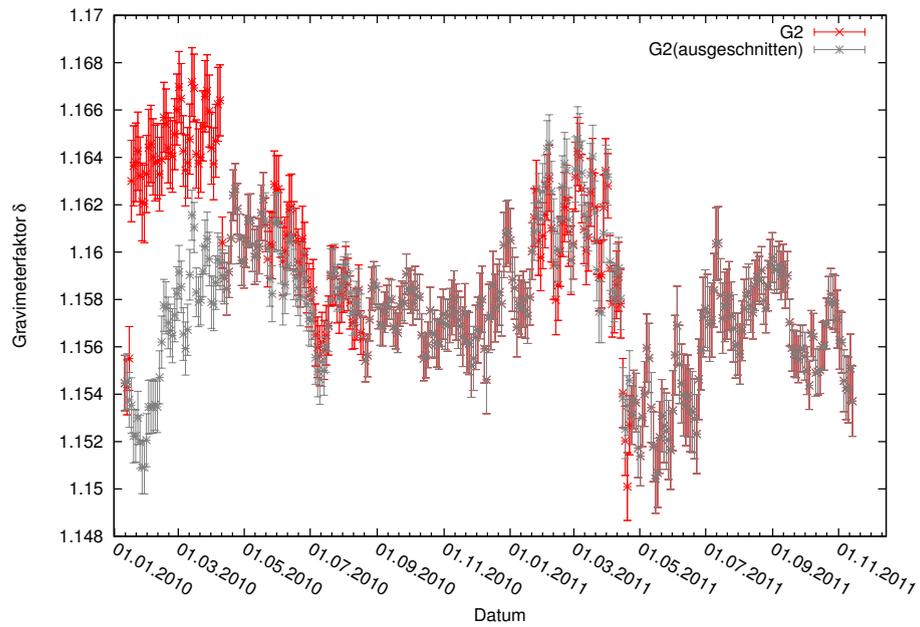


Abbildung A.50.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von OO1 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

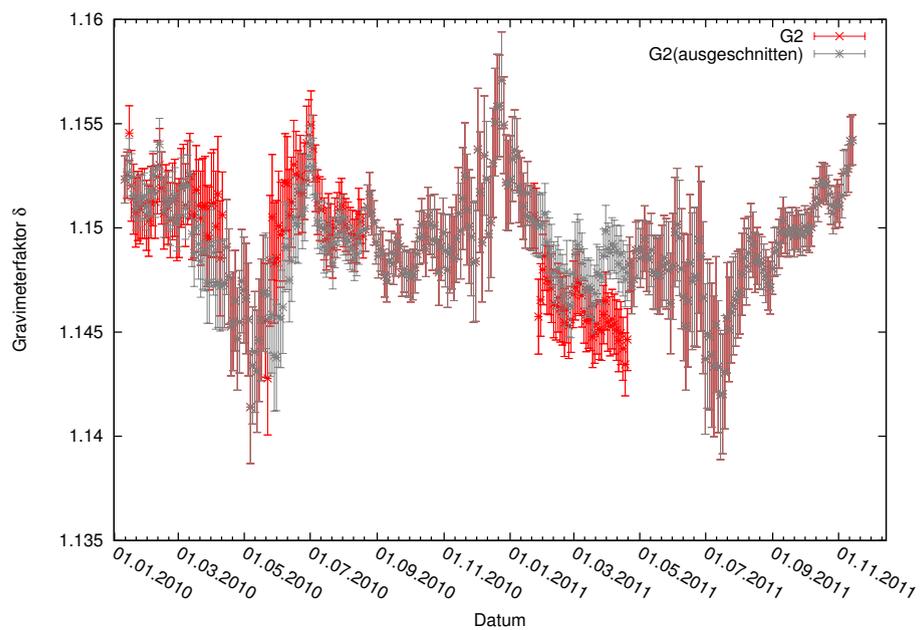


Abbildung A.51.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von 2N2 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

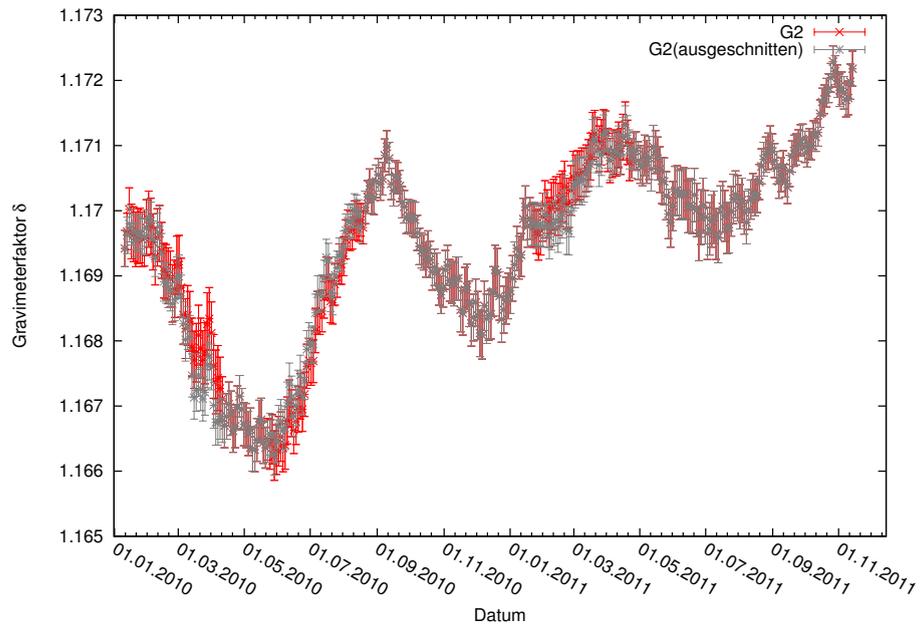


Abbildung A.52.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von N2 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

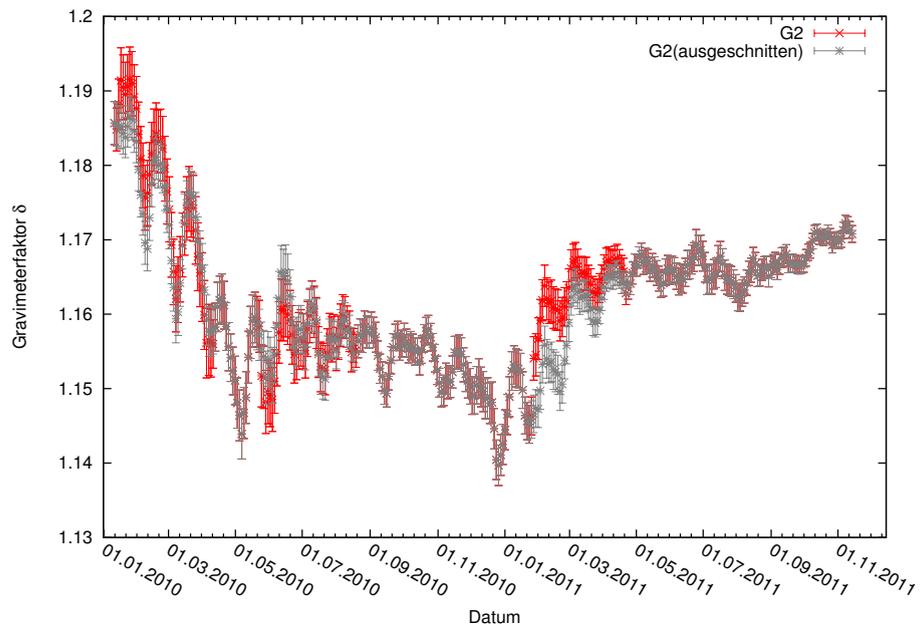


Abbildung A.53.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von L2 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

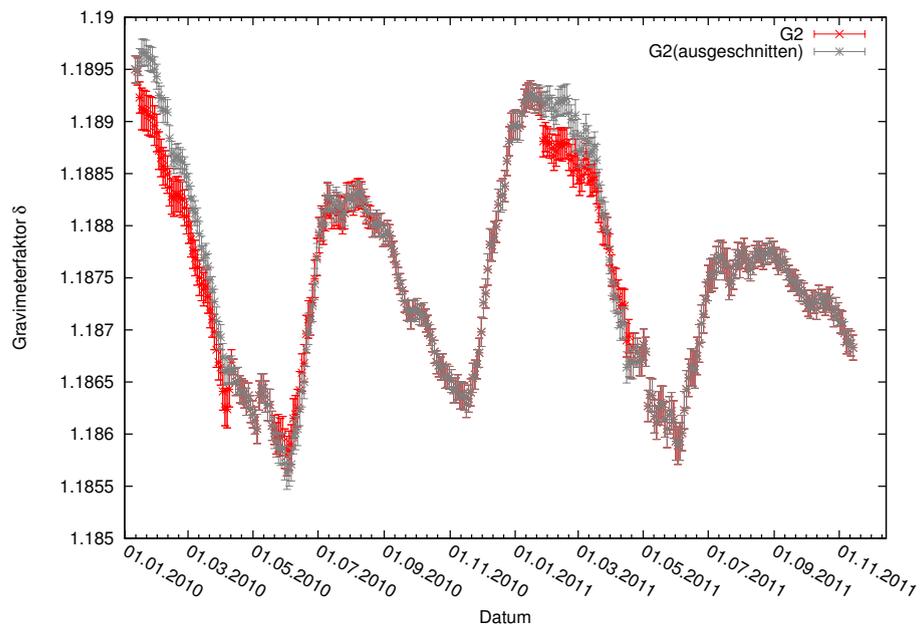


Abbildung A.54.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von S2 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

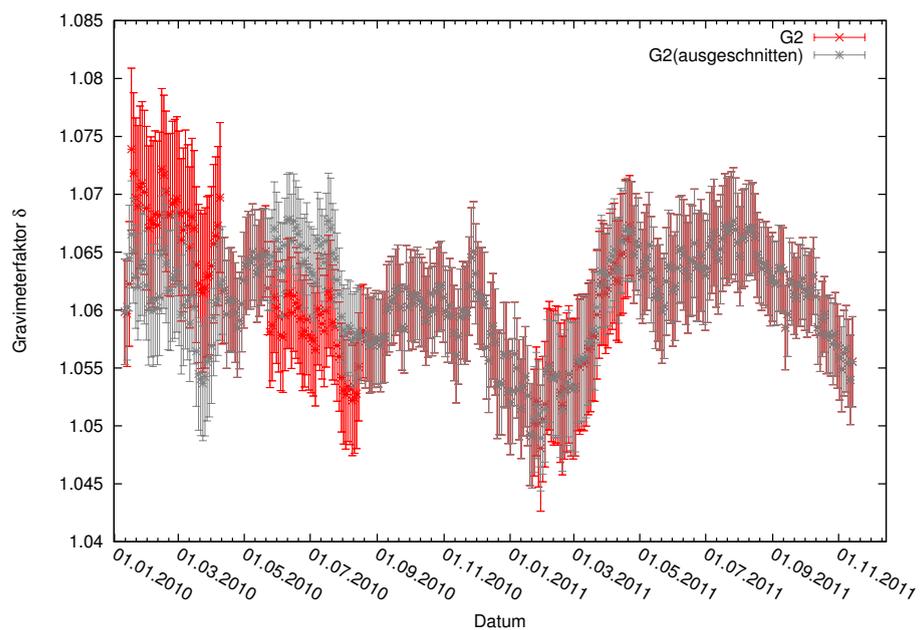


Abbildung A.55.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M3M6 über das Datum in Rot vor und in Grau nach dem Ausschneiden von Störungen.

A.3.2. Vergleich der Referenzanalyse mit der Gezeitenanalyse nach dem Ausschneiden der Störungen

Name	zusammenhängend		mit Ausschnitten		zusammenhängend		mit Ausschnitten	
	δ	σ_δ	δ	σ_δ	Φ in $^\circ$	σ_Φ in $^\circ$	Φ in $^\circ$	σ_Φ in $^\circ$
SA	2.70646	0.03358	4.22264	0.22583	127.5227	0.6995	136.4745	1.7506
SSA	1.43800	0.00517	1.65153	0.00742	-16.5782	0.2083	-33.2822	0.3019
MM	1.18172	0.00459	1.19297	0.00338	-1.3274	0.2222	-1.3566	0.1623
MF	1.15280	0.00217	1.15364	0.00160	0.2718	0.1083	0.3691	0.0790
MTM	1.15342	0.01084	1.13740	0.00793	-0.4847	0.5419	-0.8895	0.4034
Q1	1.14845	0.00160	1.14890	0.00117	-0.3015	0.0800	-0.3293	0.0584
O1	1.14908	0.00033	1.14910	0.00024	0.0516	0.0162	0.0514	0.0118
M1	1.15041	0.00311	1.14983	0.00227	0.2372	0.1547	0.2507	0.1133
P1	1.14950	0.00072	1.14949	0.00053	0.1825	0.0359	0.1724	0.0262
S1	1.25302	0.04410	1.25226	0.03222	5.7310	2.0164	6.3231	1.4744
K1	1.13681	0.00023	1.13680	0.00017	0.2259	0.0118	0.2257	0.0086
ψ_1	1.25709	0.02999	1.25898	0.02191	-0.1798	1.3668	0.0359	0.8973
ϕ_1	1.17722	0.01635	1.17857	0.01195	-0.0910	0.7955	0.0391	0.05807
J1	1.15750	0.00398	1.15667	0.00291	0.1366	0.1969	0.1543	1441
OO1	1.15877	0.00608	1.15645	0.00445	0.0921	0.3008	0.0340	0.2206
2N2	1.15110	0.00735	1.15154	0.00538	2.7261	0.3657	2.6619	0.2678
N2	1.16954	0.00157	1.16979	0.00115	2.6387	0.0769	2.6437	0.0562
M2	1.18643	0.00031	1.18642	0.00023	1.9522	0.0150	1.9529	0.0110
L2	1.16475	0.01024	1.16417	0.00749	1.5229	0.5039	1.5347	0.3684
S2	1.18830	0.00067	1.18821	0.00049	0.5675	0.0321	0.5616	0.0235
K2	1.18912	0.00237	1.18936	0.00173	0.7708	0.1143	0.7871	0.0835
M3M6	1.05937	0.02258	1.06090	0.01649	0.3389	1.2214	0.3207	0.8906

Tabelle A.1.: Ergebnisse der Gezeitenanalysen von G2 mit und ohne Lücken, jeweils für jede Wellengruppe der Gravimeterfaktor δ und die Standardabweichung σ_δ sowie die bestimmte Phasenverschiebung Φ in $^\circ$ und die Standardabweichung σ_Φ in $^\circ$.

A.4. Vergleich der Verläufe der Gravimeterfaktoren mit den dazugehörigen Wellengruppen

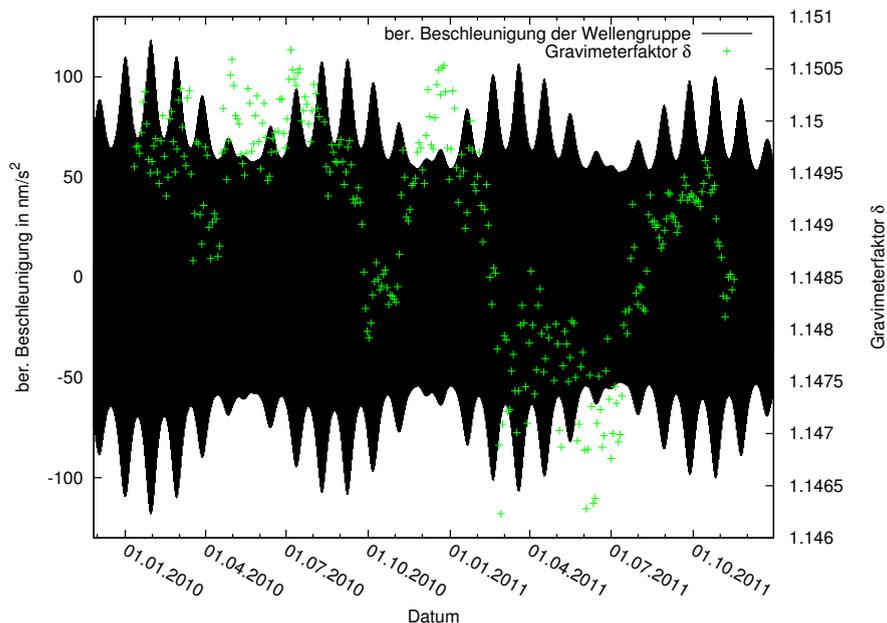


Abbildung A.56.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe Q1 in Schwarz über das Datum.

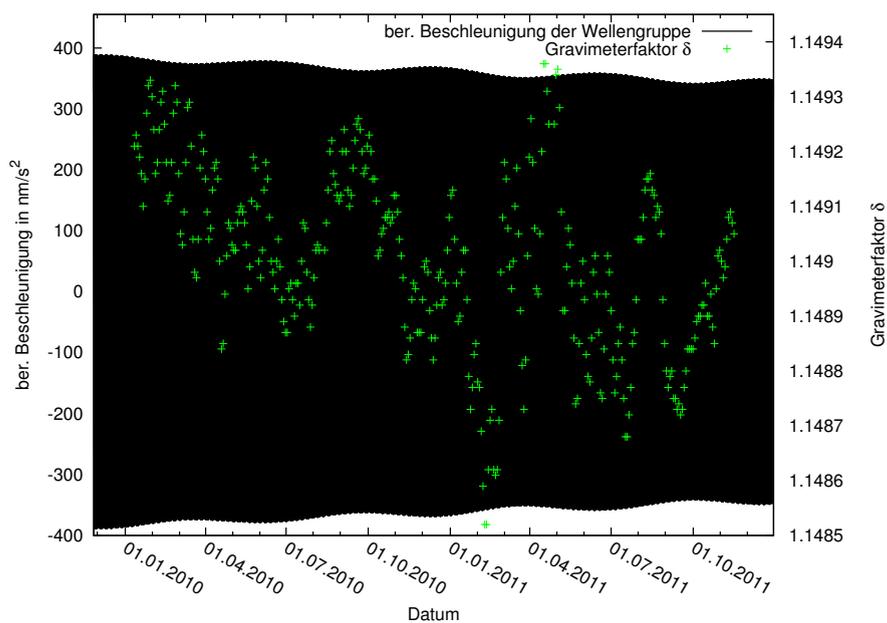


Abbildung A.57.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe O1 in Schwarz über das Datum.

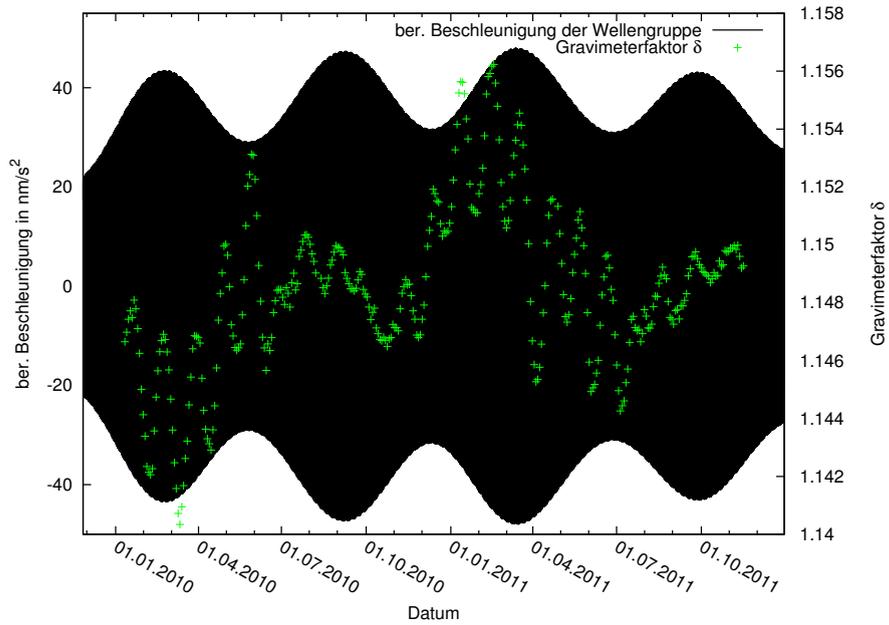


Abbildung A.58.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe M1 in Schwarz über das Datum.

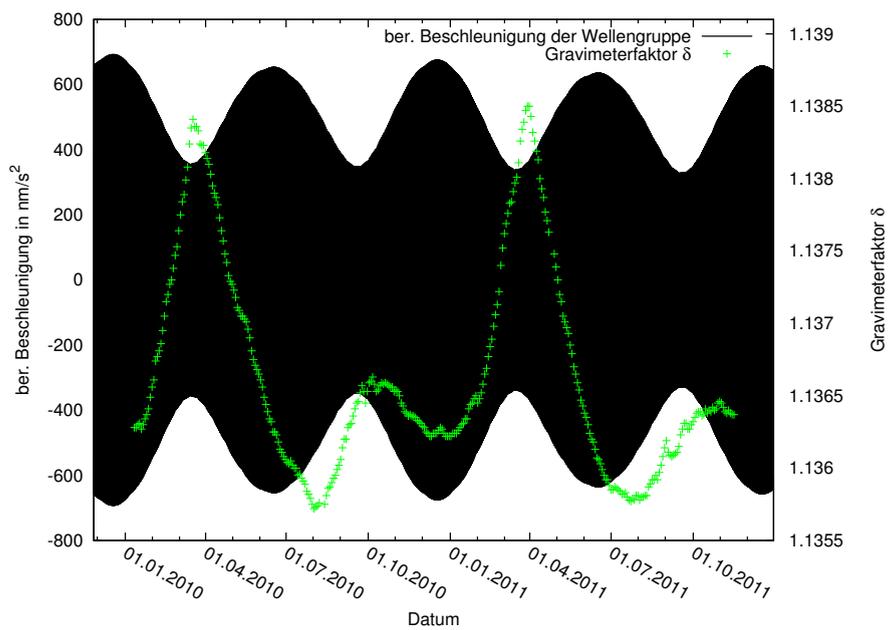


Abbildung A.59.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe K1 in Schwarz über das Datum.

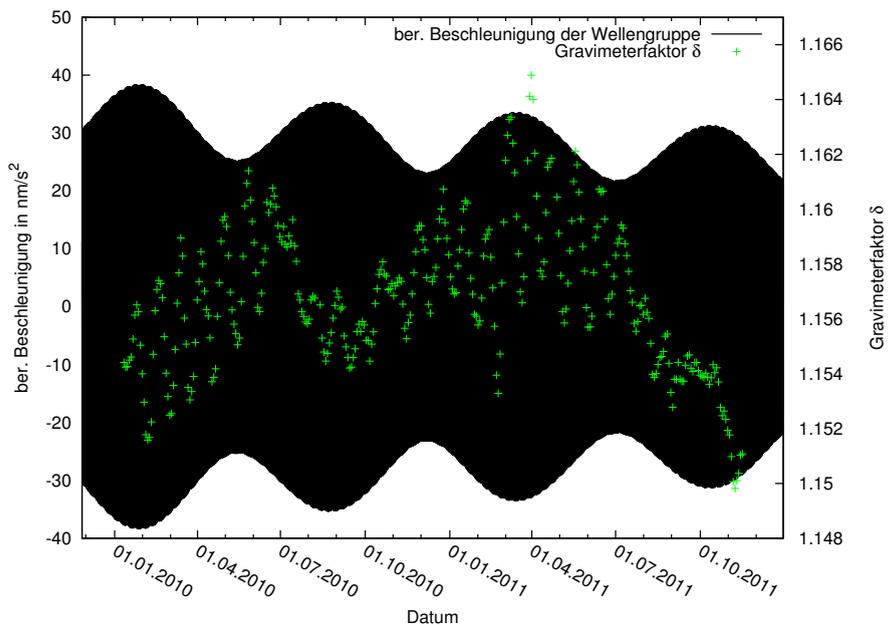


Abbildung A.60.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe J1 in Schwarz über das Datum.

