



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

ISSN 1610-0956

Stefan Bürger
Wolfgang R. Jacoby
Jan M. Hagedoorn
Detlef Wolf

**Zeitliche Schwereänderungen und
glazio-isostatische Ausgleichsprozesse am
Vatnajökull, Südostisland**

Scientific Technical Report STR02/15

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	vii
Summary	viii
1 Einleitung	1
1.1 Glazio-isostatische Ausgleichsbewegungen	1
1.2 Landhebung in Island	1
1.3 Überblick	1
2 Geologischer Überblick	3
2.1 Schalenbau der Erde	3
2.2 Globale Plattentektonik	5
2.3 Aufbau Islands	7
2.4 Kleine Eiszeit und glazio-isostatische Hebung	9
3 Gravimetrie	11
3.1 Physikalische Grundlagen	11
3.2 Schwerefeld	11
3.3 Gravimeter	12
3.4 Gerätegang	13
3.5 Schweremessungen	13
3.6 Reduktion der Meßdaten	14
3.6.1 Höhenreduktion	14
3.6.2 Bouguer-Reduktion	15
3.6.3 Terrainreduktion	15
3.7 Zeitliche Schwereänderungen	15
4 Glazio-isostatische Ausgleichsprozesse	16
4.1 Historischer Überblick	16
4.2 Geologische Hinweise	17
4.3 Neigungsmessungen	17
4.4 GPS-Messungen	18
5 Wiederholungsmessungen der Schwere	20
5.1 Isländisches Basisnetz	20
5.2 Meßgebiet	20
5.3 Schweremessungen von 1991 bis 2000	22
5.4 Meßflüge von 1993 bis 1996	23
6 Datenauswertung	25
6.1 Programm GRAVI	25
6.2 Zeitliche Schwereänderungen	25
6.3 Meßflüge	26
6.4 Skalenkorrektur	28
6.5 Relative zeitliche Schwereänderungen	28
6.6 Absolute zeitliche Schwereänderungen	31

7	Störeinflüsse	32
7.1	Auflösung der Meßgeräte	32
7.2	Gerätegang	32
7.3	Skalenfaktor und Skalenkorrektur	32
7.4	Meereszeiten	33
7.5	Meeresströmungen	33
7.6	Luftdruckänderungen	33
7.7	Niederschlag und Grundwasser	33
7.8	Eismassenänderungen	34
7.9	Tektonik	34
7.10	Fehlerbetrachtung	35
8	Modellierung	37
8.1	Theoretische Grundlagen	37
8.2	Erdmodell	38
8.3	Lastmodell	38
8.4	Ergebnisse	39
8.4.1	Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2	40
8.4.2	Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4	46
9	Diskussion	52
	Literaturverzeichnis	54
A	Schweredaten	56
B	Diagramme zeitlicher Schwereänderungen	61
C	Bouguer- und Freiluft-Schwereanomalie im Raum Island	69