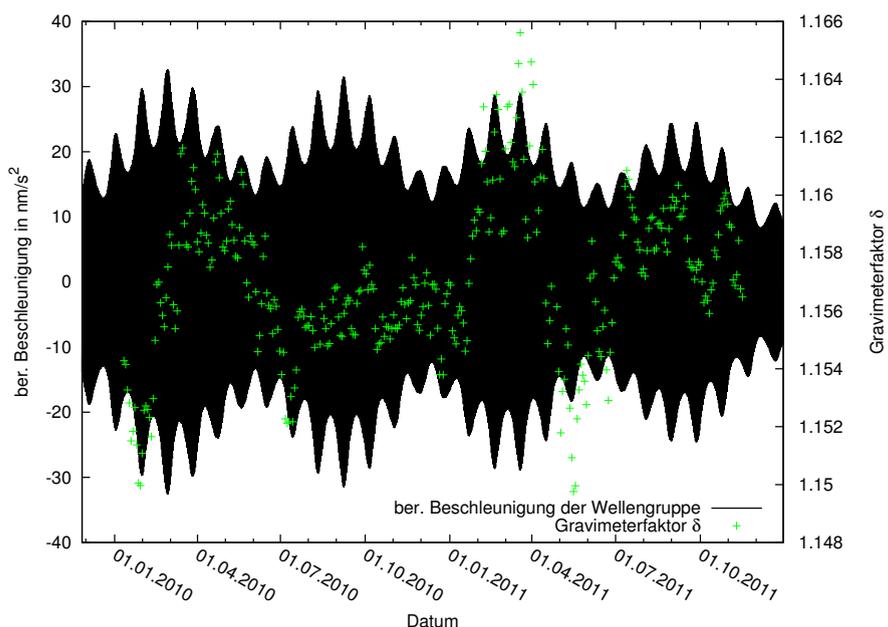


Abbildung A.61.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe OO1 in Schwarz über das Datum.

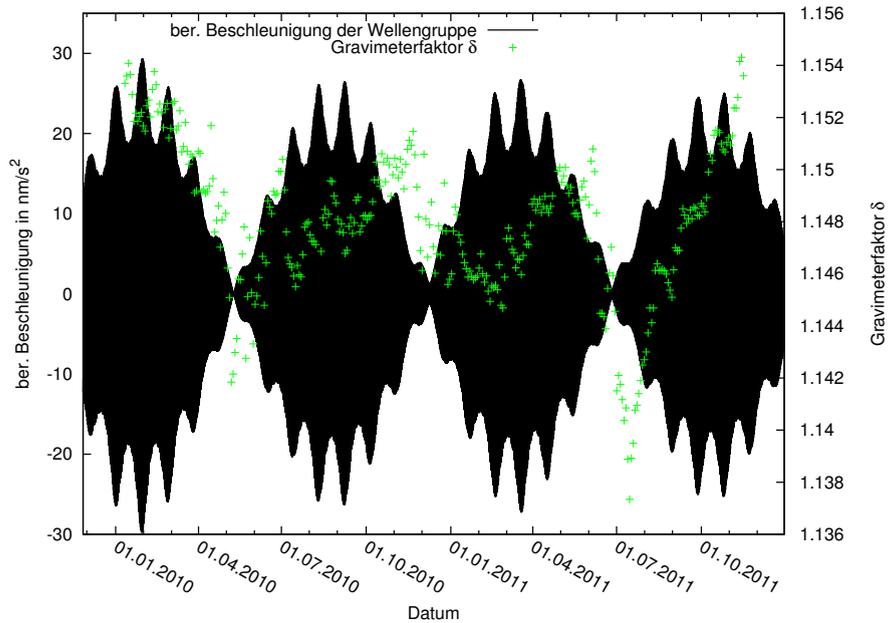


Abbildung A.62.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe 2N2 in Schwarz über das Datum.

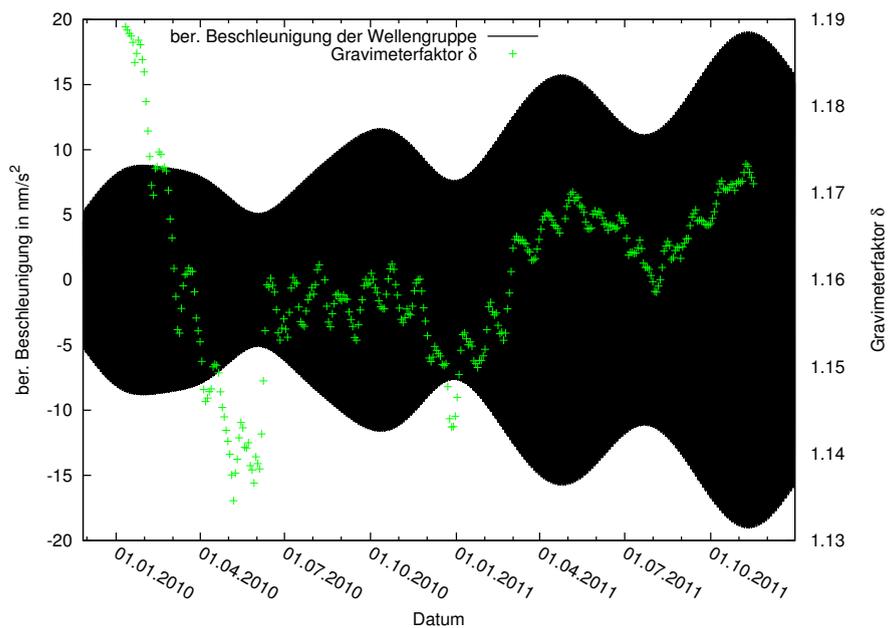


Abbildung A.63.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe L2 in Schwarz über das Datum.

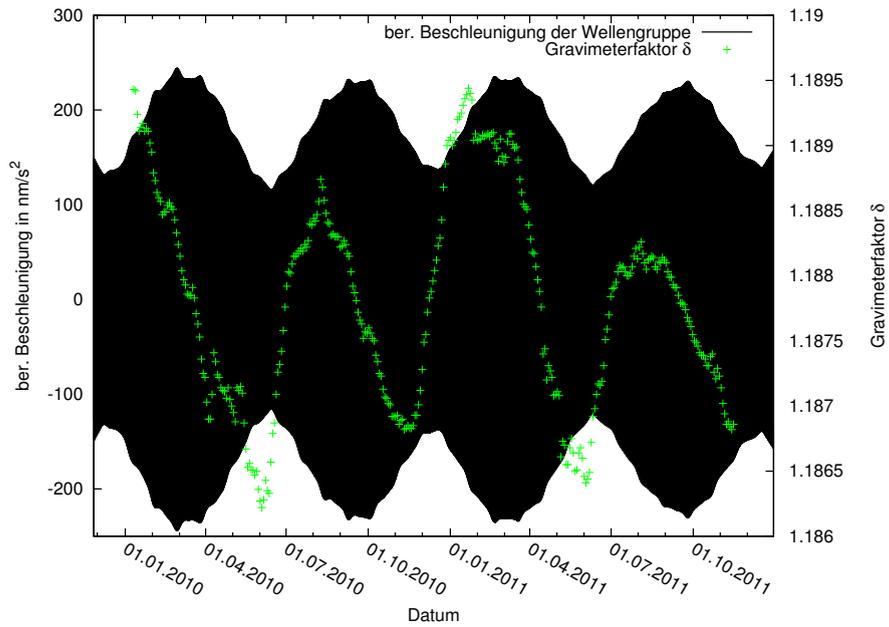


Abbildung A.64.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe S2 in Schwarz über das Datum.

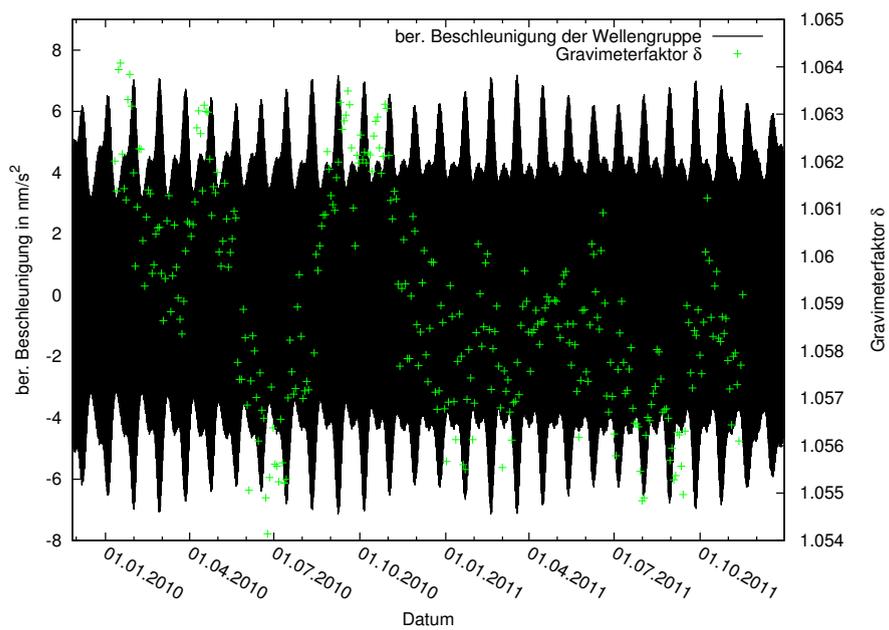


Abbildung A.65.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren in Grün und der mit *Predict* berechneten Beschleunigung der Wellengruppe M3M6 in Schwarz über das Datum.

A.5. Vergleich mit gleitenden Analysen anderer supraleitender Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk

A.5.1. Vergleich der Gravimeterfaktoren anderer supraleitender Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk

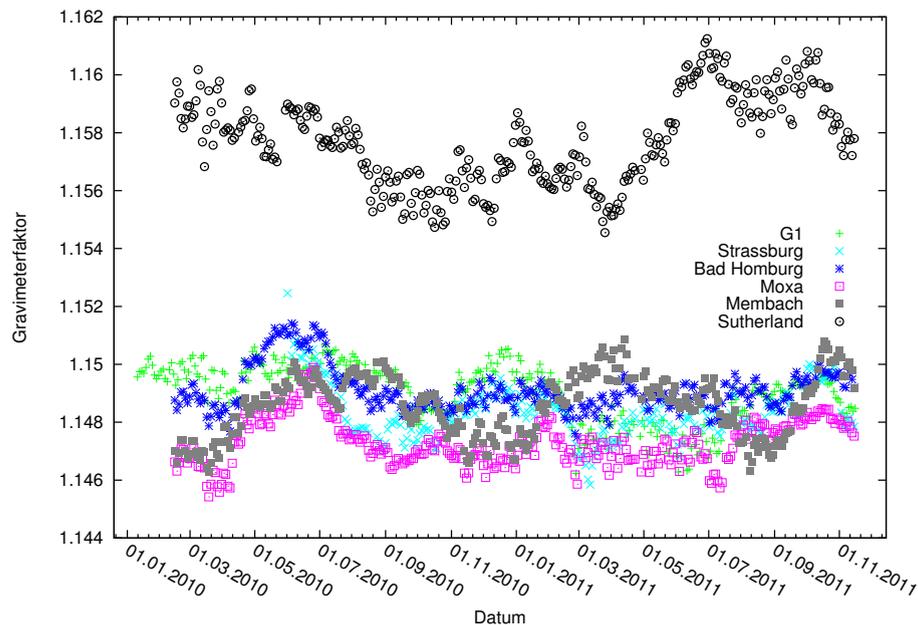


Abbildung A.66.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von Q1 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland.

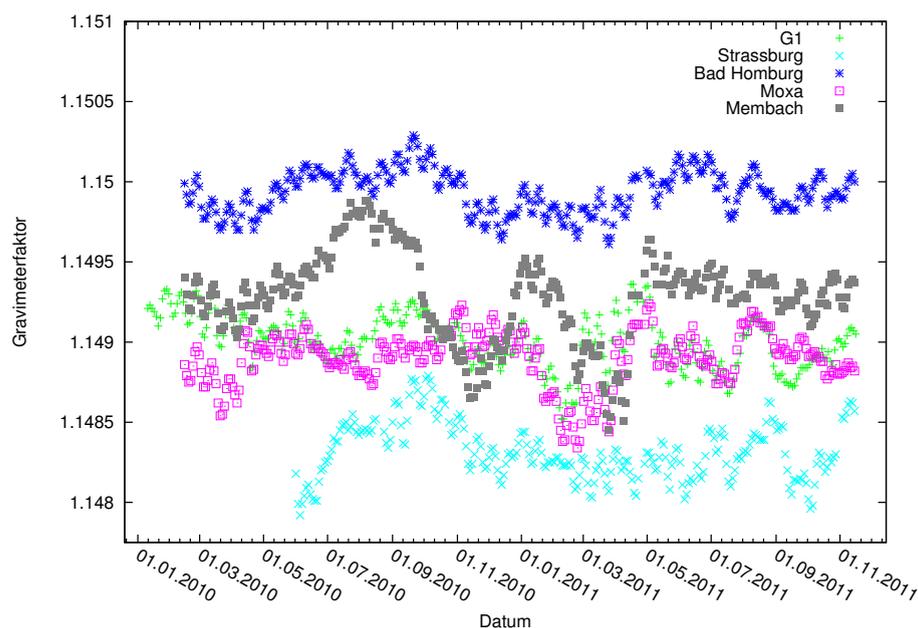


Abbildung A.67.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von O1 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach und in Rosa für Moxa.

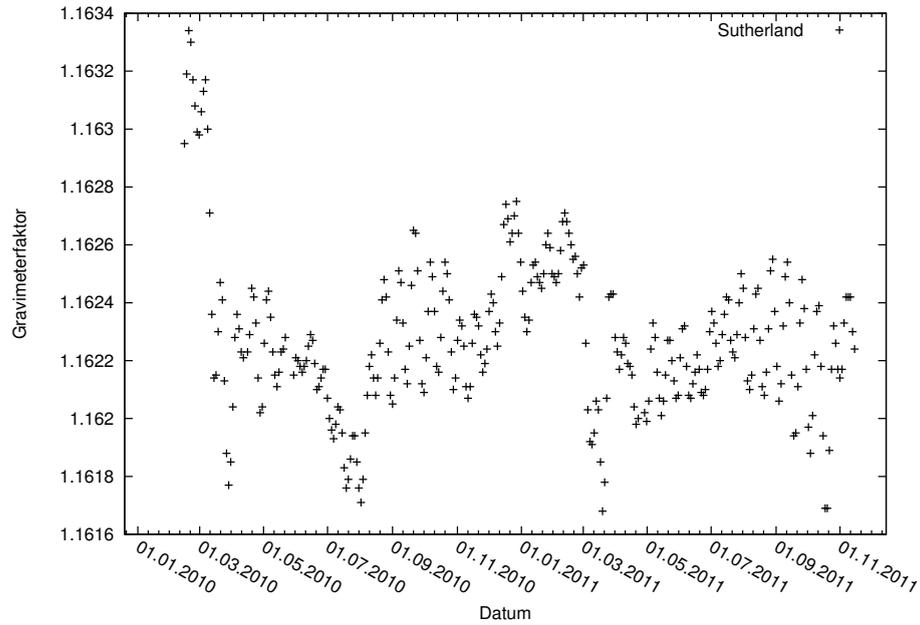


Abbildung A.68.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von O1 über das Datum für Sutherland.

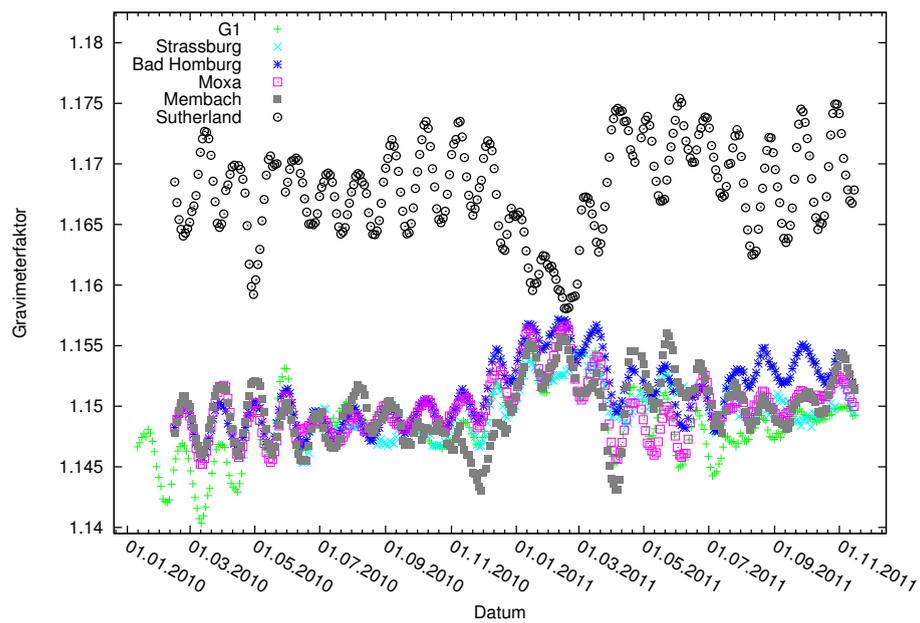


Abbildung A.69.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M1 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland.

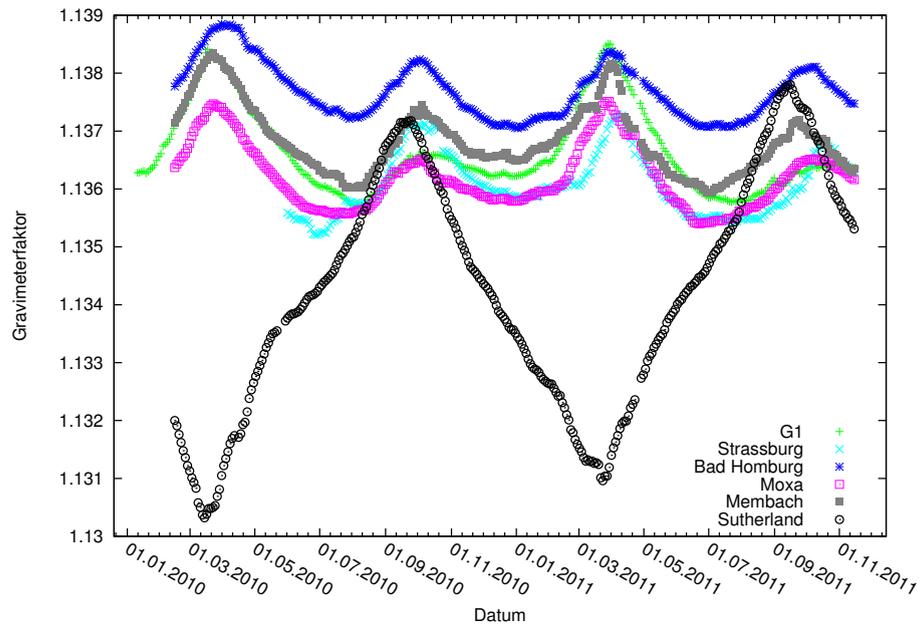


Abbildung A.70.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von K1 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland.

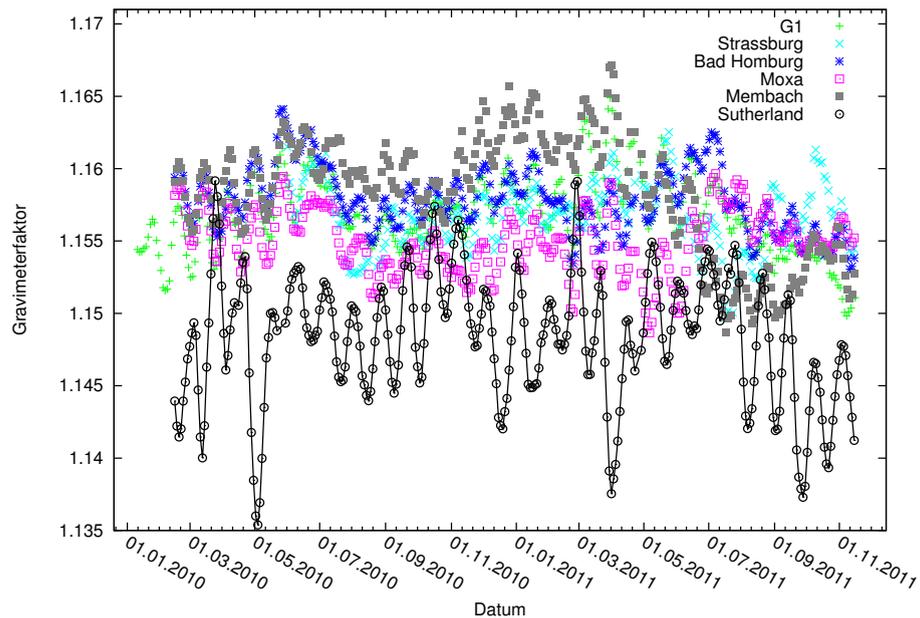


Abbildung A.71.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von J1 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland, der Übersichtlichkeit halber mit Linie, da dann der Verlauf leichter zu erkennen ist.

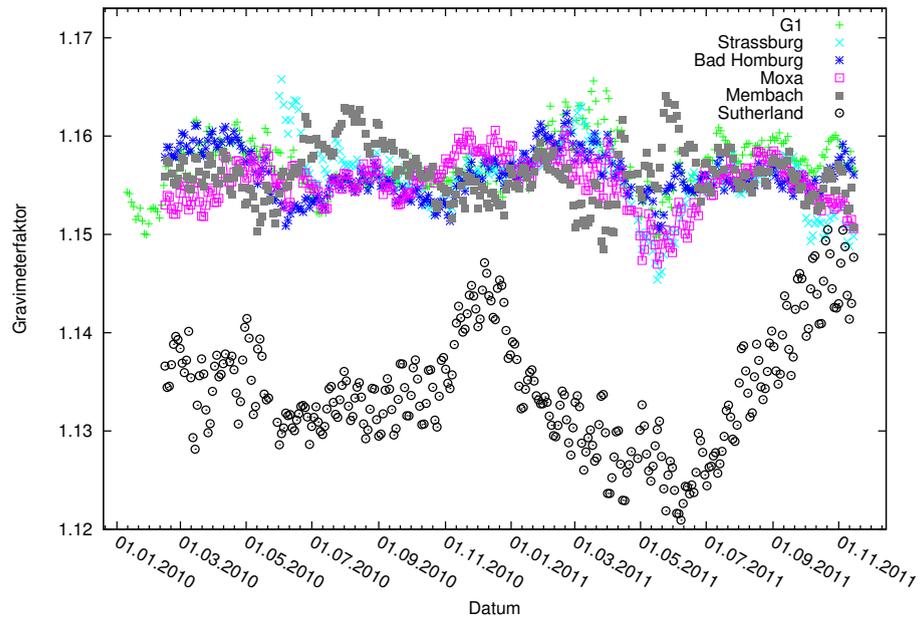


Abbildung A.72.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von OO1 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland.

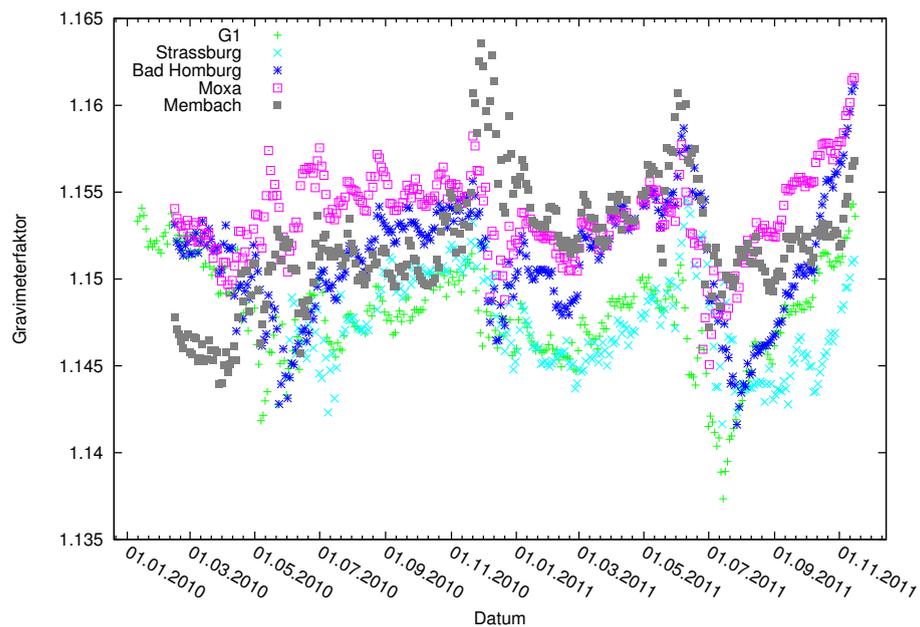


Abbildung A.73.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von 2N2 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach und in Rosa für Moxa.

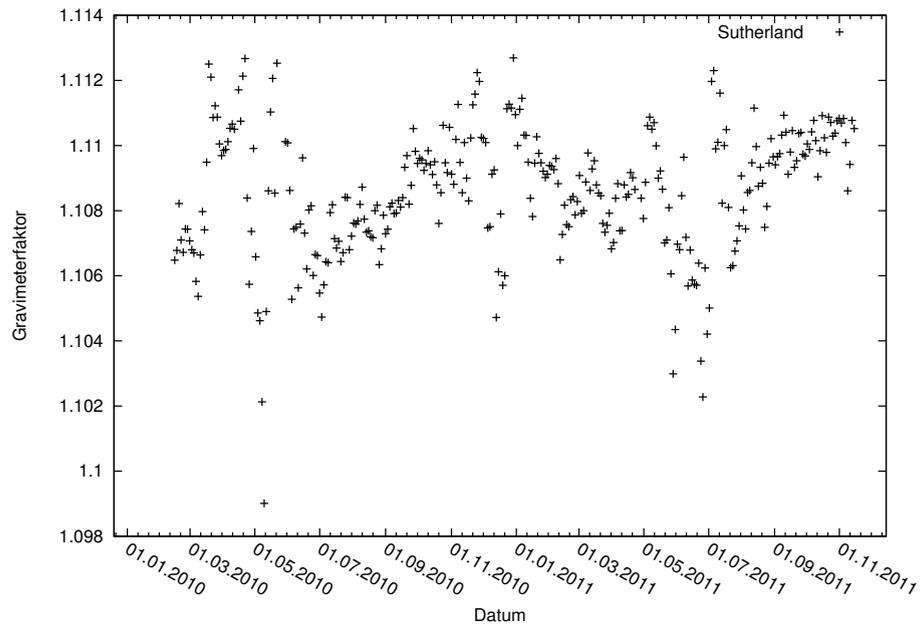


Abbildung A.74.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von 2N2 über das Datum für Sutherland.

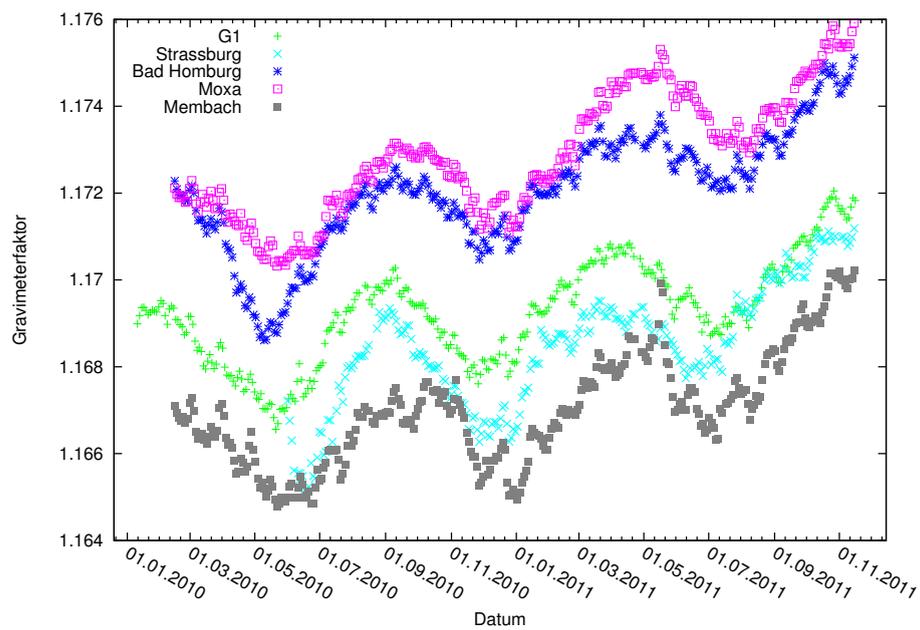


Abbildung A.75.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von N2 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Straßburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa.

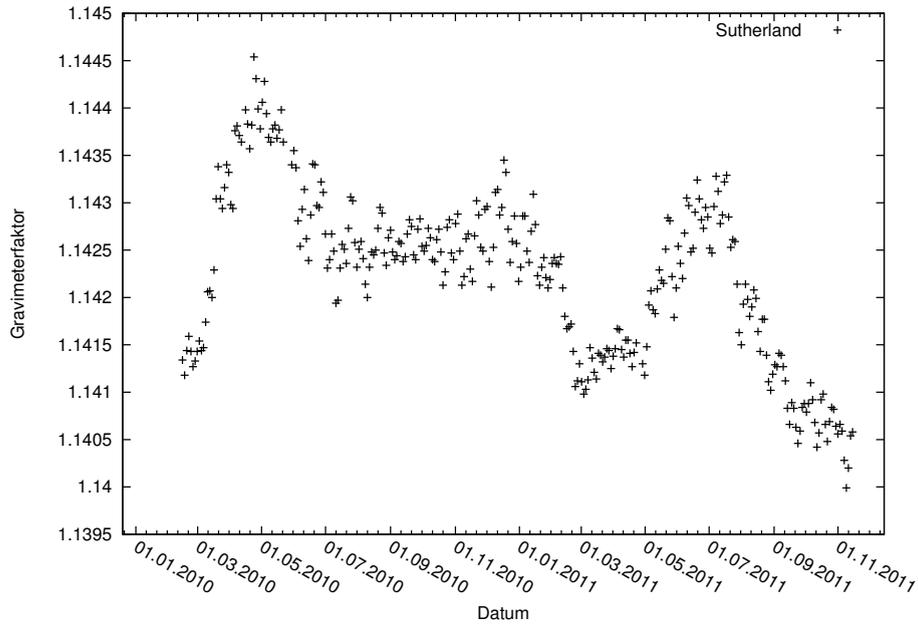


Abbildung A.76.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von N2 über das Datum für Sutherland.

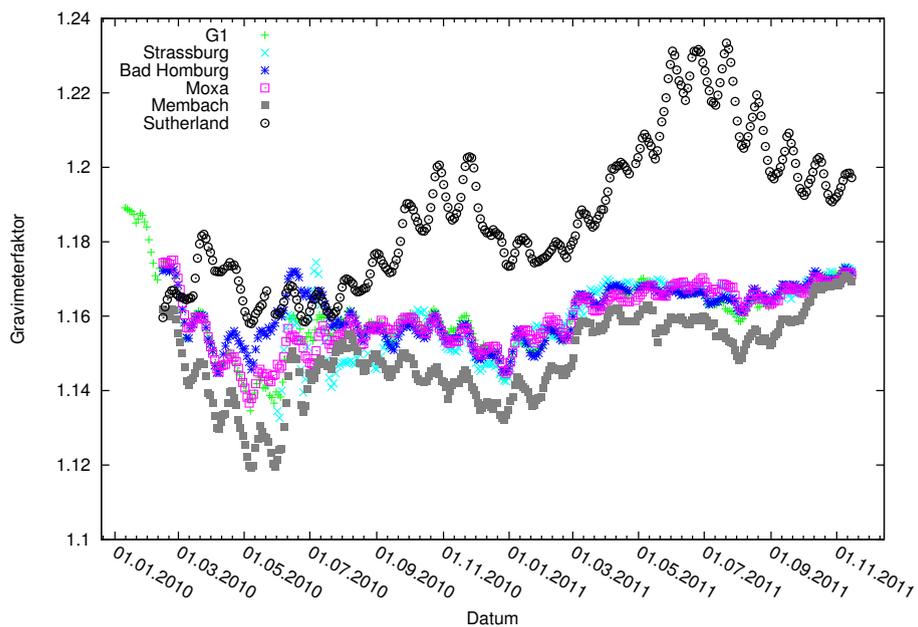


Abbildung A.77.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von L2 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Strassburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach, in Rosa für Moxa und in Schwarz für Sutherland.

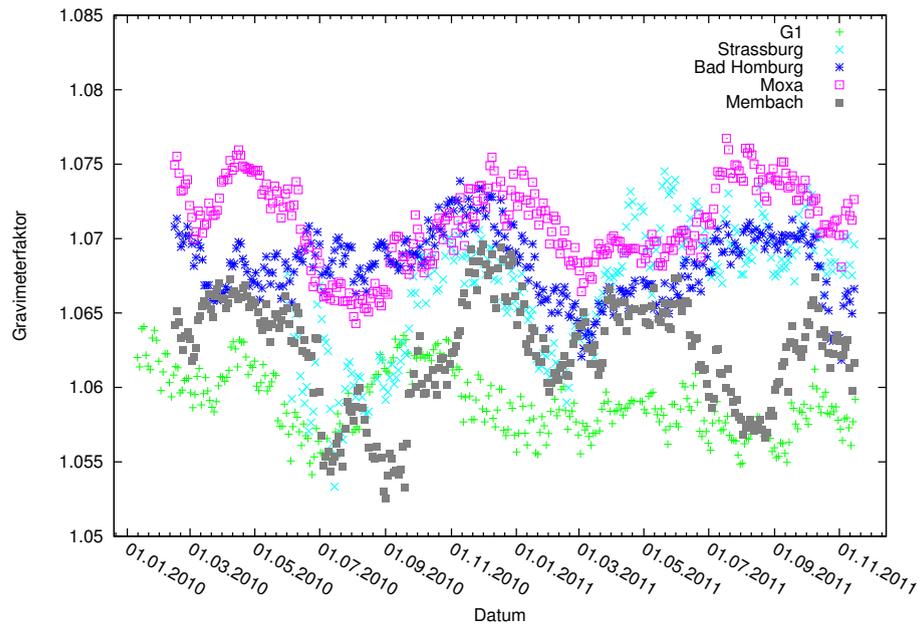


Abbildung A.78.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M3M6 über das Datum in Grün für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen, in Türkis für Straßburg, in Blau für Bad Homburg, in Grau für Membach und in Rosa für Moxa.

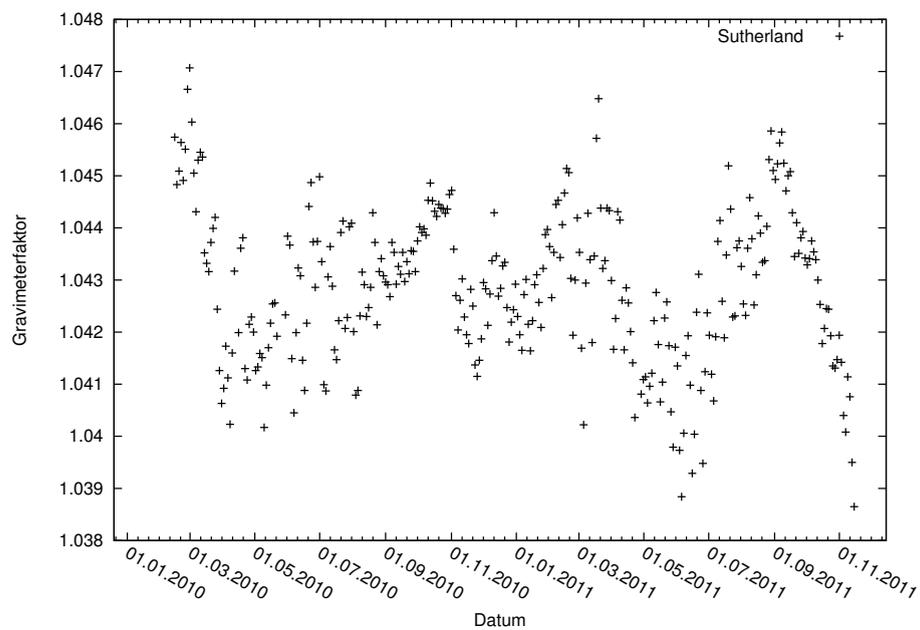


Abbildung A.79.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren von M3M6 über das Datum für Sutherland.

A.5.2. Vergleich der Spektren der Gravimeterfaktoren anderer supraleitender Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk

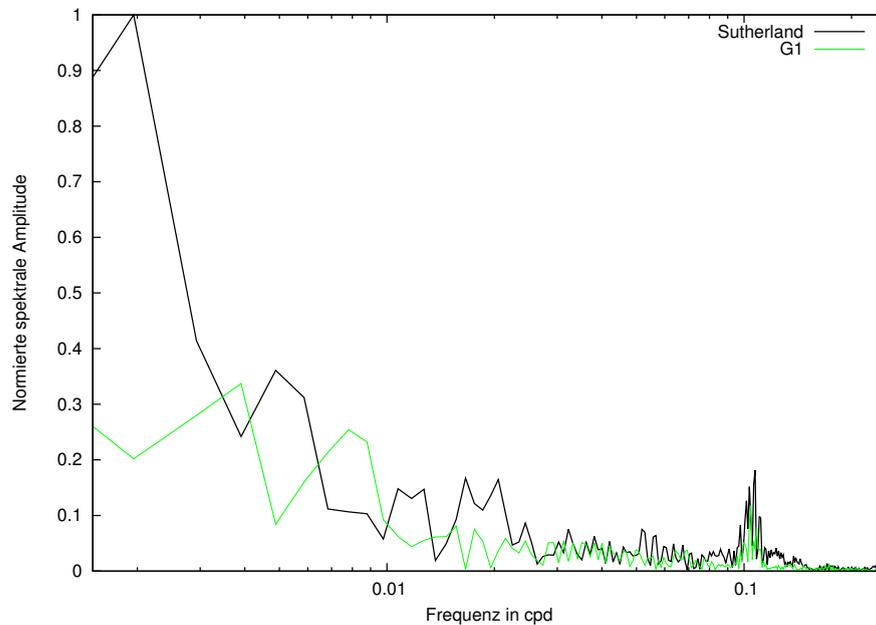


Abbildung A.80.: Spektren der Gravimeterfaktoren von Q1 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

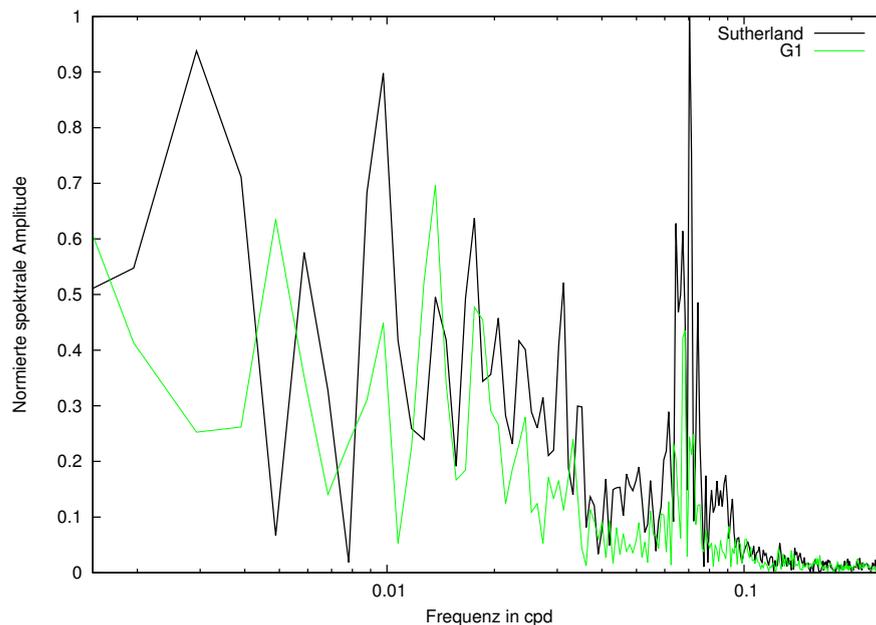


Abbildung A.81.: Spektren der Gravimeterfaktoren von O1 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

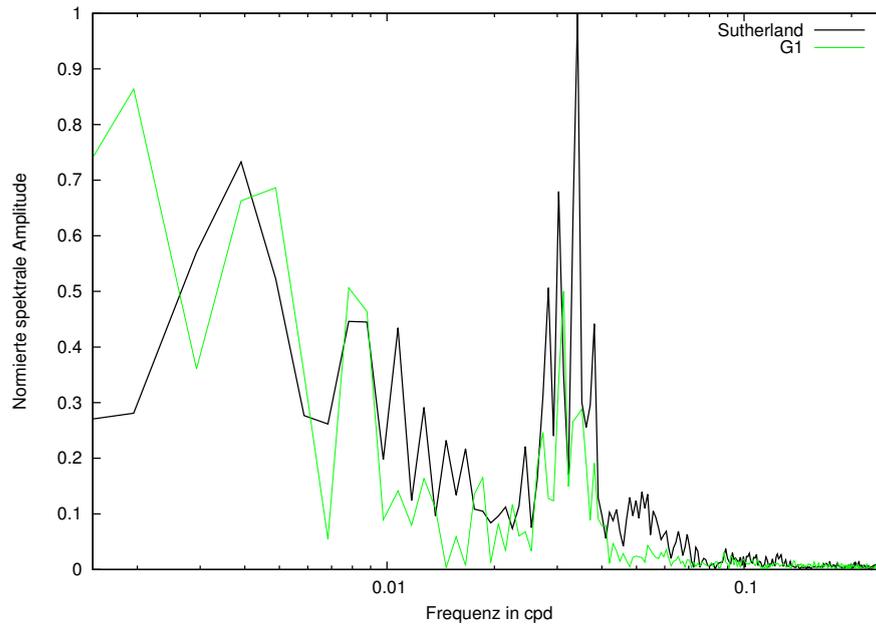


Abbildung A.82.: Spektren der Gravimeterfaktoren von M1 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

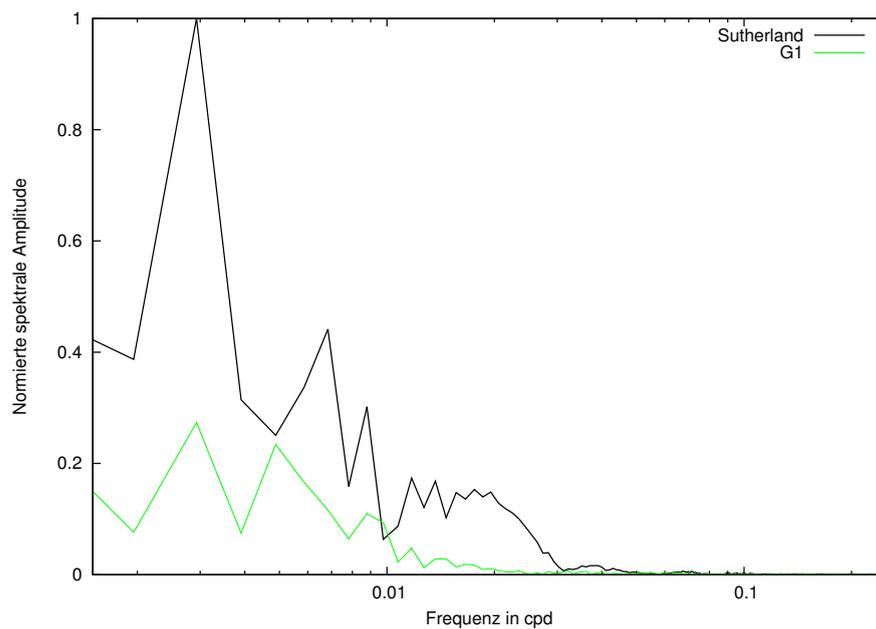


Abbildung A.83.: Spektren der Gravimeterfaktoren von K1 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

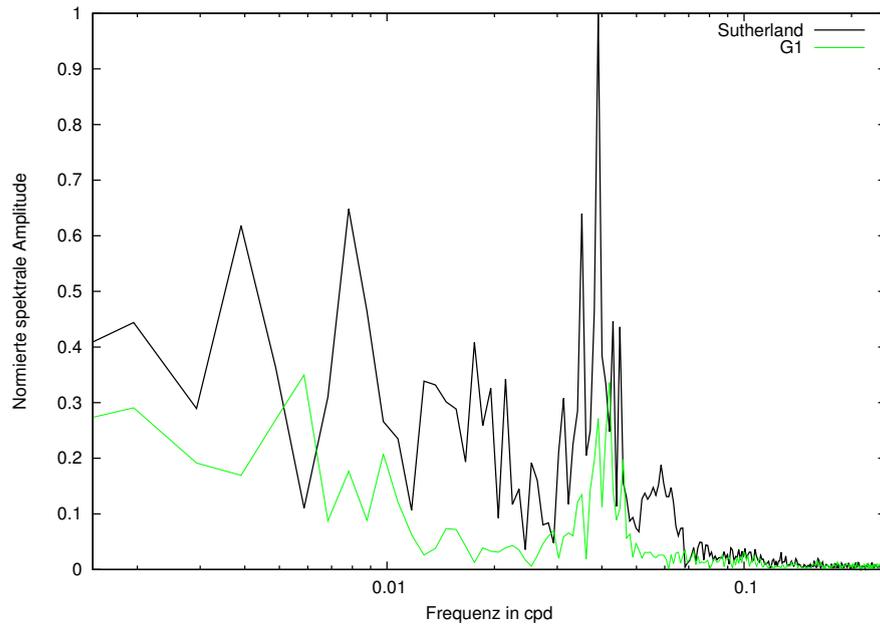


Abbildung A.84.: Spektren der Gravimeterfaktoren von J1 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

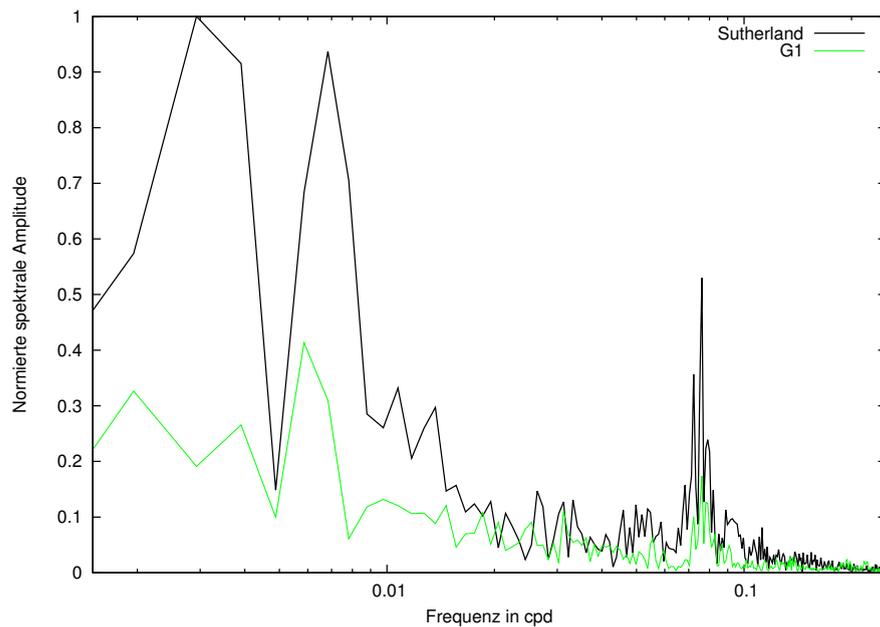


Abbildung A.85.: Spektren der Gravimeterfaktoren von OO1 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