Abbildungsverzeichnis

1.1	Island und die Vatnajökull-Eiskappe	2
2.1	Schematischer Aufbau der Erde	4
2.2	Globale Plattentektonik	5
2.3	Topographie und Bathymetrie im Raum Island	6
2.4	Krustenmächtigkeit unterhalb Islands	8
2.5	Klimabedingungen in Island während der letzten 1000 Jahre	9
3.1	Schwere an der Erdoberfläche	12
3.2	Gravimeter vom Typ LaCoste & Romberg	13
4.1	Modelle der Eisbedeckung Islands	18
4.2	Vatnajökull-Eiskappe und Langisjór-See	18
4.3	GPS-Meßpunkte südöstlich des Vatnajökulls	19
5.1	Meßpunkte südöstlich des Vatnajökulls	22
5.2	Flugmeßpunkte in Ostisland	24
6.1	Zeitliche Schwereänderung	27
6.2	Skalenkorrektur	28
6.3	Relative Schwereänderungsrate	29
6.4	Absolute Schwereänderungsrate	30
7.1	Niederschlag und Schweredifferenz	35
8.1	Schematische Darstellung des Lösungsweges	37
8.2	Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2	39
8.3	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2, $h_L = 20$ km und η_A variabel	41
8.4	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2, $h_L = 10$ km und η_A variabel	42
8.5	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2, $h_L = 10$ km und η_A variabel	43
8.6	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2, $h_L = 10$ km, $\eta_A = 7 \cdot 10^{17}$ Pa s und h_A variabel	45
8.7	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4, $h_L = 10$ km und η_A variabel	47
8.8	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4, $h_L = 15$ km und η_A variabel	48
8.9	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4, $h_L = 15$ km und η_A variabel	49
8.10	Schwereänderungsrate für Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4, $h_L = 15$ km, $\eta_A = 7 \cdot 10^{17}$ Pa s und h_A variabel	50
B.1	Schwereänderung für Meßpunkt 601, 603, 604 und 605	62
B.2	Schwereänderung für Meßpunkt 609, 702, 802 und 806	63
B.3	Schwereänderung für Meßpunkt 810, 999, 1000 und 1001	64
B.4	Schwereänderung für Meßpunkt 1002, 1004, 1005 und 1006	65

B.5	Schwereänderung für Meßpunkt 1007, 1008, 1009 und 1010	66
B.6	Schwereänderung für Meßpunkt 1011, 1012, 1013 und 5219	67
B.7	Schwereänderung für Meßpunkt 7307, 8436, 9012	68
C.1	Bouguer- und Freiluft-Schwereanomalie	69

Tabellenverzeichnis

5.1	Meßpunkte des Schwerenetzes	21
5.2	Meßkampagne, Gravimetertyp und Auflösung	23
8.1	Parameter des Erdmodells	38
8.2	Parameter von Lastmodell VATNA-1	40
8.3	Parameter von Lastmodell VATNA-2	44
9.1	Lithosphärenmächtigkeit und Asthenosphärenviskosität in Island	53
A.1	Lokale Schweredaten für 1991	56
A.2	Lokale Schweredaten für 1992	57
A.3	Lokale Schweredaten für 1993	57
A.4	Lokale Schweredaten für 1995	58
A.5	Lokale Schweredaten für 1996	58
A.6	Lokale Schweredaten für 1997	59
A.7	Lokale Schweredaten für 1998	59
A.8	Lokale Schweredaten für 1999	60
A.9	Regionale Schweredaten für 1993	60
A.10	Regionale Schweredaten für 1995	60
A.11	Regionale Schweredaten für 1996	60
A.12	Schweredaten für 1968	60

Kurzfassung

Der glazio-isostatische Ausgleich in Island als Folge des Abschmelzens der größten europäischen Eiskappe, dem Vatnajökull, verursacht zeitliche Änderungen der Schwere und Landhebung. Nach Auswertung der Schweredaten zeigt sich ein charakteristisches Verhalten. Die Schwereänderungsrate beträgt ca. $-4 \mu\text{Gal/a}$ am Eisrand (50 km Entfernung vom Eiszentrum) und ca. $1 \mu\text{Gal/a}$ in Höfn (75 km Entfernung vom Eiszentrum). In größeren Entfernungen vom Eiszentrum (150 bis 250 km) werden die Raten kleiner als $1 \mu\text{Gal/a}$ und nähern sich schließlich Null.

Vorwärtsmodellierung liefert eine Lithosphärenmächtigkeit von 10 bis 15 km. Die Asthenosphärenviskosität ist $3 \cdot 10^{17}$ bis $1 \cdot 10^{18}$ Pa s. Diese Werte bestätigen frühere Resultate aus GPS-, seismischen und theoretischen Untersuchungen.

Eine deutlich bessere Anpassung an die Meßdaten ergibt sich für erhöhte Asthenosphärenmächtigkeit (165 bis 170 km). Vermutlich reflektiert dies die spezielle Lage Islands oberhalb eines Plumes.