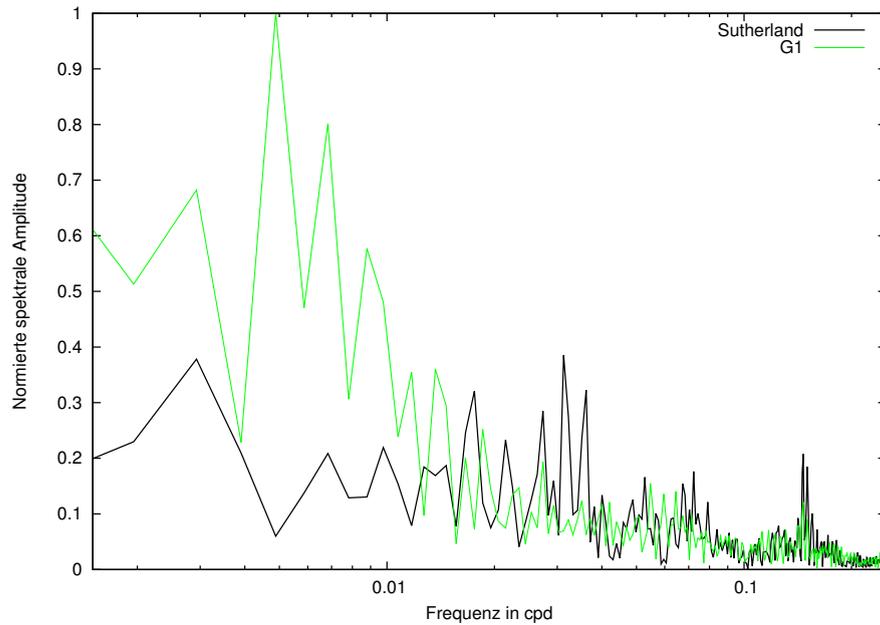


Abbildung A.86.: Spektren der Gravimeterfaktoren von 2N2 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von G1 innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

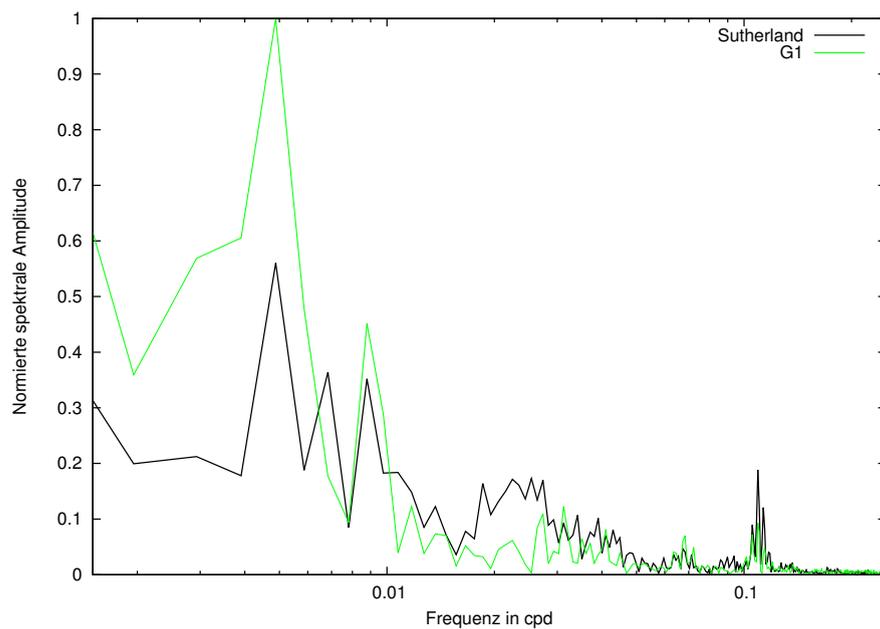


Abbildung A.87.: Spektren der Gravimeterfaktoren von N2 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von G1 innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

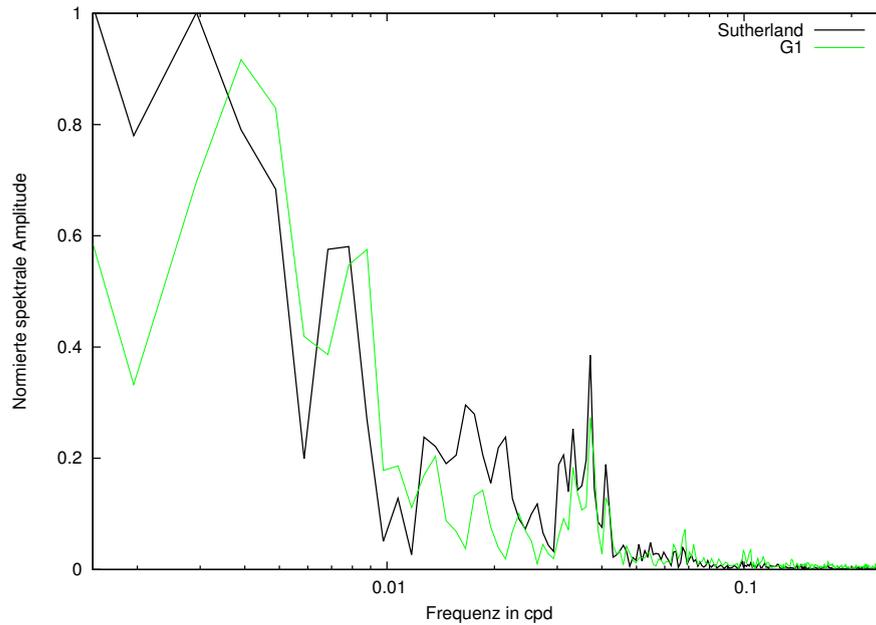


Abbildung A.88.: Spektren der Gravimeterfaktoren von L2 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

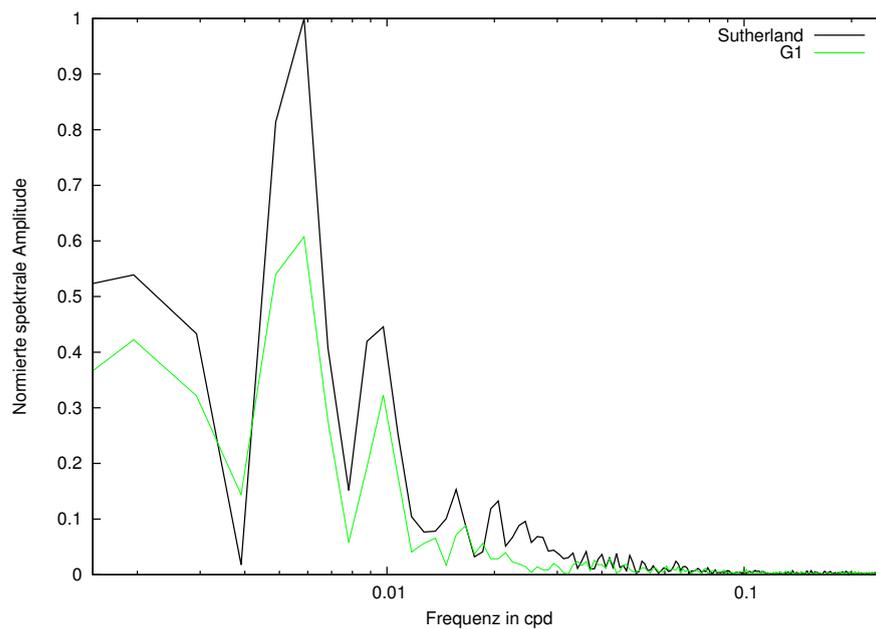


Abbildung A.89.: Spektren der Gravimeterfaktoren von S2 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von Sutherland innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

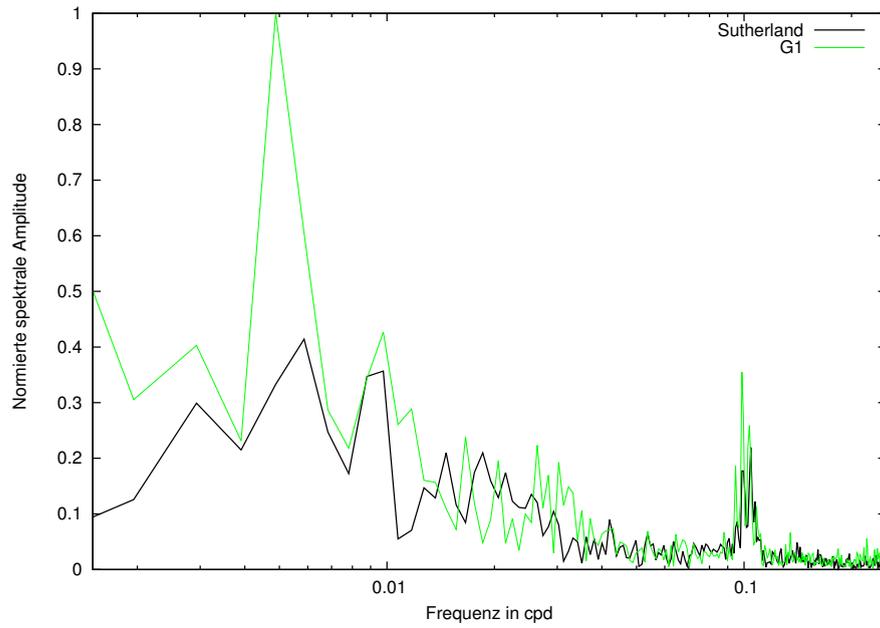


Abbildung A.90.: Spektren der Gravimeterfaktoren von M3M6 für G1 nach dem Ausschneiden der Störungen in Grün und Sutherland in Schwarz über die Frequenz in cpd, mit dem Maximum des Spektrums des Gravimeterfaktors der Daten von G1 innerhalb des dargestellten Frequenzbereichs normiert.

B. Tests der gleitenden Analyse mit synthetischen Daten

B.1. Untersuchungen unter Verwendung von mit *Predict* berechneten Gezeiten

B.1.1. Datensatz A

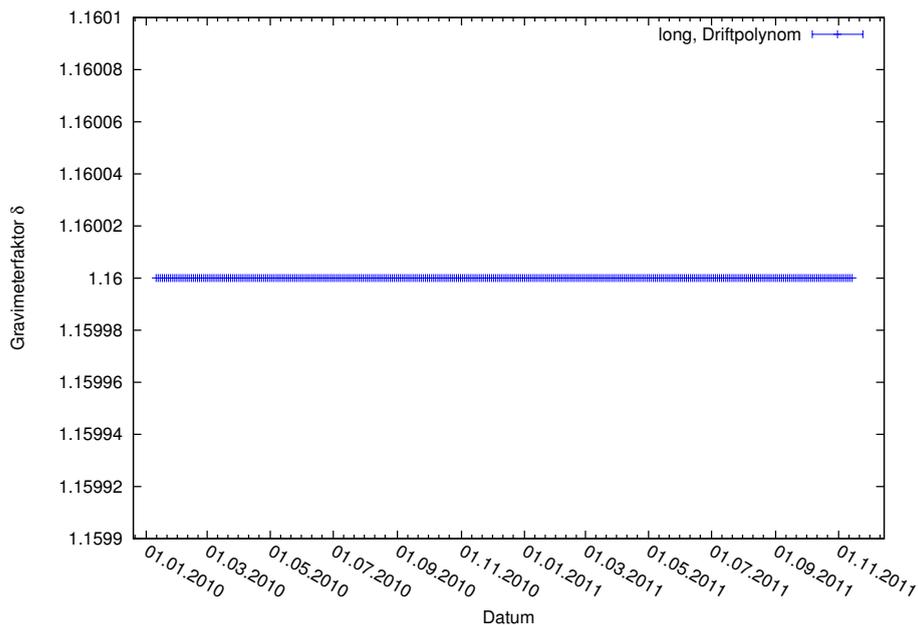


Abbildung B.91.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe long aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes A unter Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms.

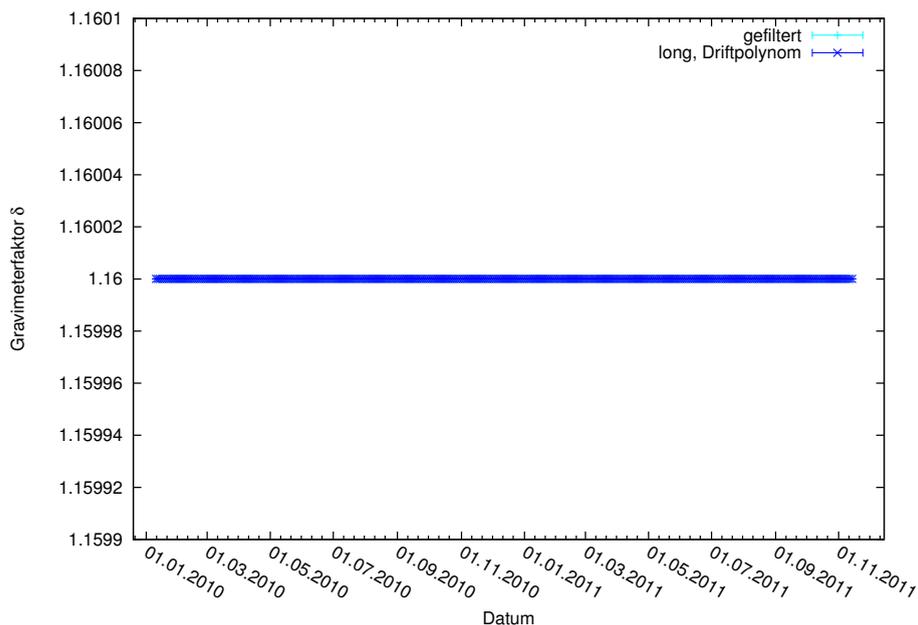


Abbildung B.92.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe K1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes A unter Verwendung des Hochpassfilters in Hell- und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Dunkelblau.

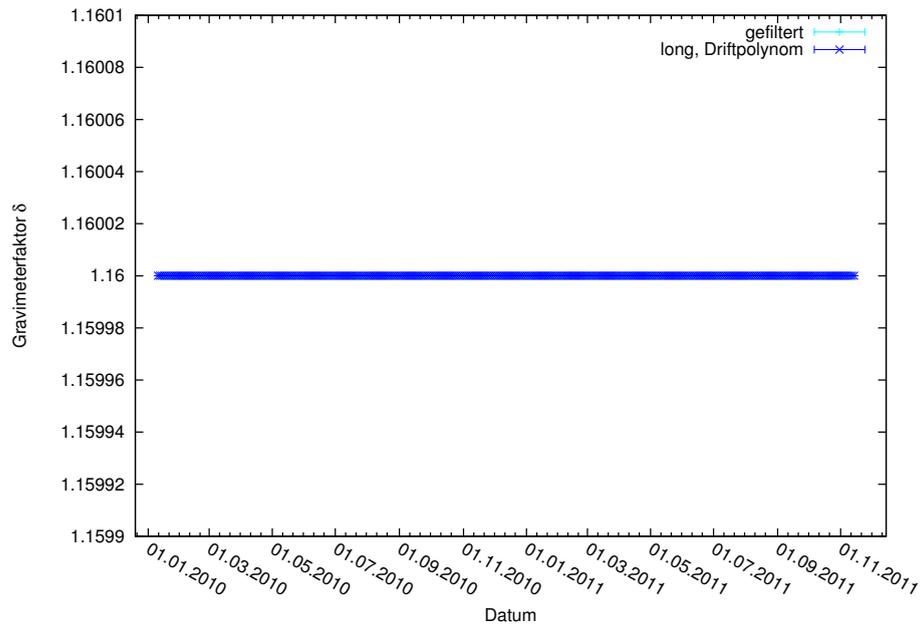


Abbildung B.93.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe M2 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes A unter Verwendung des Hochpassfilters in Hell- und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Dunkelblau.

B.1.2. Datensatz B

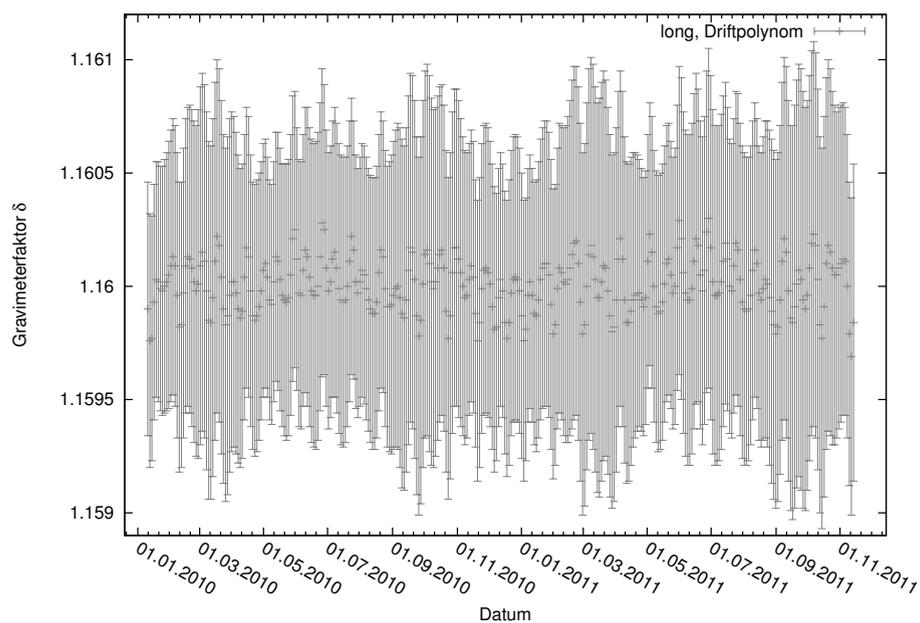


Abbildung B.94.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe long aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

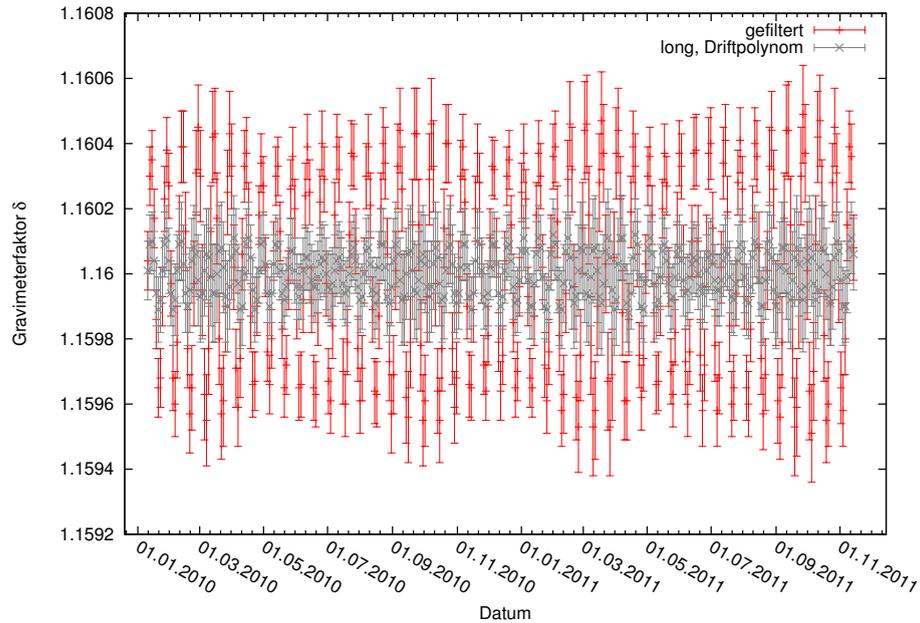


Abbildung B.95.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe O1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

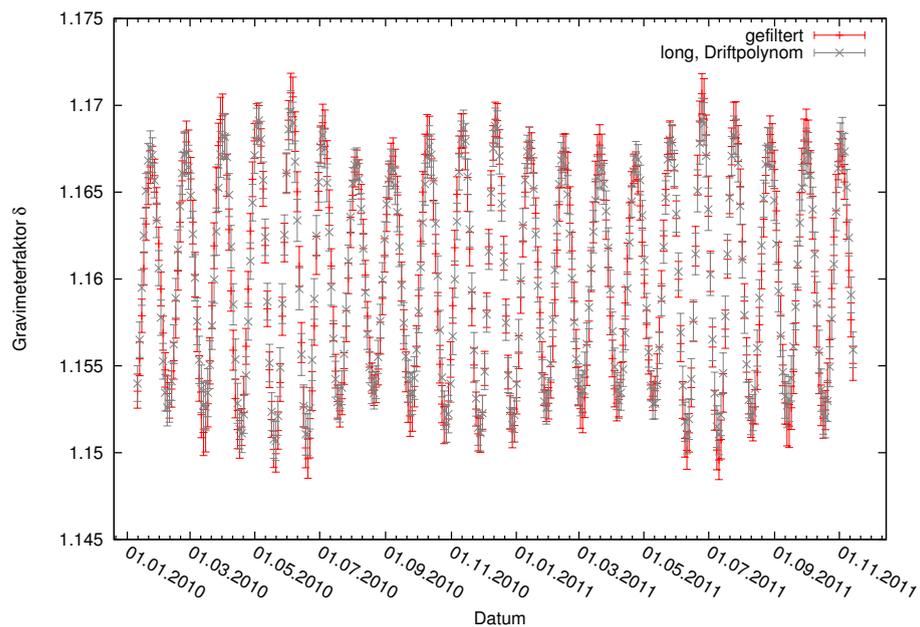


Abbildung B.96.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe M1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

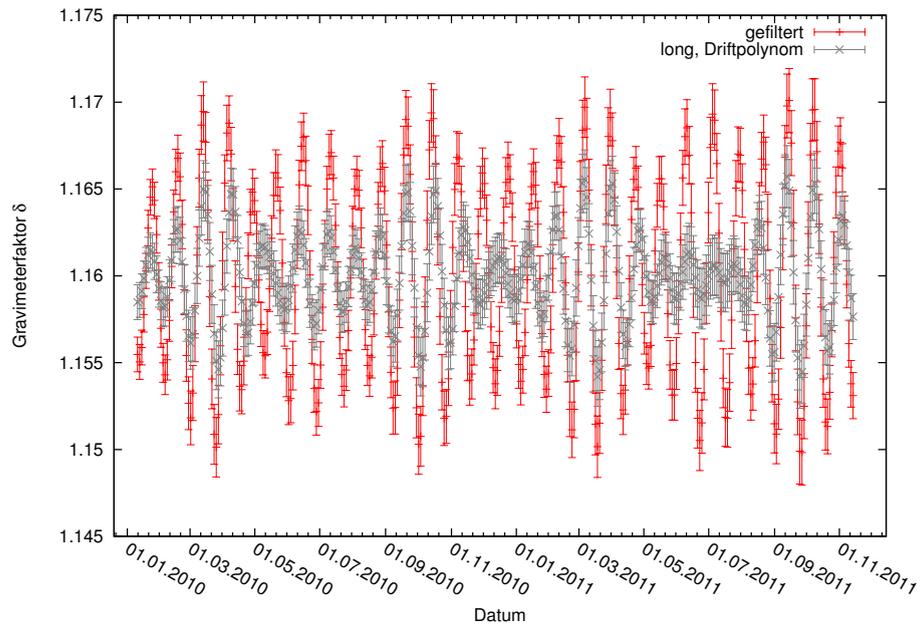


Abbildung B.97.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe J1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