Summary

The glacio-isostatic adjustment in Iceland in consequence of the melting of the largest European ice cap, Vatnajökull, causes temporal variations of gravity and land uplift. After the analysis of the gravity data, a characteristic behaviour shows. The rate of gravity change amounts to about $-4 \mu\text{Gal/a}$ at the ice margin (50 km distance from the ice center) and about $1 \mu\text{Gal/a}$ at Höfn (75 km distance from the ice center). At larger distances from the ice center (150 to 250 km), the rates become smaller than $1 \mu\text{Gal/a}$ and ultimately approach zero.

Forward modelling provides a lithosphere thickness of 10 to 15 km. The asthenosphere viscosity is $3 \cdot 10^{17} \text{ Pa s}$ to $1 \cdot 10^{18} \text{ Pa s}$. These values confirm previous results of GPS, seismic and theoretical investigations.

A significantly better fit to the measurements results for enhanced asthenosphere thickness (165 to 170 km). Probably, this reflects the special location of Iceland on top of a plume.

1. Einleitung

1.1 Glazio-isostatische Ausgleichsbewegungen

Im Laufe der Erdgeschichte kam es aufgrund von Klimaänderungen mehrfach zu Eiszeiten. Durch das Absinken der globalen Temperatur bildeten sich dabei ausgeprägte Vereisungen außerhalb der Polarregionen aus. Davon betroffen waren unter anderem Fennoskandien, Nordamerika und auch Island. Durch die zeitlichen Änderungen der Eislast und das Bestreben der Erde, hydrostatisches Gleichgewicht zu erreichen, kam es zu glazio-isostatischen Ausgleichsbewegungen, die Landhebungen bzw. Landabsenkungen zur Folge hatten.

Die letzte pleistozäne Vereisung begann vor ca. 100 000 Jahren und endete vor ca. 10 000 Jahren. Die dadurch entstehende Entlastung der Erdoberfläche hat unter anderem in Kanada und Fennoskandien zu noch heute andauernden Hebungen geführt. Diese Vorgänge lassen Rückschlüsse auf die Beschaffenheit der Erde zu. Insbesondere das elastische Verhalten der Lithosphäre und das viskose Verhalten des oberen Mantels können auf diese Weise bestimmt werden.

Außer den durch die letzte pleistozäne Vereisung hervorgerufenen glazio-isostatischen Hebungen erfolgen derartige Bewegungen auch infolge rezenter Abtauens, zum Beispiel der Vatnajökull-Eiskappe in Island (Wolf *et al.*, 1997, Thoma & Wolf, 2001, Abbildung 1.1) oder der Eiskappen und Gletscher in Argentinien (Ivins & James, 1999), Südostalaska (Bölling *et al.*, 2001) und Svalbard (Hagedoorn & Wolf, 2002).

1.2 Landhebung in Island

Island ist durch seine Lage auf dem Mittelatlantischen Rücken und über einem Plume geologisch einzigartig. Durch das geringe Entstehungsalter ist die Lithosphäre besonders dünn und die Viskosität der Asthenosphäre infolge der Einwirkung des Island-Plumes erniedrigt. Dadurch sind die von der letzten pleistozänen Vereisung resultierenden Landhebungen bereits abgeschlossen (Sigmundsson, 1991). Durch die globale Erwärmung schrumpft der Vatnajökull seit ca. 100 Jahren (Sigmundsson & Einarsson, 1992), wodurch es zu einer Entlastung der Lithosphäre kommt. Die geringe Lithosphärenmächtigkeit und die niedrige Asthenosphärenviskosität sind die Ursache dafür, daß eine geringe Eisentlastung bereits zu einer meßbaren Landhebung führt.