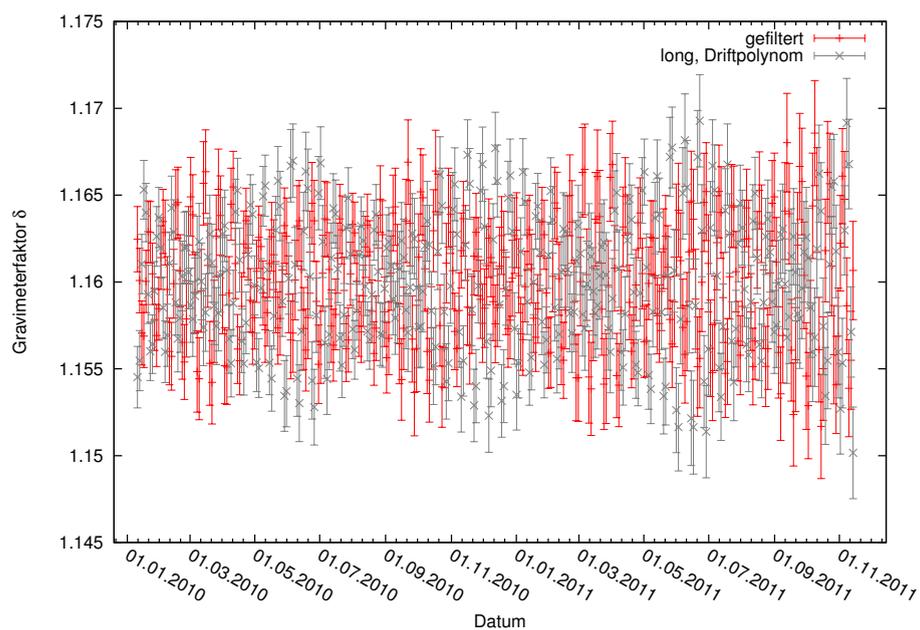


Abbildung B.98.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe OO1 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

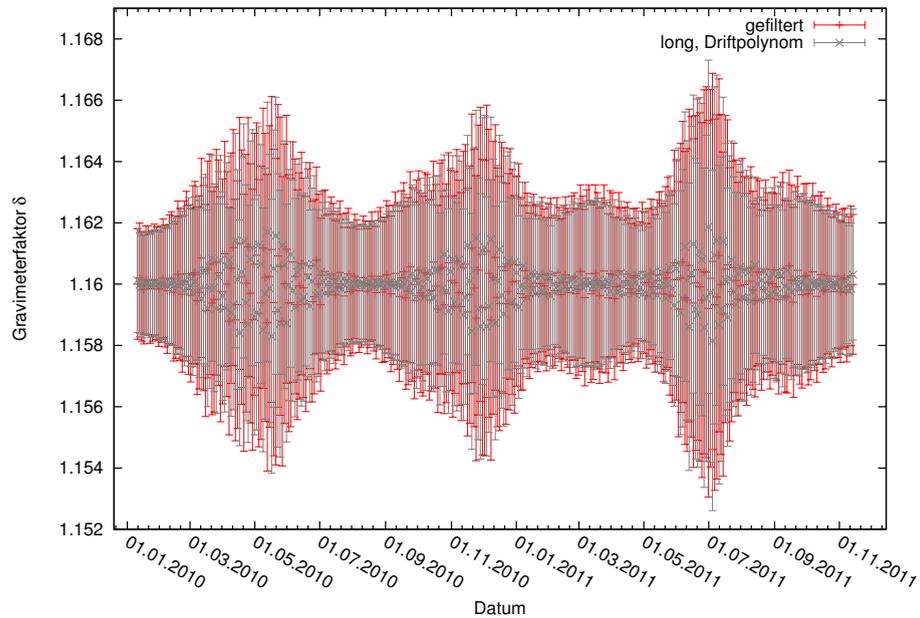


Abbildung B.99.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe 2N2 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

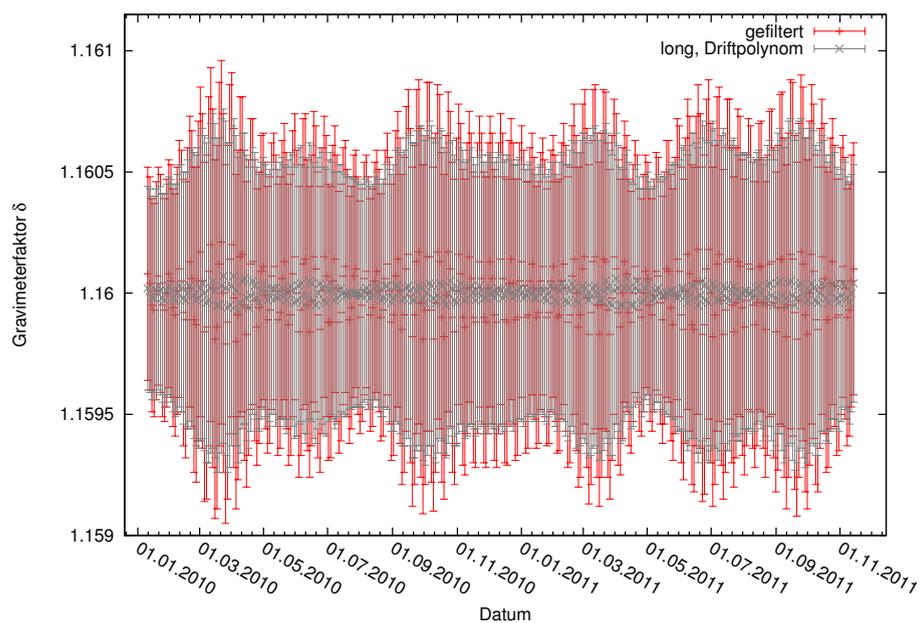


Abbildung B.100.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe N2 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

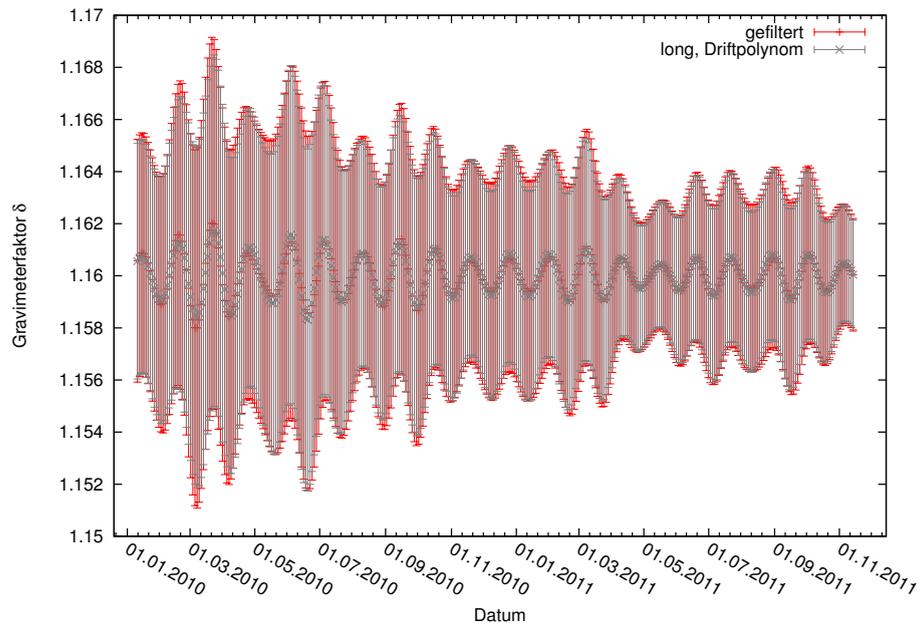


Abbildung B.101.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe L2 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

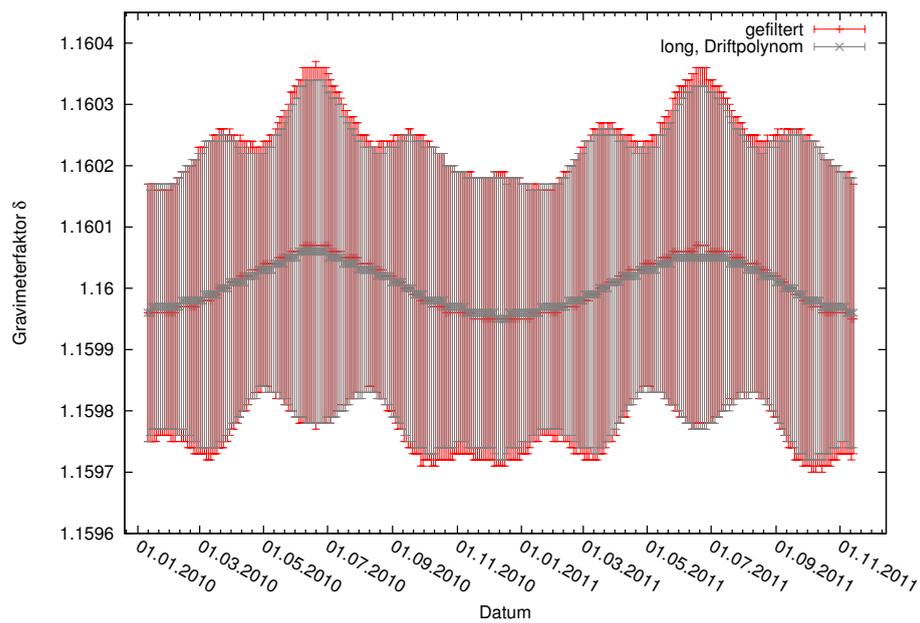


Abbildung B.102.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe S2 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

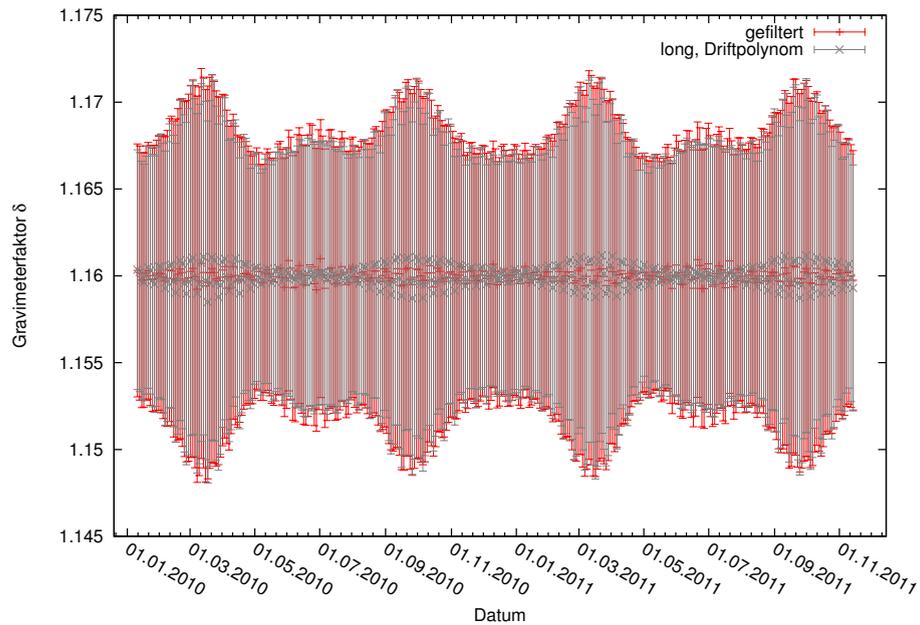


Abbildung B.103.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe M3M6 aus der gleitenden Analyse des mit *Predict* berechneten Datensatzes B unter Verwendung des Hochpassfilters in Rot und mit Ansatz einer langperiodischen Wellengruppe und eines linearen Driftpolynoms in Grau.

B.2. Untersuchungen unter Verwendung von nicht mit *Predict* berechneten Gezeiten

B.2.1. Gleitende Analyse

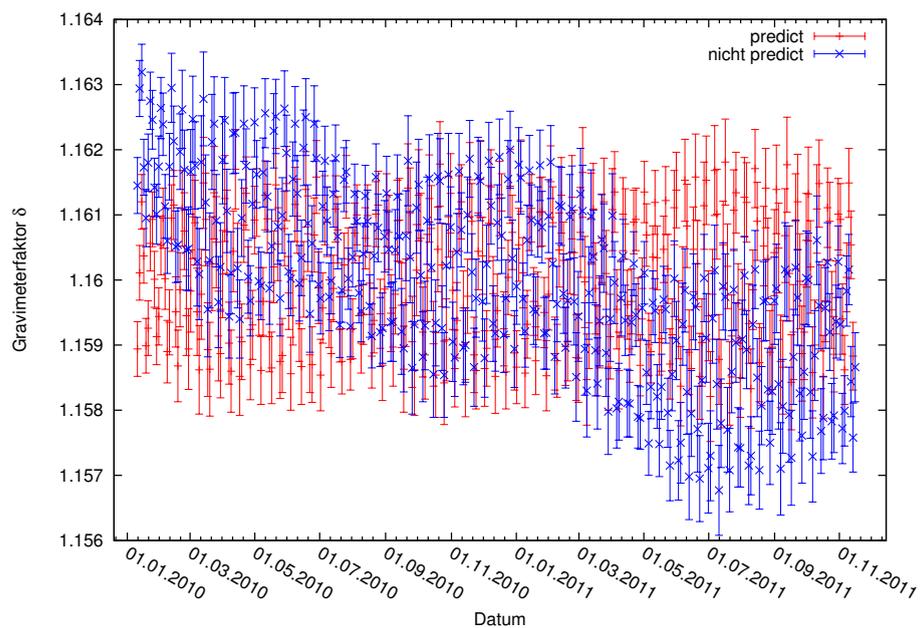


Abbildung B.104.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe Q1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

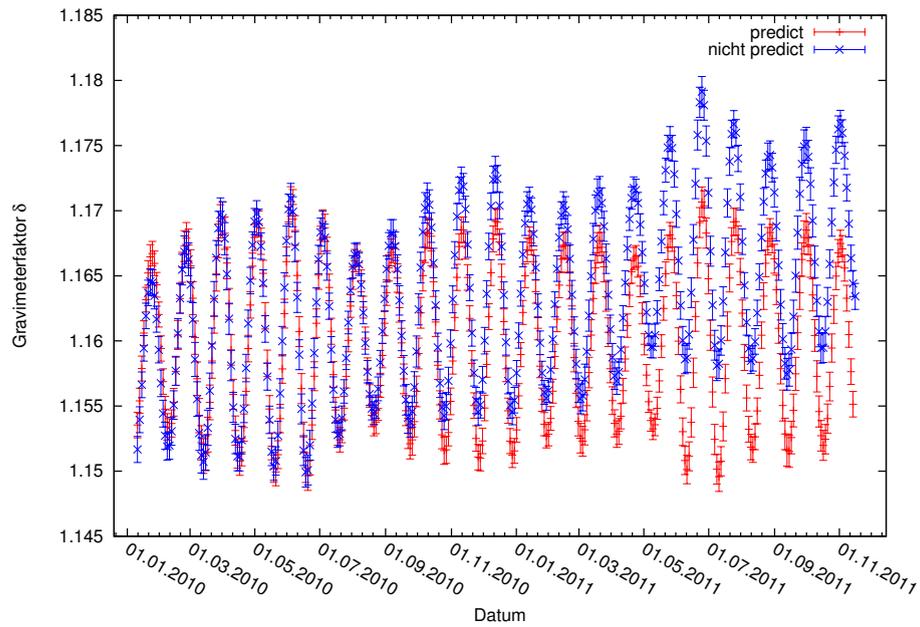


Abbildung B.105.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe M1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

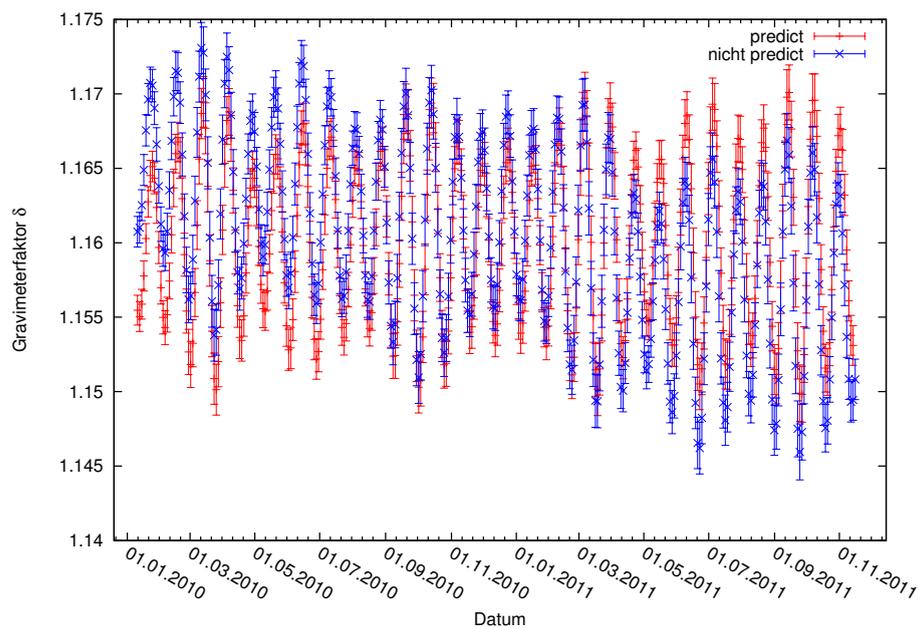


Abbildung B.106.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe J1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

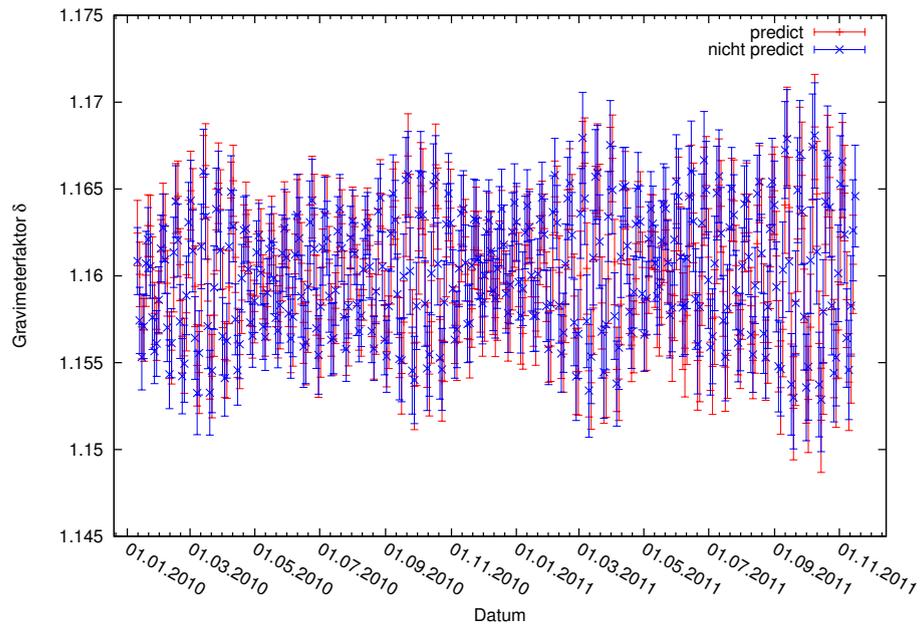


Abbildung B.107.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe OO1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

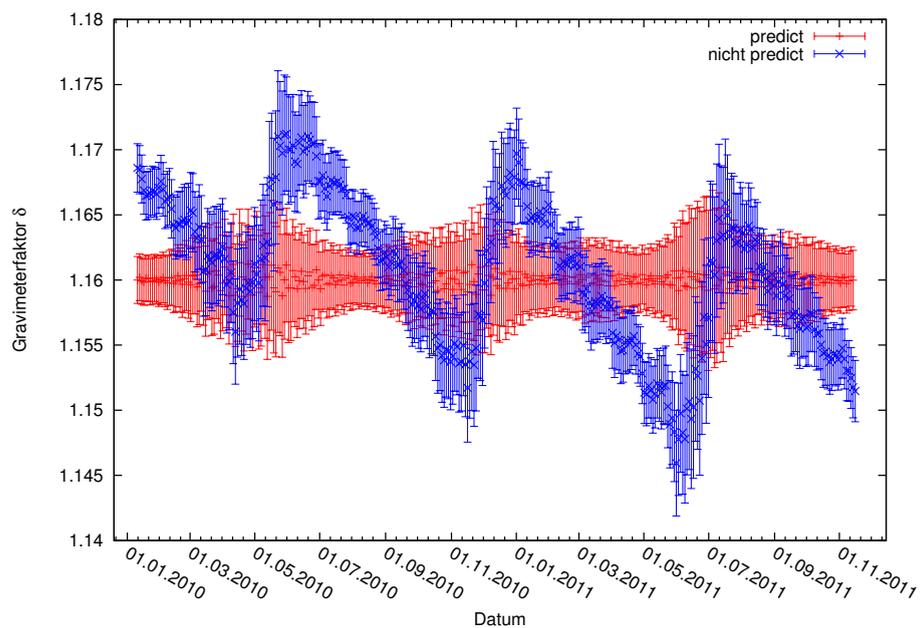


Abbildung B.108.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe 2N2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

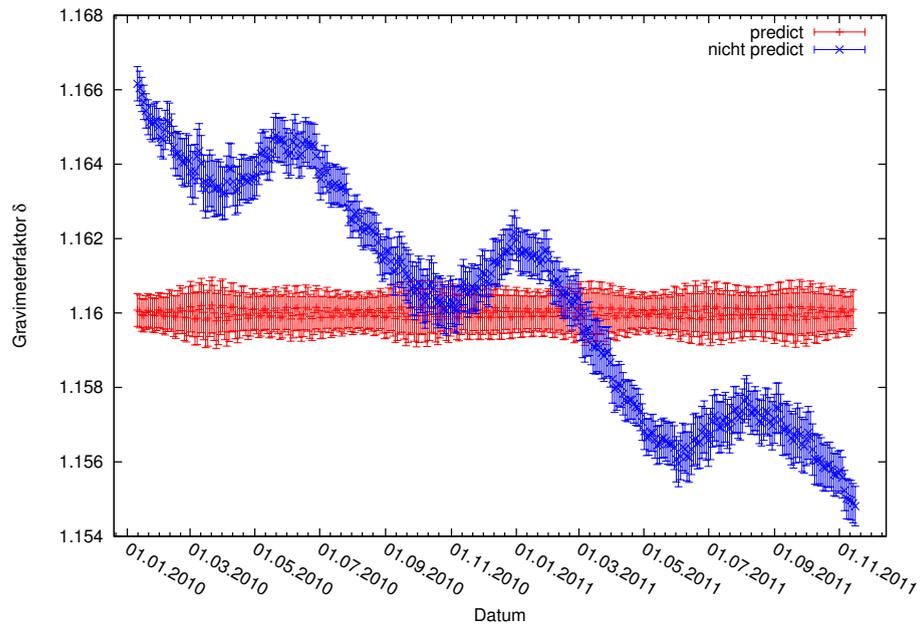


Abbildung B.109.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe N2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

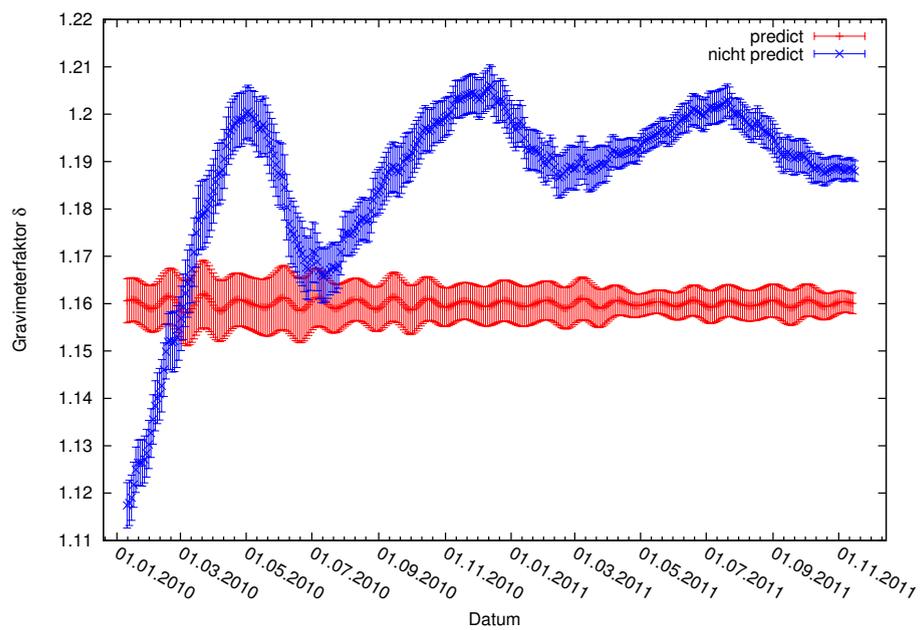


Abbildung B.110.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe L2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