1.3 Überblick

In dieser Arbeit werden in den Jahren 1991 bis 2000 in Island gewonnene Schweredaten ausgewertet und Rückschlüsse auf die zeitliche Schwereänderung gezogen. Mit abschließenden Modellrechnungen werden die Lithosphärenmächtigkeit und die Asthenosphärenviskosität abgeschätzt.

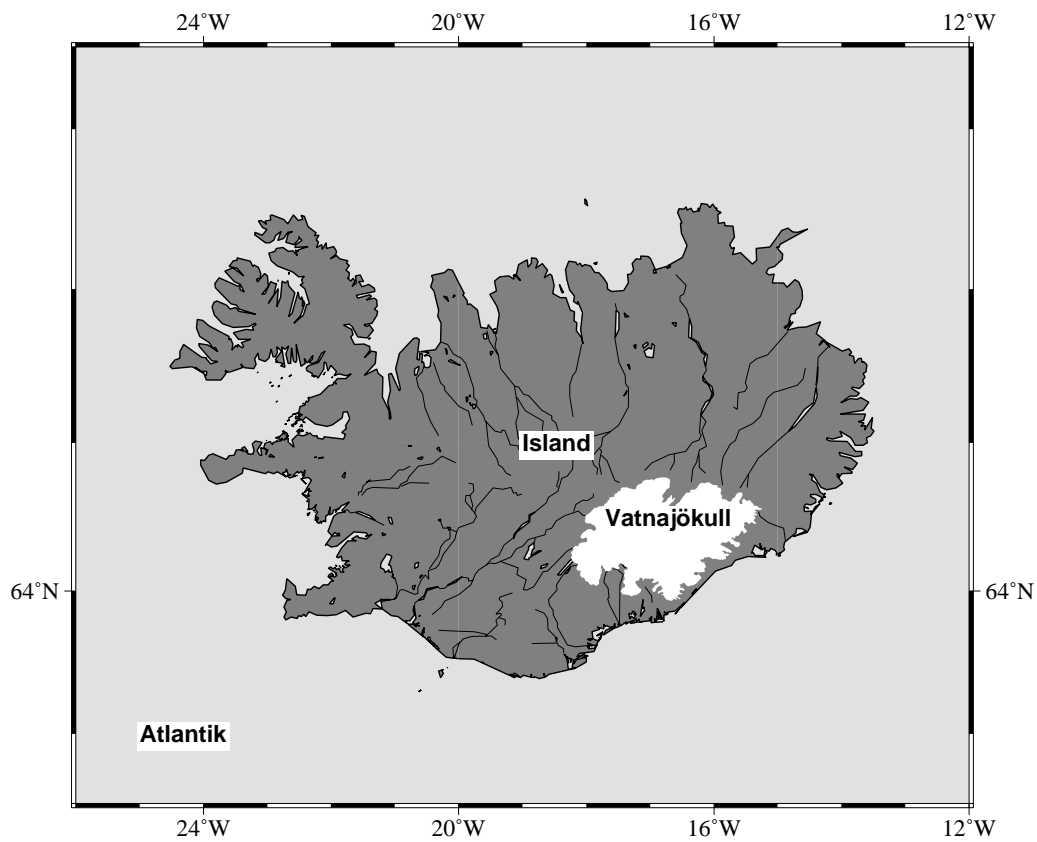


Abbildung 1.1: Island und die Vatnajökull-Eiskappe.

In Kapitel 2 wird ein kurzer Überblick über die Geologie Islands gegeben. Kapitel 3 erläutert die Grundlagen der Gravimetrie und Kapitel 4 stellt die bereits vorhandenen wissenschaftlichen Arbeiten über glazio-isostatische Hebungen, insbesondere für Island, zusammen. In Kapitel 5 und 6 werden die Schweremessungen besprochen, die Daten zusammengestellt und ausgewertet. Kapitel 7 diskutiert mögliche Fehlerquellen und die Zuverlässigkeit der Meßdaten. Die abschließende Modellierung wird in Kapitel 8 vorgestellt, während Kapitel 9 die zusammenfassende Diskussion enthält.