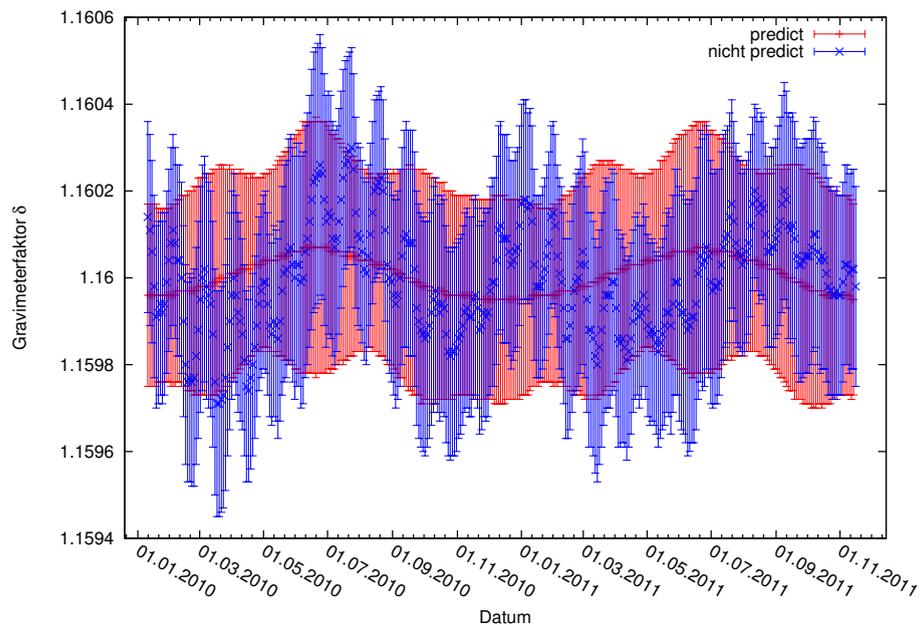


Abbildung B.111.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe S2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

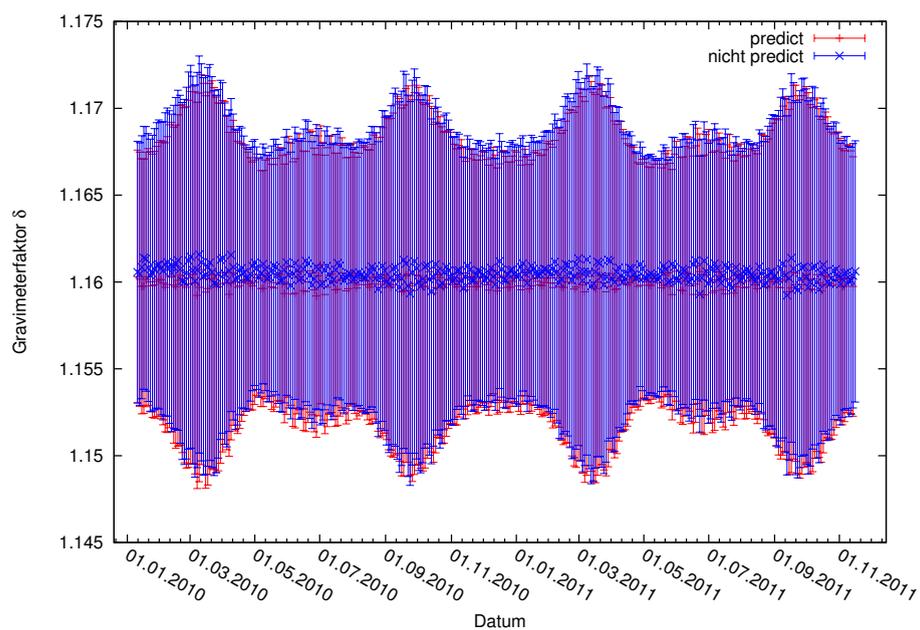


Abbildung B.112.: Gravimeterfaktoren der Wellengruppe M3M6 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau im Vergleich der des Datensatzes B in Rot mit der Wellengruppeneiteilung I.

B.2.2. Gezeitenanalyse

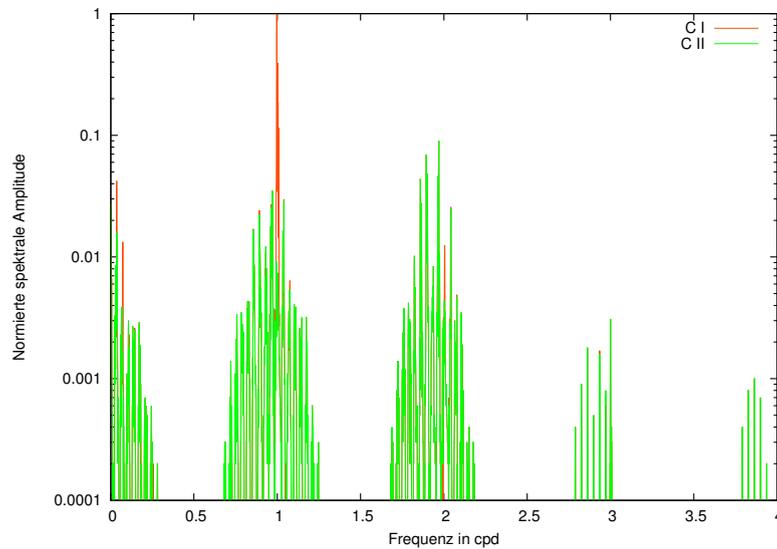


Abbildung B.113.: Normierte Spektren der Residuen des Datensatzes C aus der Gezeitenanalyse mit den Wellengruppeneinteilungen I in Orange und II in Grün über die Frequenz in cpd im Bereich bis 4 cpd, normiert auf das Maximum der Spektrums des Residuums des Datensatzes C mit der Wellengruppeneinteilung I.

B.3. Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse der gemessenen Schweredaten

B.3.1. Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse des Datensatzes C und der Daten des Sensors G1

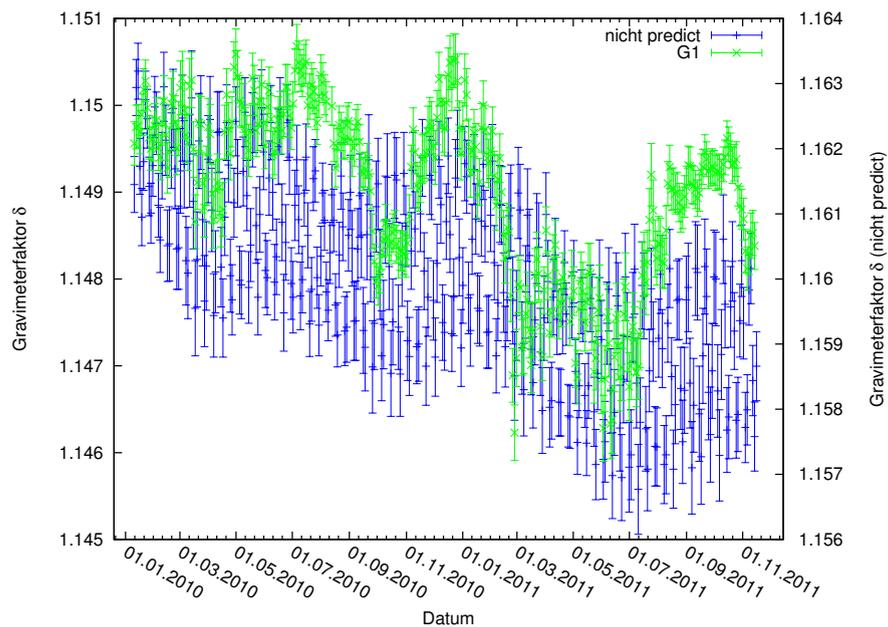


Abbildung B.114.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe Q1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

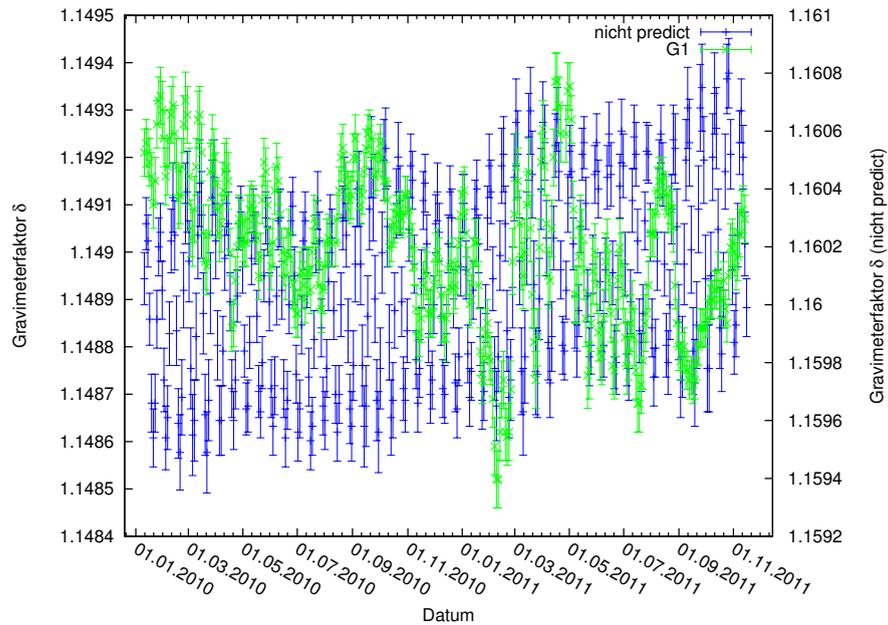


Abbildung B.115.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe O1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

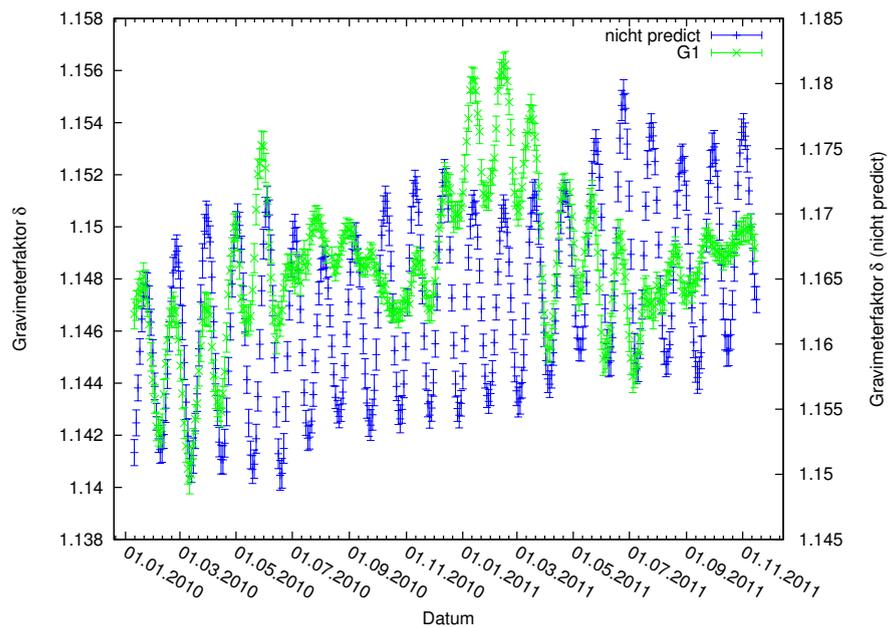


Abbildung B.116.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe M1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

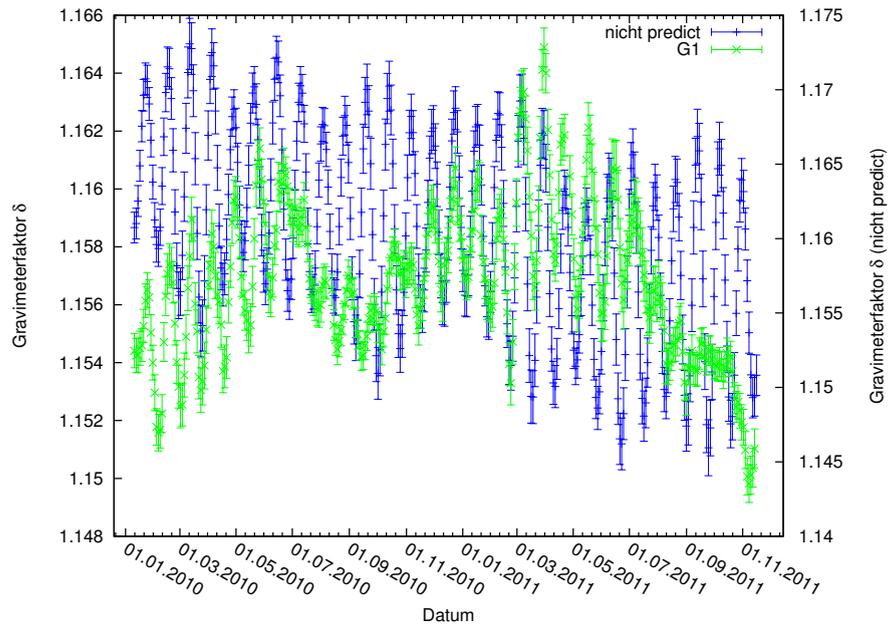


Abbildung B.117.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe J1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

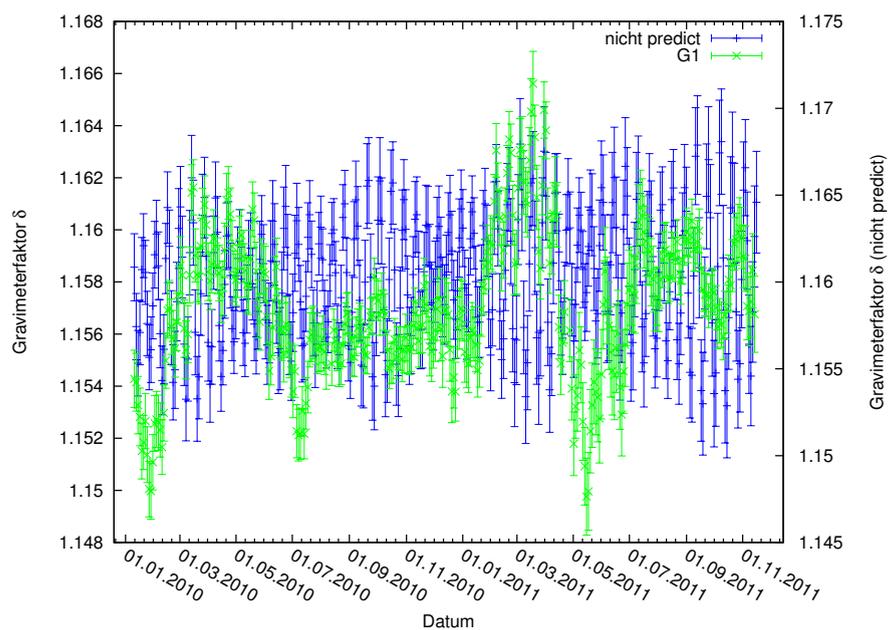


Abbildung B.118.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe OO1 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

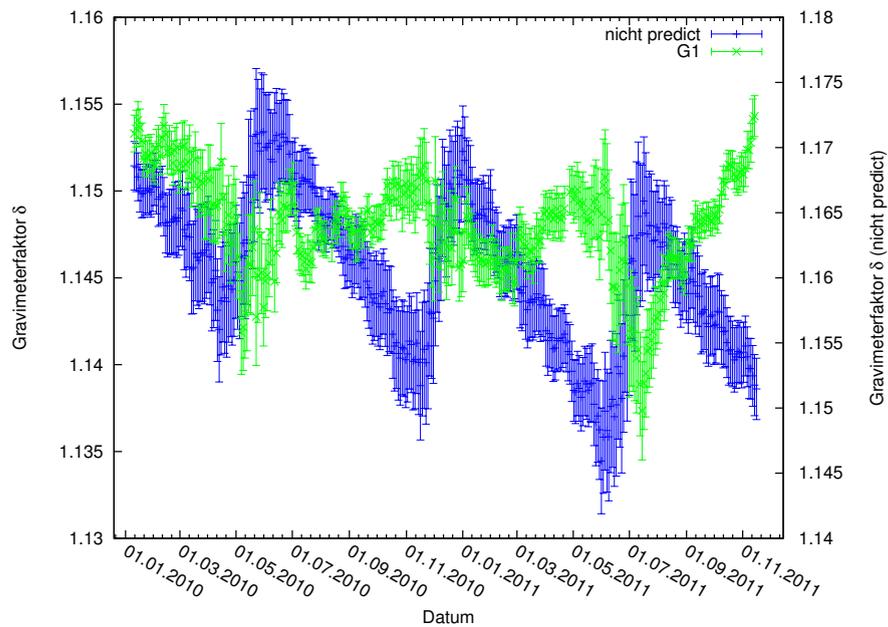


Abbildung B.119.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe 2N2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

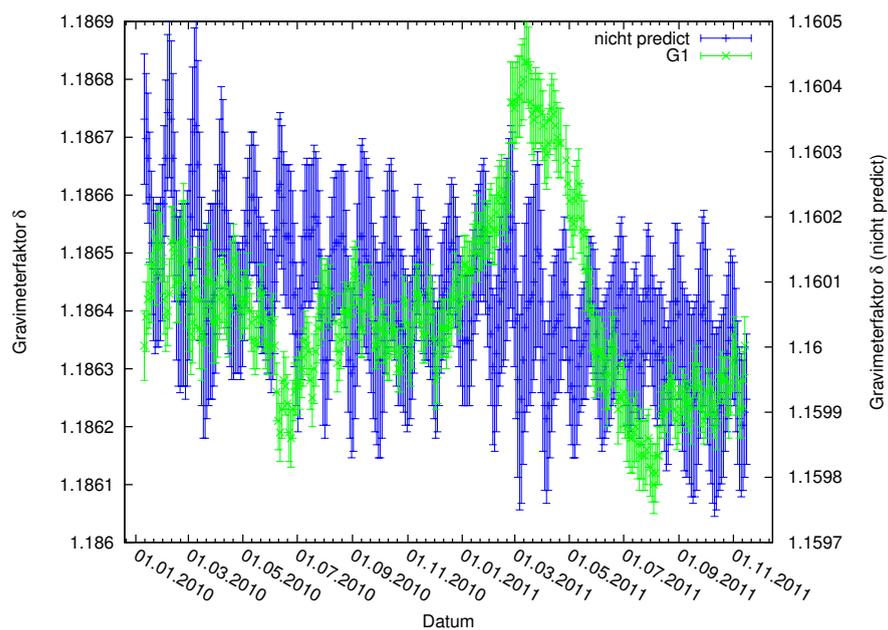


Abbildung B.120.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe M2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

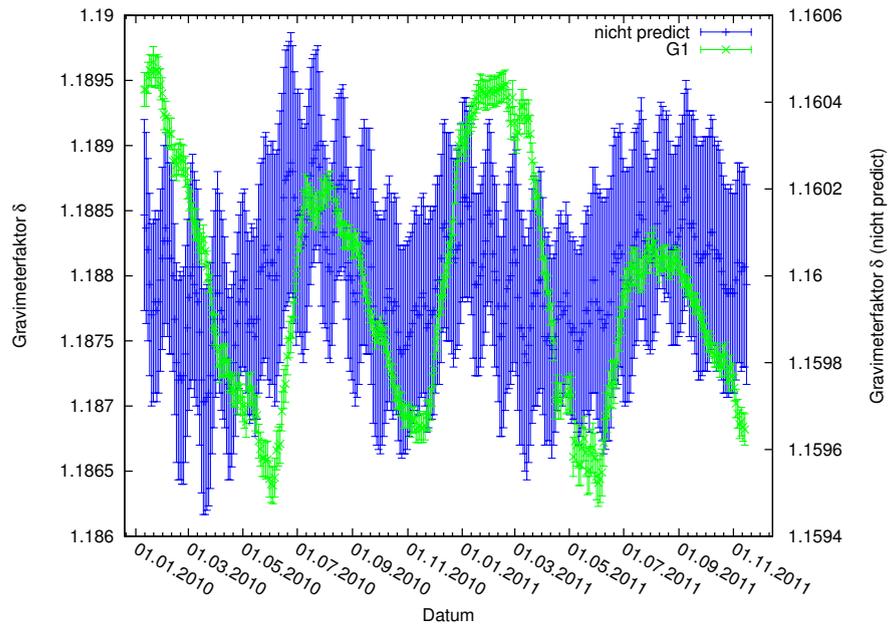


Abbildung B.121.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe S2 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

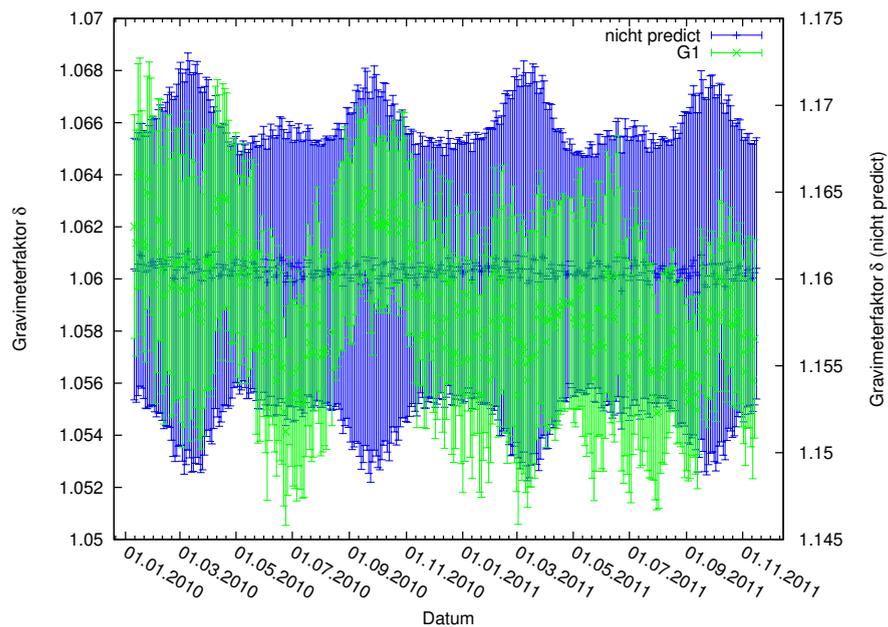


Abbildung B.122.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe M3M6 aus der gleitenden Analyse des Datensatzes C in Blau auf der rechten Achse und der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün auf der linken Achse über das Datum aufgetragen.

B.3.2. Vergleich mit den Ergebnissen der gleitenden Analyse der Daten des Sensors G1 und der ihnen entsprechenden mit *Predict* berechneten

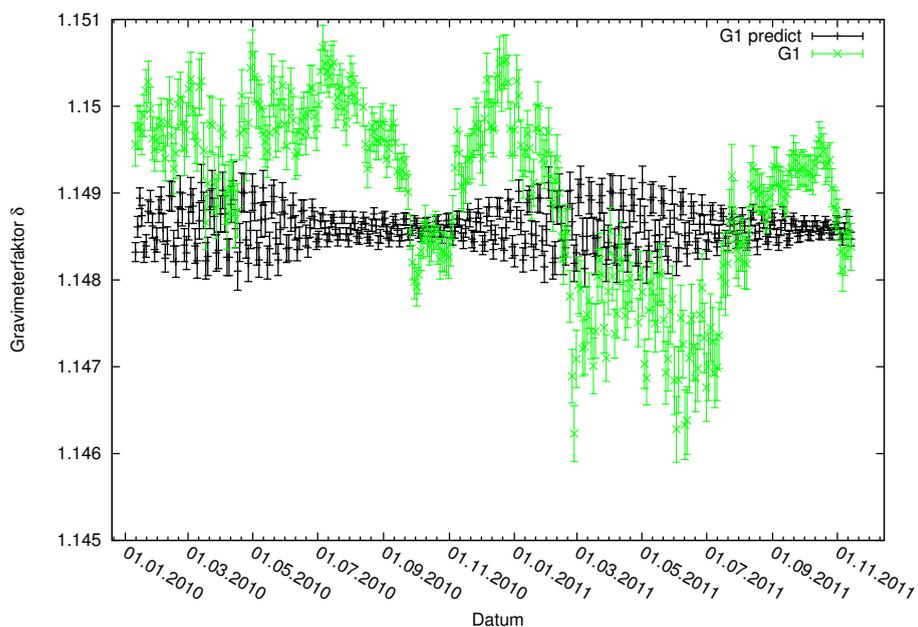


Abbildung B.123.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe Q1 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

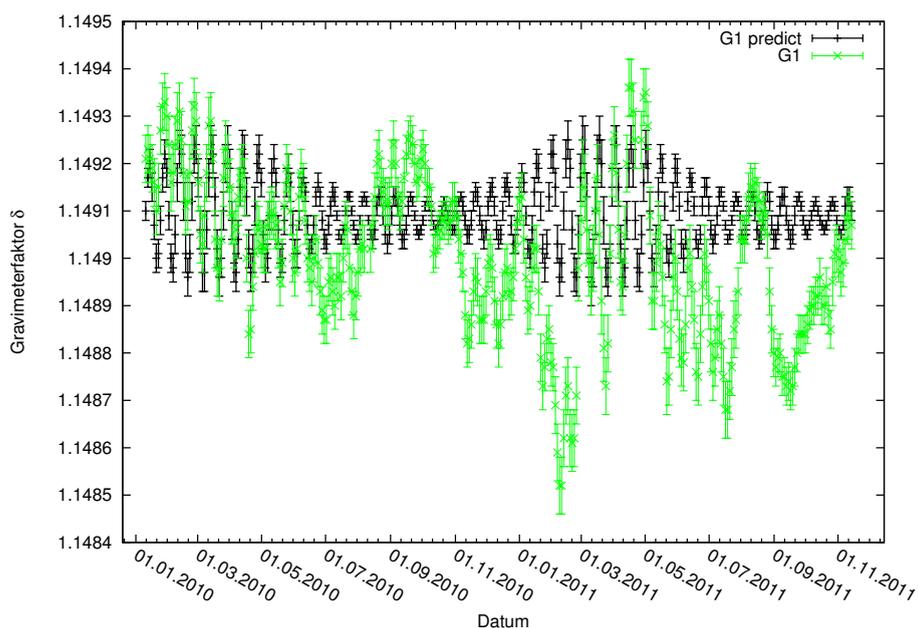


Abbildung B.124.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe O1 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

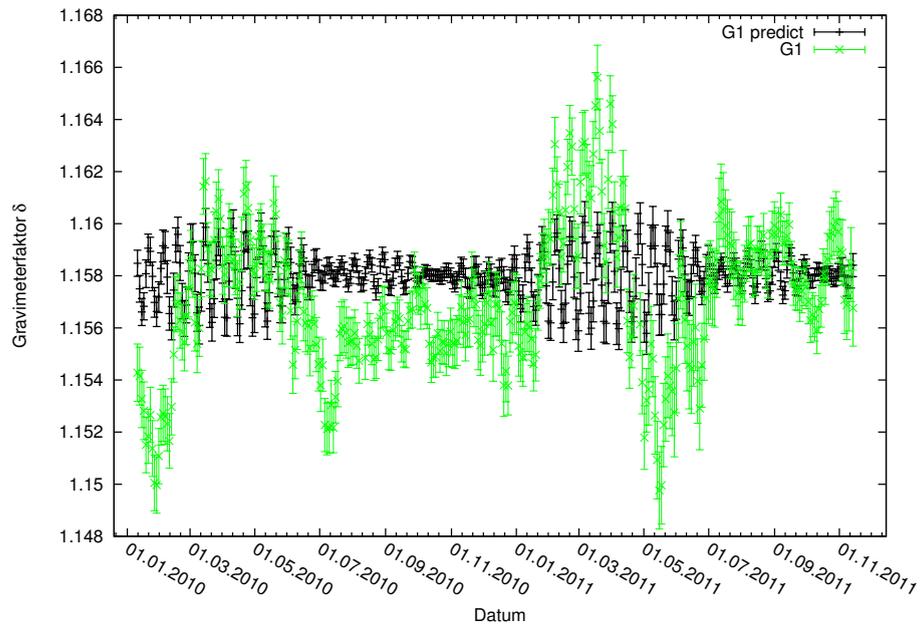


Abbildung B.125.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe OO1 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

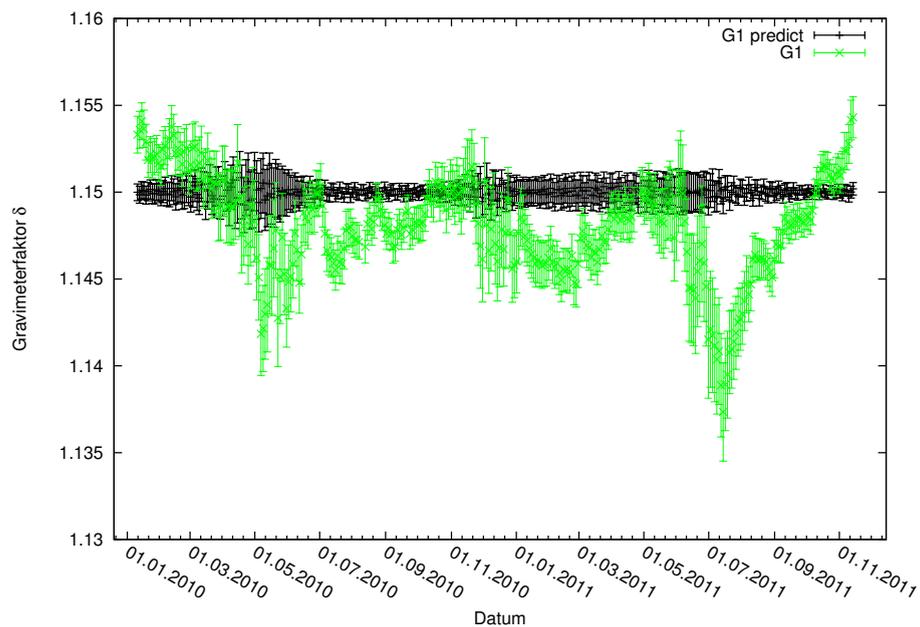


Abbildung B.126.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe 2N2 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

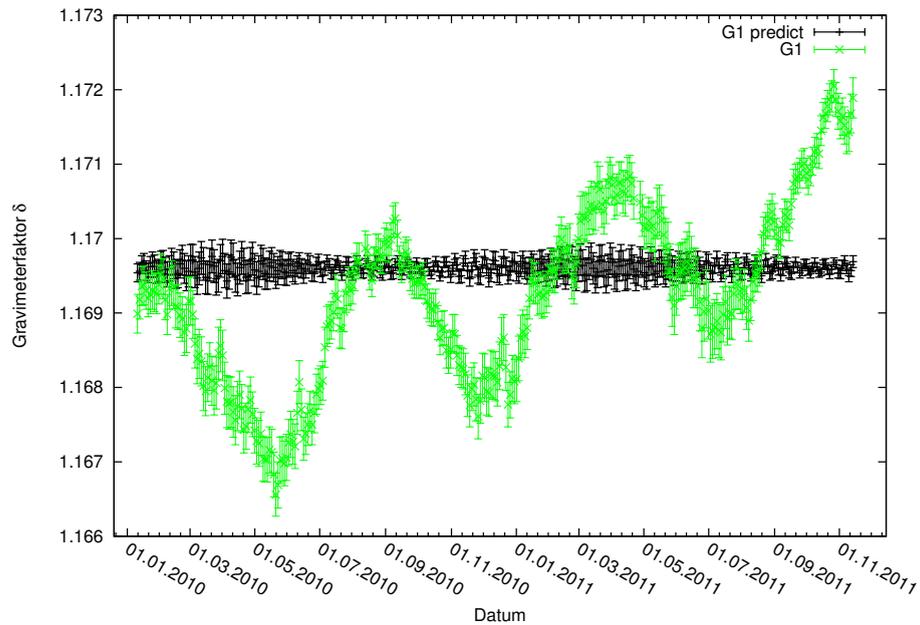


Abbildung B.127.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe N2 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

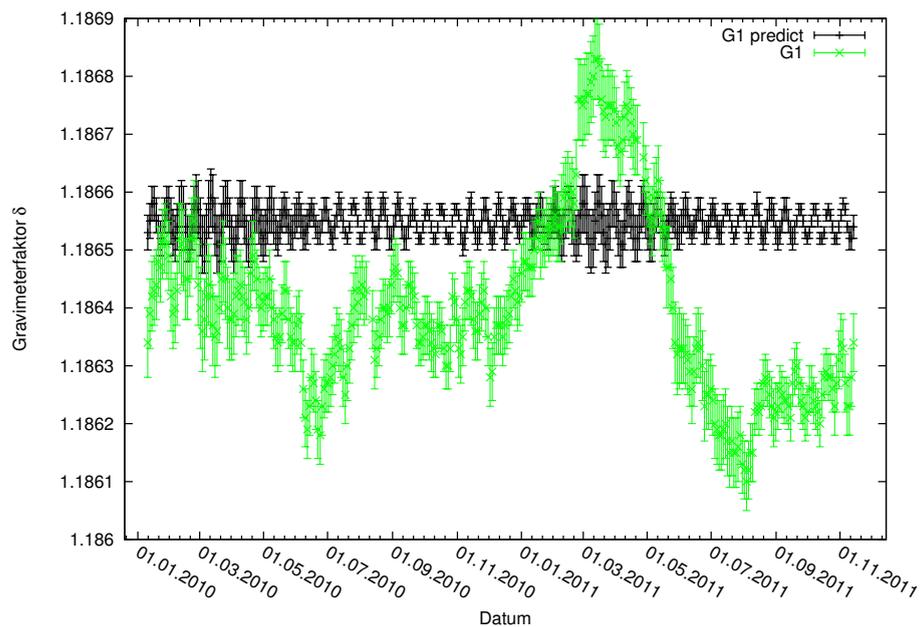


Abbildung B.128.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe M2 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

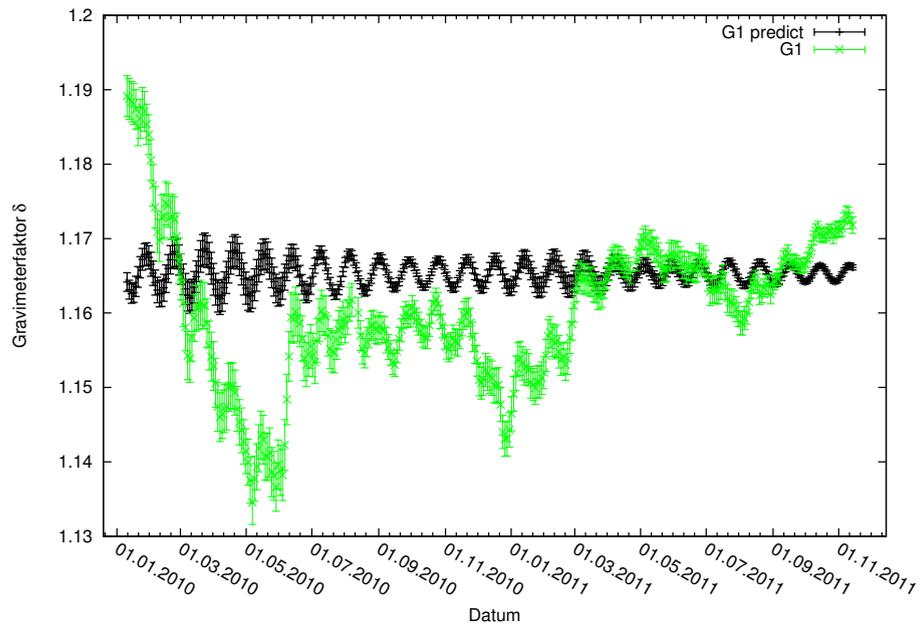


Abbildung B.129.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe L2 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

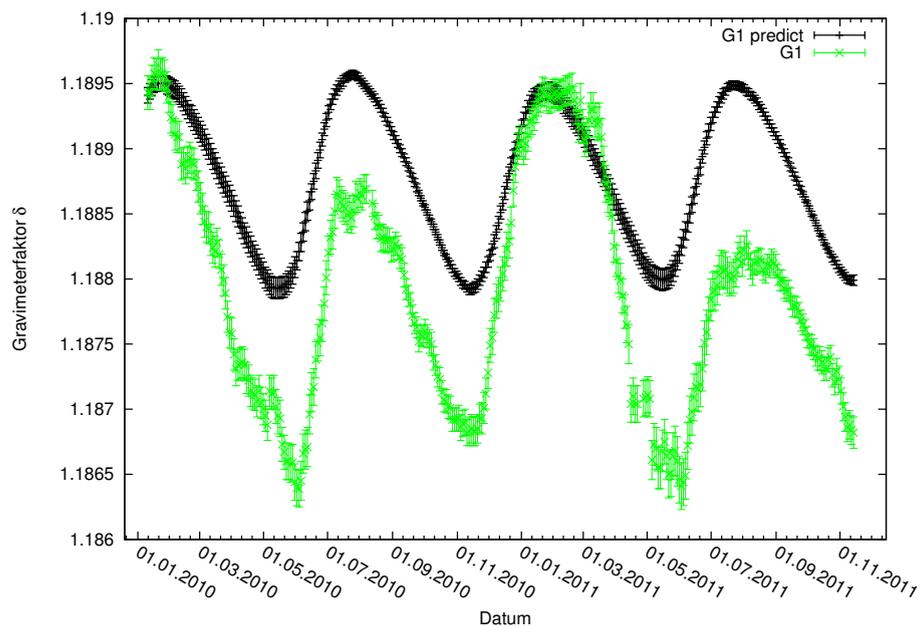


Abbildung B.130.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe S2 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

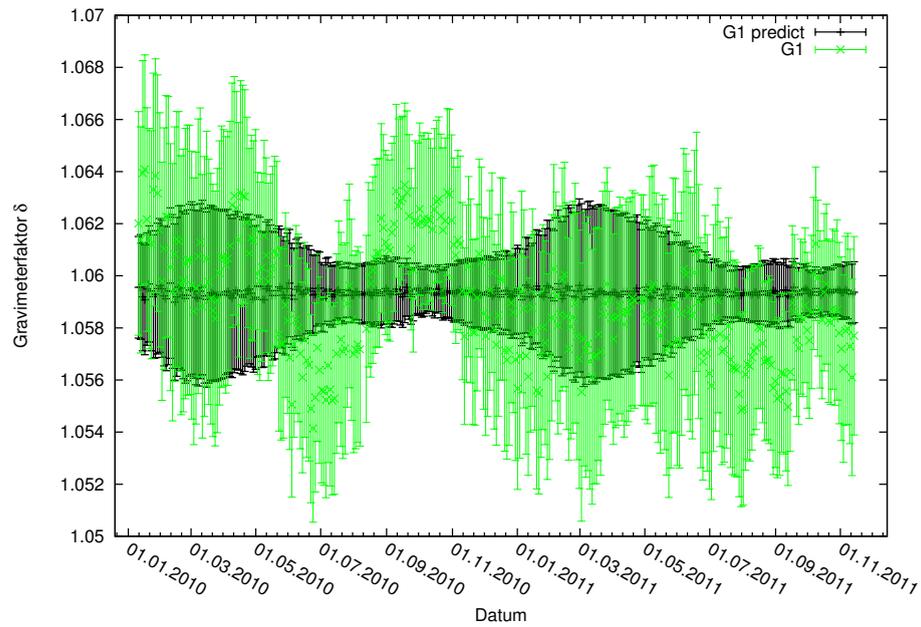


Abbildung B.131.: Zeitlicher Verlauf der Gravimeterfaktoren der Wellegruppe M3M6 aus der gleitenden Analyse der Messdaten des Sensors G1, nach Ausschneiden der Störungen, in Grün und der ihnen entsprechenden, mit *Predict* berechneten Daten über das Datum aufgetragen.

C. Untersuchung der äußeren Störeinflüsse

C.1. Gleitende Analyse unter Verwendung von Korrekturmodellen

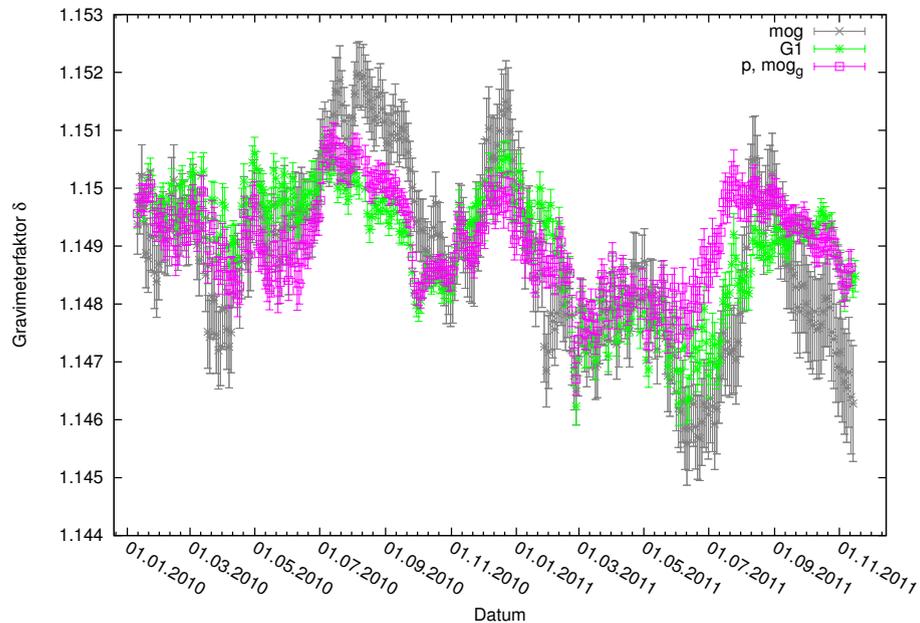


Abbildung C.132.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe Q1 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

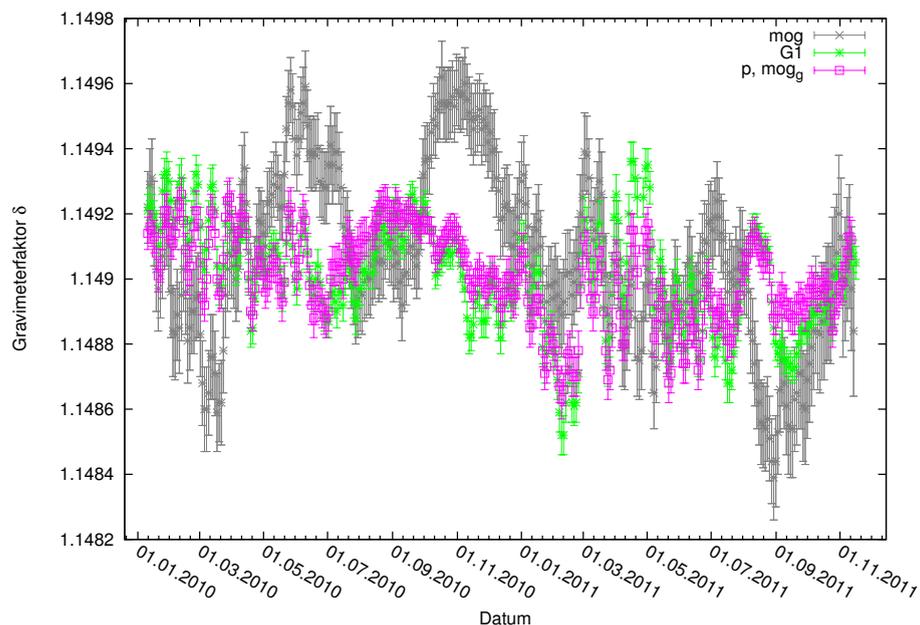


Abbildung C.133.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe O1 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

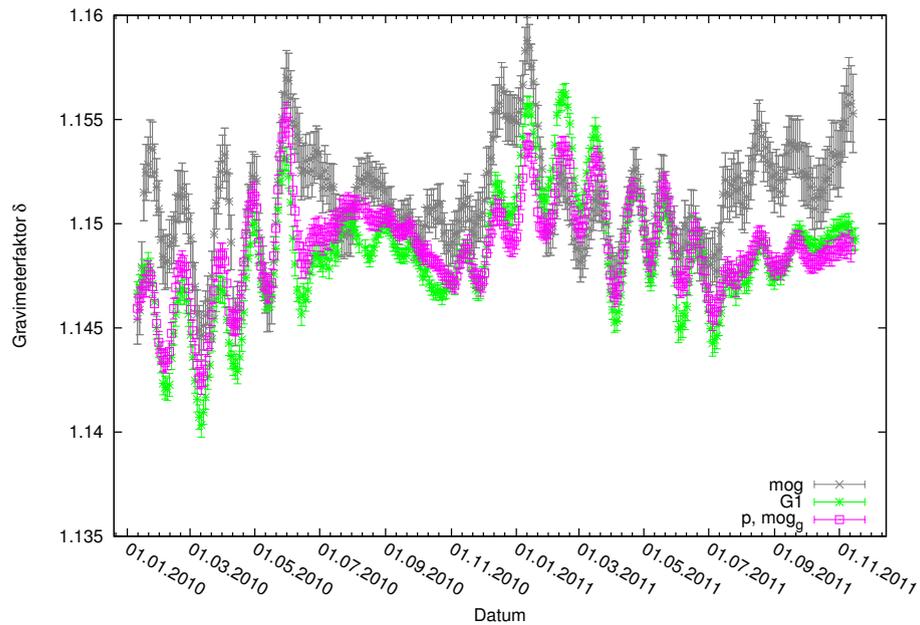


Abbildung C.134.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe M1 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

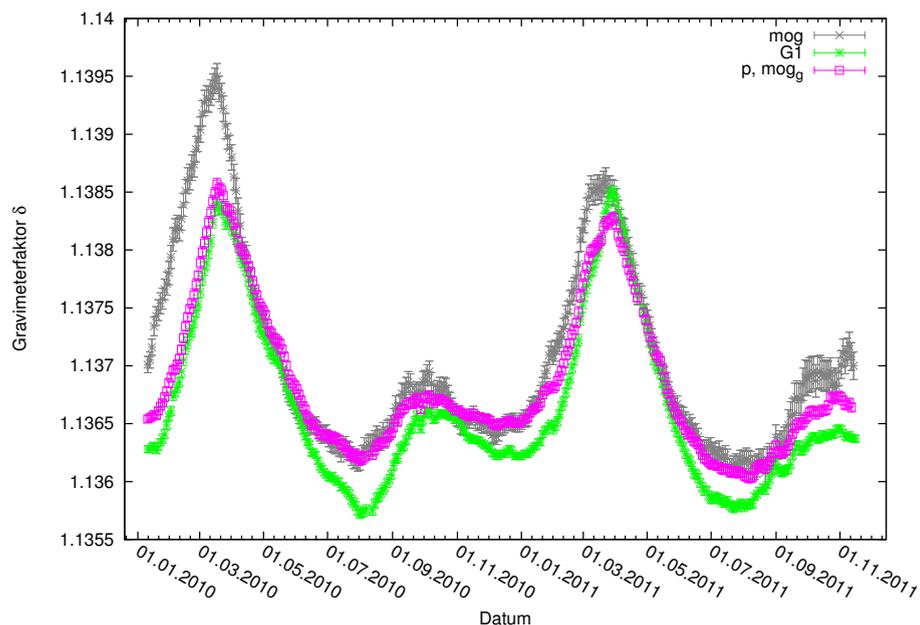


Abbildung C.135.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe K1 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