2. Geologischer Überblick

Die in dieser Arbeit durchgeführte Datenauswertung und Modellierung steht im Zusammenhang mit geodynamischen Prozessen. Island ist hier wegen seiner Lage auf dem Mittelatlantischen Rücken über einer Plume besonders interessant. Im folgenden wird kurz auf die allgemeine Struktur und Dynamik der Erde und die Besonderheiten der Tektonik Islands eingegangen. Anschließend wird die Vereisung Islands während der letzten Jahrhunderte betrachtet.

2.1 Schalenbau der Erde

Aus Aufzeichnungen von Erdbeben mit Hilfe von Kompressions- und Scherwellen, auch P- und S-Wellen genannt, ist bekannt, daß die Ausbreitungsgeschwindigkeiten in bestimmten Tiefen charakteristische Sprünge aufweisen. Da dieses Verhalten global zu beobachten ist, wird näherungsweise von einem radialsymmetrischen Schalenbau der Erde ausgegangen.

Die äußere Schale der Erde wird als Kruste bezeichnet. Sie ist zwischen 10 und 70 km dick und wird durch die Mohorovičić-Diskontinuität (Moho) von dem darunterliegenden Mantel getrennt. Hier tritt eine ausgeprägte Zunahme der seismischen Geschwindigkeiten auf. Weitere Zunahmen befinden sich in ca. 410 km Tiefe, der Phasenumwandlung des Minerals Olivin zu Spinell, und in ca. 660 km, dem Übergang des Spinells in das dichter gepackte Perowskit. An der Kern-Mantel-Grenze (KMG) in ca. 2900 km Tiefe weisen die Wellengeschwindigkeiten Sprünge nach unten auf. Insbesondere werden unterhalb der KMG keine Scherwellen beobachtet, was auf einen flüssigen äußeren Kern hinweist. Im inneren Kern treten wieder Scherwellen auf, weshalb er als fest angesehen wird.

Neben der Einteilung der Erde anhand seismischer Geschwindigkeiten kann eine Einteilung anhand der rheologischen Eigenschaften erfolgen. Dies führt zur elastisch deformierbaren Lithosphäre und zur darunter liegenden viskosen Asthenosphäre. Das elastische Verhalten der Lithosphäre und das viskose Verhalten der Asthenosphäre werden u.a. zur Erklärung isostatischer Ausgleichbewegungen herangezogen.

Die Maxwell-Rheologie geht von dieser Vorstellung aus. Auf einem inkompressiblen viskosen Halbraum (Asthenosphäre) liegt eine inkompressible elastische Platte (Lithosphäre). Eine Eislast führt bei Abnahme zu einer elastischen Reaktion der Lithosphäre und zu einem viskosen Fließen in der Asthenosphäre (Abbildung 2.1). Dabei erweisen sich die Mächtigkeit der Lithosphäre, die Viskosität der Asthenosphäre und die Geschichte des Abschmelzvorgangs als entscheidende Parameter. Die Dichten der einzelnen Schichten sind aus geologischen oder geophysikalischen Untersuchungen zumeist ausreichend bekannt und der Elastizitätsmodul der Lithosphäre aus seismischen Messungen bestimmt.



Abbildung 2.1: Links: Schematischer Aufbau der Erde. Rechts: Schematische Deformation der Lithosphäre und Asthenosphäre unter einer Gletscherauflast.

2.2 Globale Plattentektonik

Die Lithosphäre und mit ihr die Erdoberfläche sind ständigen Veränderungen unterworfen. Schon 1912 publizierte Alfred Wegener die Hypothese der Kontinentalverschiebung (Berckhemer, 1997). Vor ca. 200 bis 250 Millionen Jahren bildeten die heutigen Kontinente den zusammenhängenden Superkontinent Pangäa. Dieser brach im Verlauf der Zeit auseinander, und es entstand die heutige Verteilung der Kontinente.