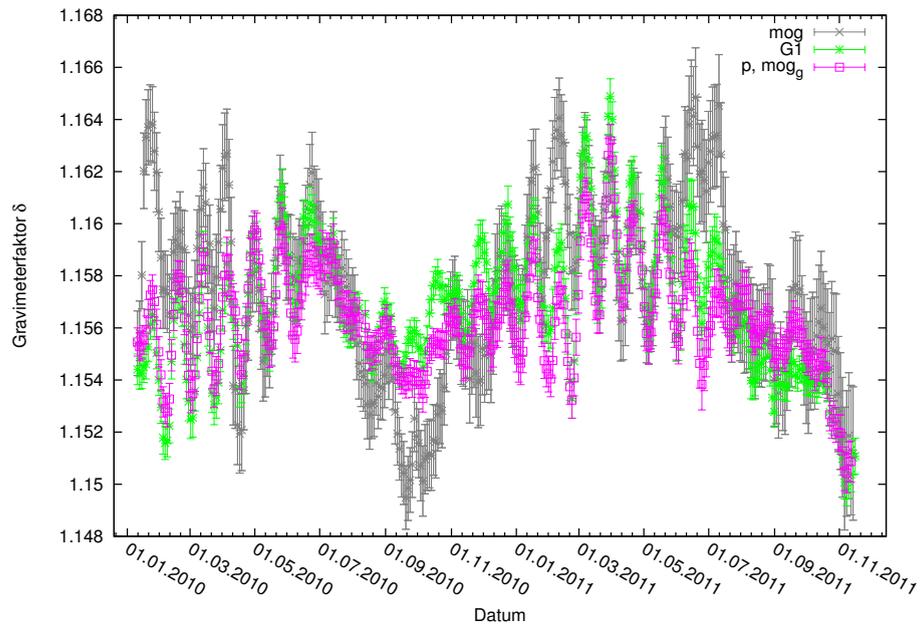


Abbildung C.136.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe J1 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

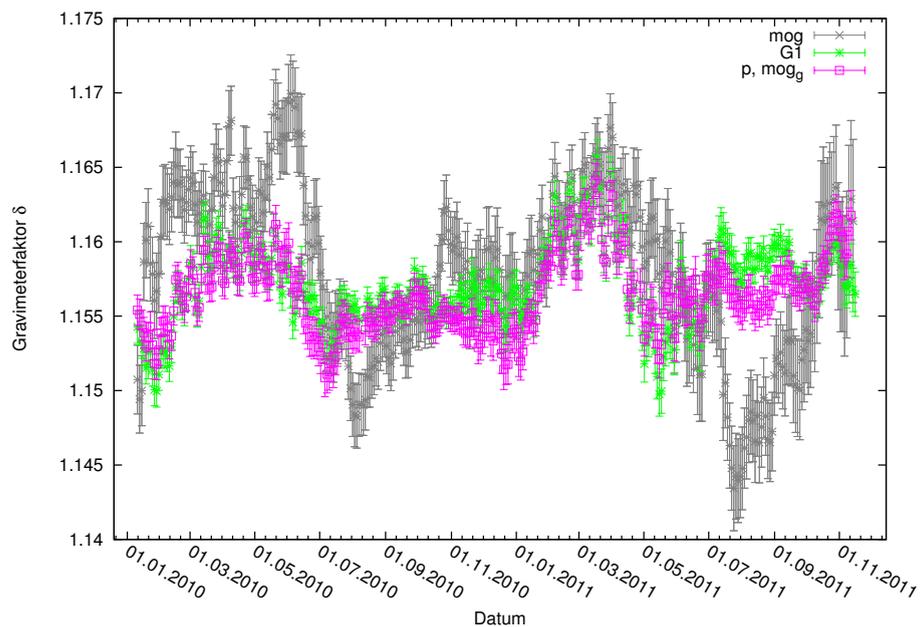


Abbildung C.137.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe OO1 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

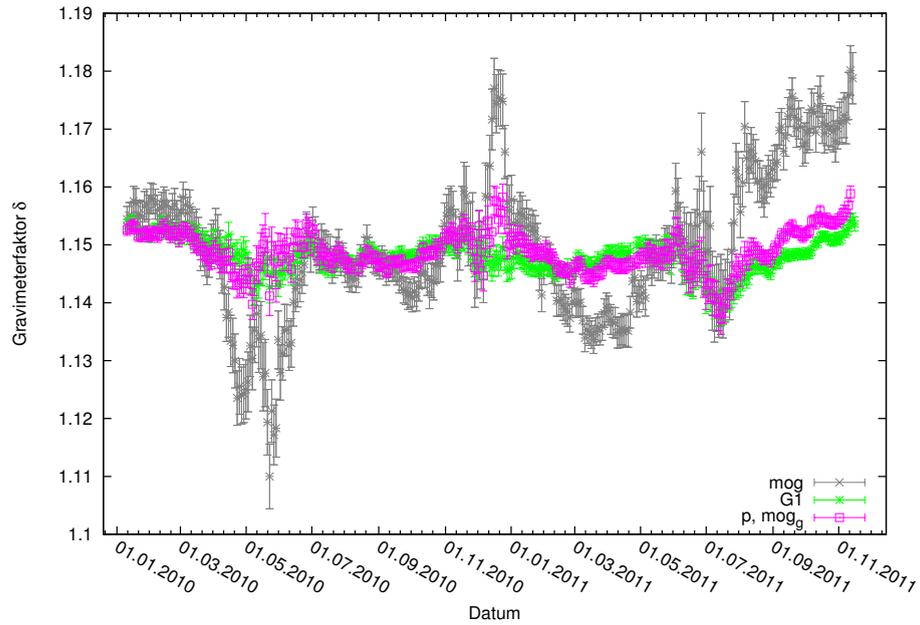


Abbildung C.138.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe 2N2 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

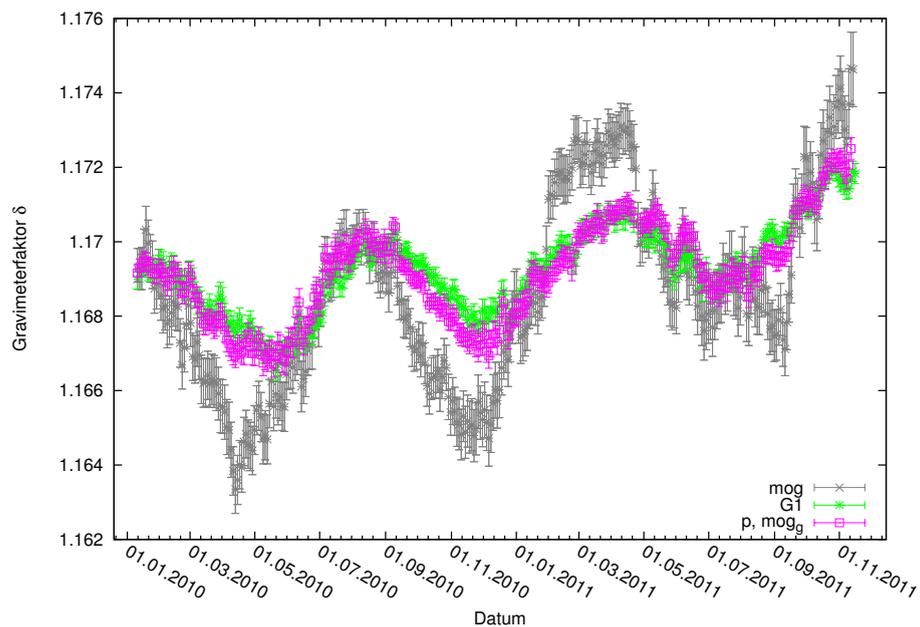


Abbildung C.139.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe N2 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

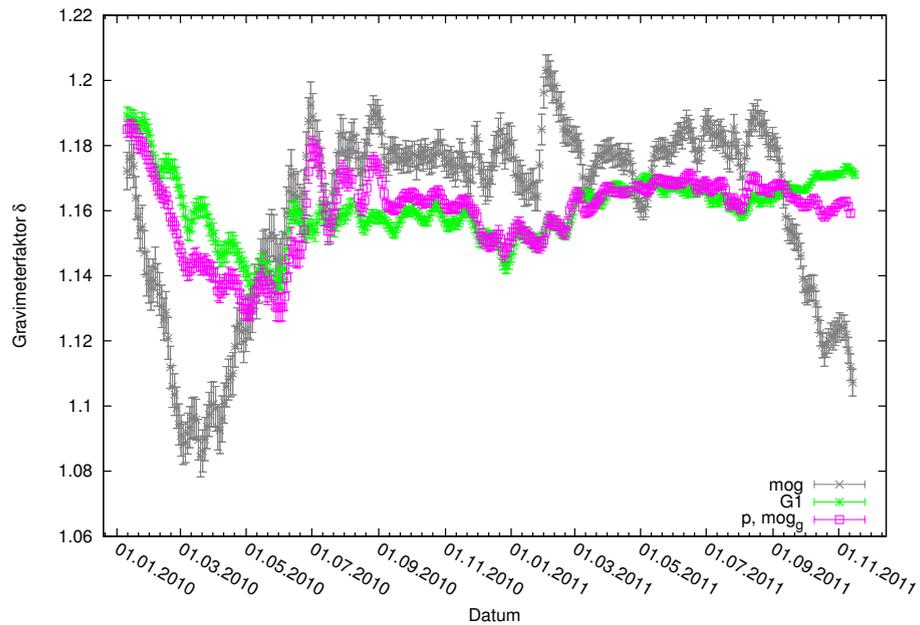


Abbildung C.140.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe L2 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

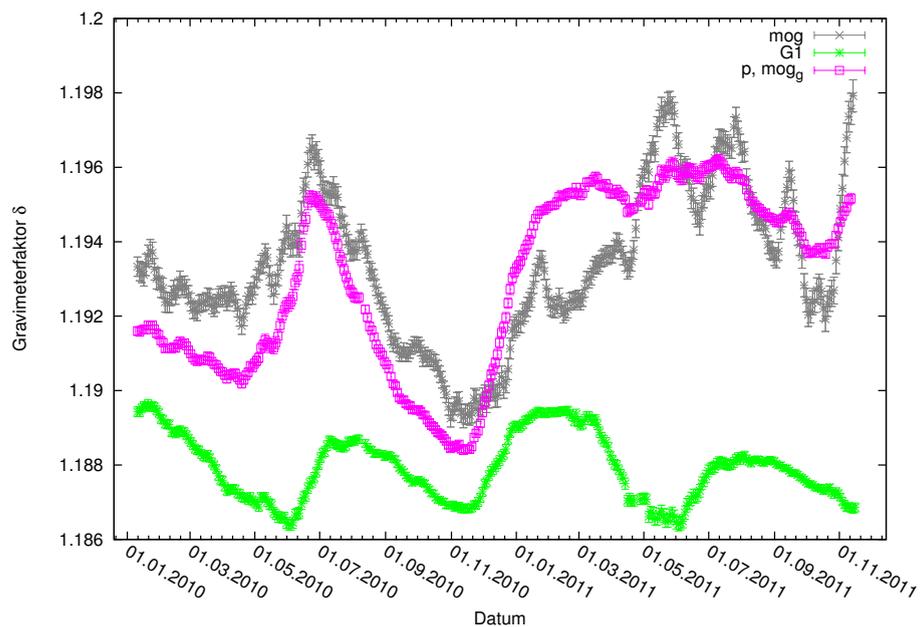


Abbildung C.141.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe S2 für die gleitende Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

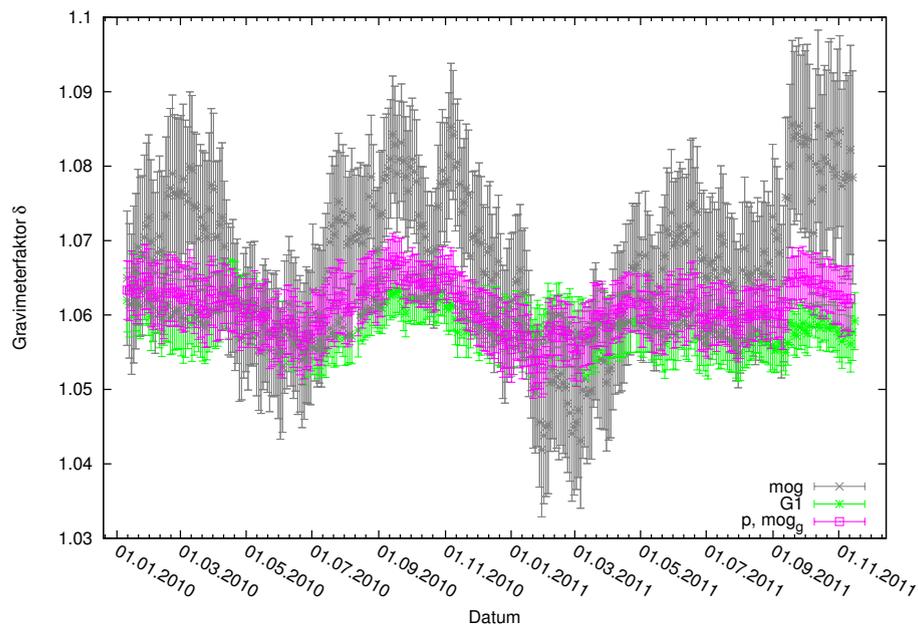


Abbildung C.142.: Gravimeterfaktor der Wellengruppe M3M6 für die gleitenden Analyse der Daten von G1 in Grün, der unter Verwendung des mog-Modells des GGP in Grau und der unter Verwendung des globalen Anteil des mog-Modells in Verbindung mit der Regression des lokal gemessenen Luftdrucks in Rosa, jeweils über das Datum.

C.2. Bestimmung der Zeitkonstanten für den aus lokal gemessenen Niederschlagsmengen berechneten Schwereeffekt

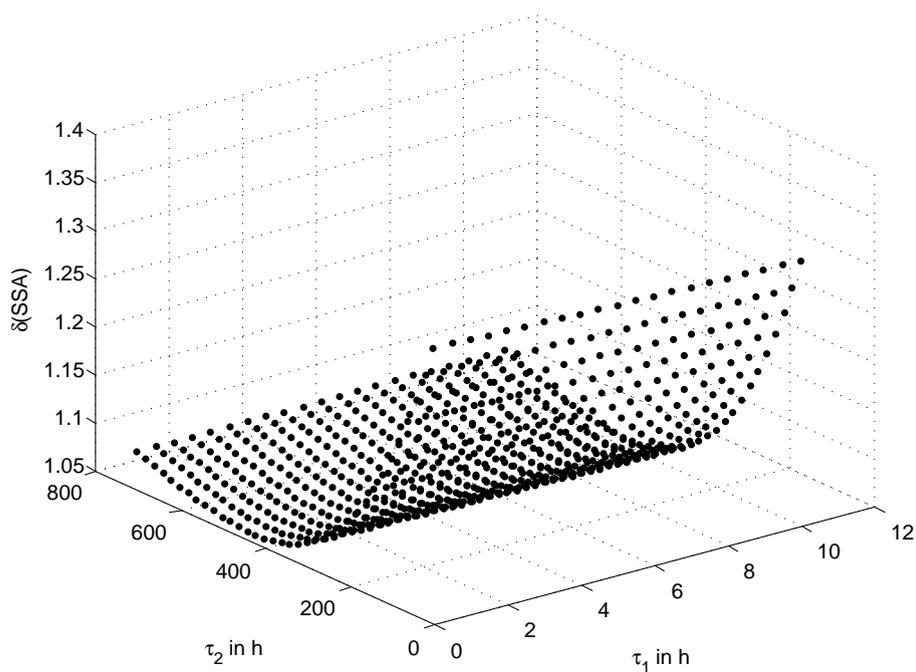


Abbildung C.143.: Gravimeterfaktor δ der Wellengruppe SSA über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

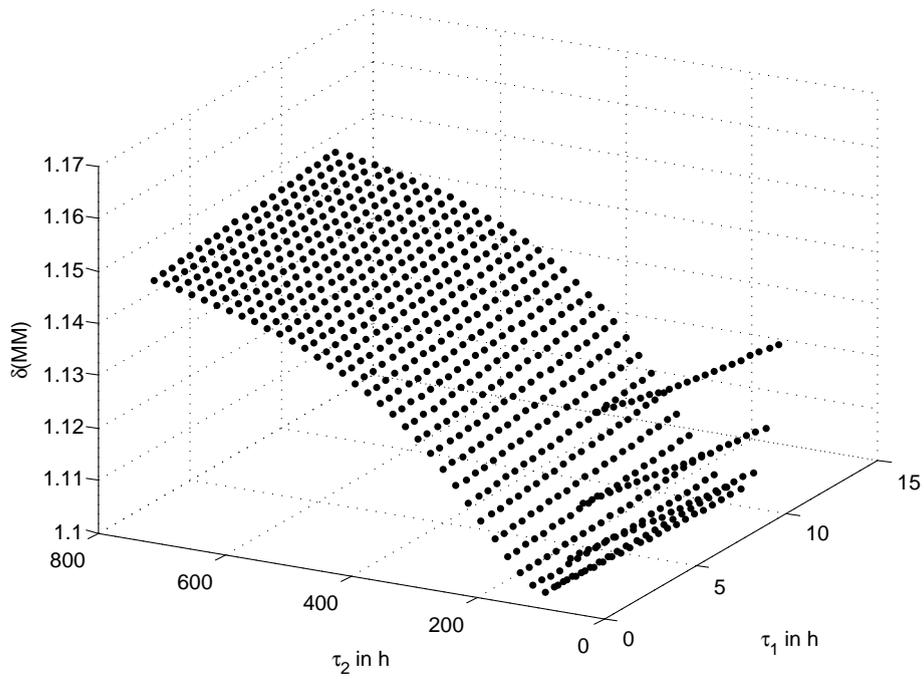


Abbildung C.144.: Gravimeterfaktor δ der Wellengruppe MM über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

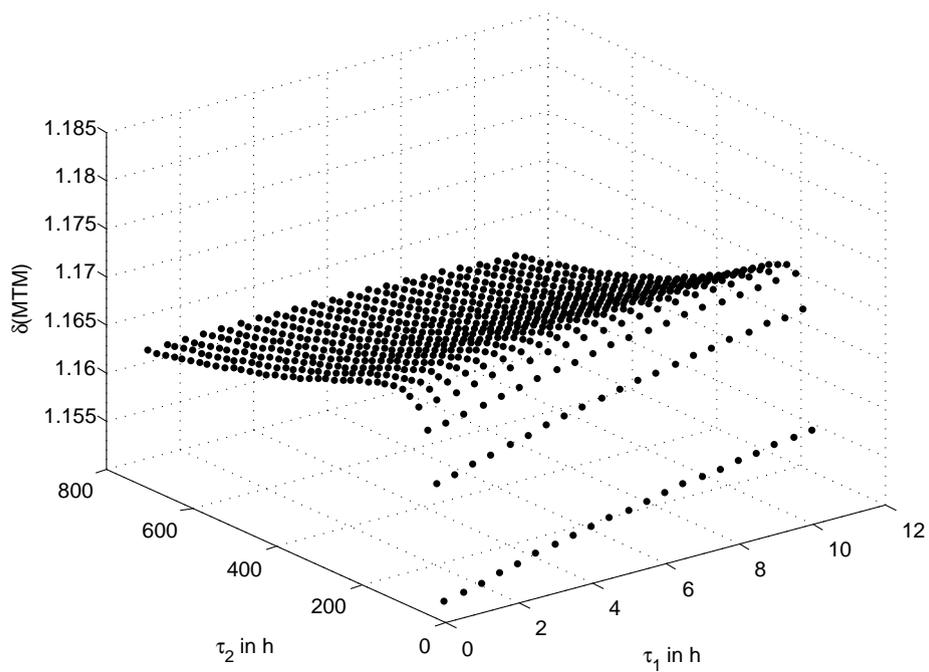


Abbildung C.145.: Gravimeterfaktor δ der Wellengruppe MTM über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

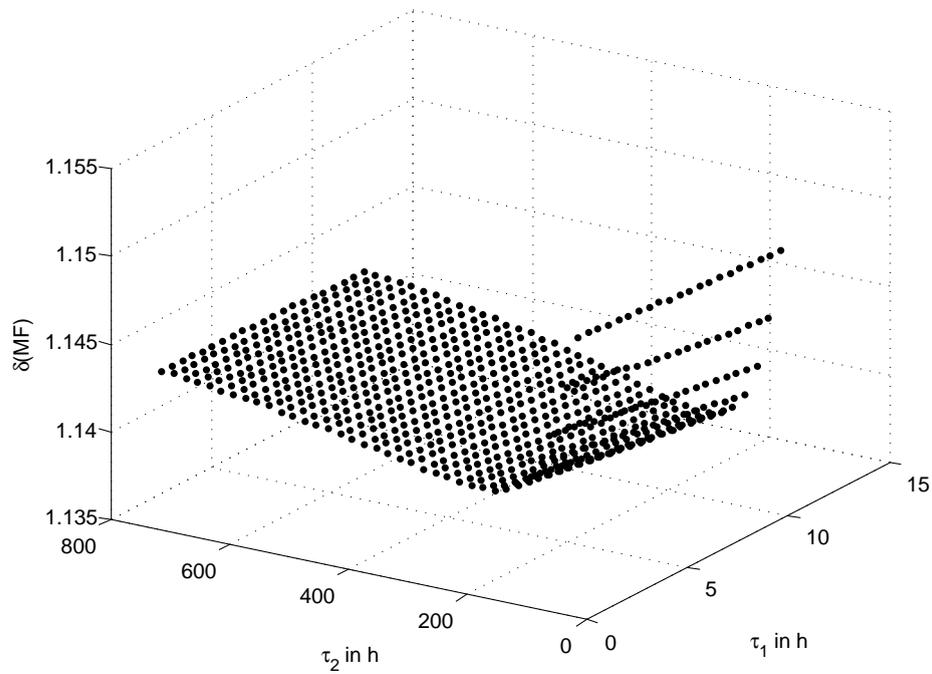


Abbildung C.146.: Gravimeterfaktor δ der Wellengruppe MF über die Zeitkonstanten τ_1 und τ_2 in h aufgetragen.

D. Inhalt der beiliegenden CD

Hier wird der Inhalt der einzelnen Ordner auf der beiliegenden CD beschrieben.

Daten:

- Daten von SG-056: sg_g1.dat Daten des oberen Sensors, sg_g2.dat: Daten des unteren Sensors
- Daten der anderen supraleitenden Gravimeter aus dem GGP-Netzwerk: bh1011h2.dat Daten des supraleitenden Gravimeters in Bad Homburg, mb1011h2.dat, Daten des supraleitenden Gravimeters in Membach, mo1011h2.dat Daten des supraleitenden Gravimeters in Moxa, st1011h2.dat Daten des supraleitenden Gravimeters von Straßburg, su1011h2.dat, Daten des supraleitenden Gravimeters in Sutherland
- Daten des IERS: eop_co4.dat
- Daten des Niederschlagsmessers: niederschlag.dat
- Korrekturmodelle des GGP mit dreistündigen Abtastintervall: 3h.atm, 3h.mog, 3h.gld
- Korrekturmodelle des GGP mit sechsstündigen Abtastintervall: 6h.atm, 6h.mog, 6h.hyd
- Korrekturmodell von atmacs: atmacs.dat

Matlab:

- *ga.m*
- *eterna_analyze.m*
- *ga_tl2.m*
- *eterna_analyze_tl2.m*
- *m2_plot.m*
- *gf_mean.m*
- *regensumme.m*
- *rain_convolution.m*
- *tau1tau2.m*
- *rain_conv.m*
- *result_plot.m*
- *drift_polynom.m*
- *new_date.m*
- *norm_spec_vgl.m*
- *predict_sf_change.m*

Beispiel:

- *Analyze-Inputfile: sg57g111.ini*
- *Analyze-Datenfile: sg57g111.dat*
- *Analyze-Ausgabefile: sg57g111.prn*

Außerdem ist eine PDF-Version dieser Arbeit mit dem Namen *thesis.pdf* zu finden.