Die moderne Vorstellung der Plattentektonik beruht auf der Erkenntnis, daß an Subduktionszonen zwei Platten kollidieren. Dabei kommt es zum Abtauchen und Aufschmelzen der dichteren der beiden Platten. Ihr subduzierter Teil kann durch ihren Abtrieb den restlichen Teil der Platte ziehen (*slab pull*). Man bezeichnet Subduktionszonen auch als *konvergierende* Plattenränder.

Neue ozeanische Lithosphäre wird durch den Mechanismus des *sea-floor spreading* an Plattengrenzen unterhalb der Meeresoberfläche gebildet. An diesen Stellen tritt Material aus dem Mantel an die Oberfläche und erstarrt. Es bilden sich die mittelozeanischen Rücken. Das angelagerte Material drückt die Platten in beide Richtungen (*ridge push*). Mittelozeanische Rücken werden auch als *divergierende* Plattenränder bezeichnet.

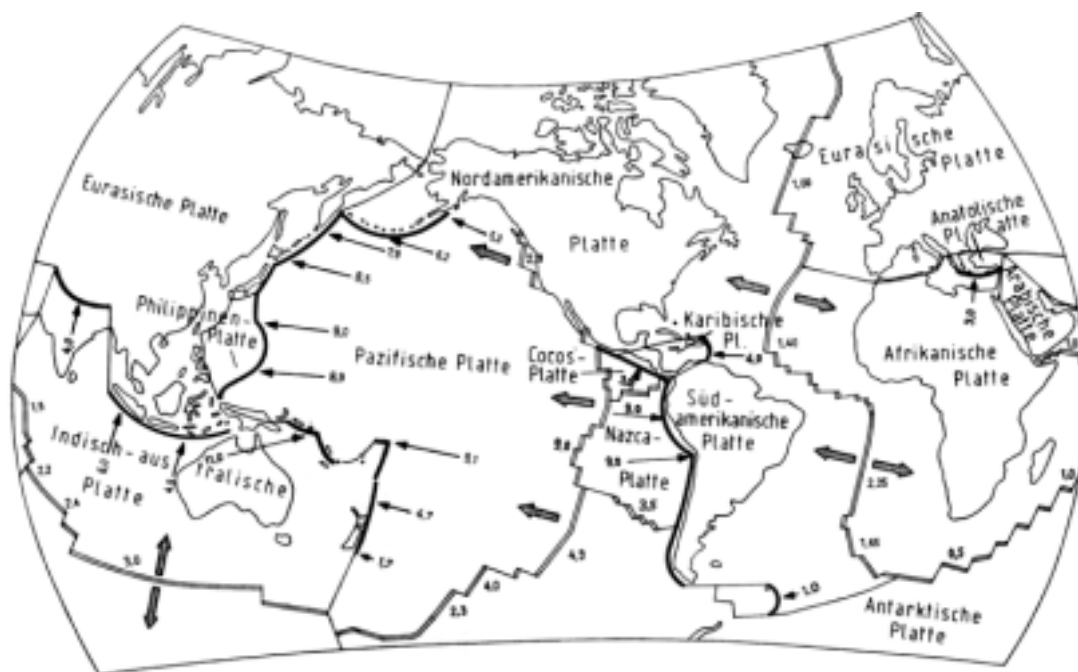


Abbildung 2.2: Globale Plattentektonik. Die Pfeile geben die Bewegungsrichtungen und die relativen Geschwindigkeiten (in cm/a) der Lithosphärenplatten an. Fette schwarze Linien: Subduktionszonen. Doppellinien: Ozeanische Rücken (Strobach, 1991).

Eine weitere Antriebskraft der Plattenbewegungen liefert die Mantelkonvektion. Durch den Temperaturgradienten im Erdinneren können sich Konvektionszellen bilden und einen Massentransport heißen Materials nach oben und abgekühlten nach unten hervorrufen. Über die an den unteren Plattenrändern auftretenden Reibungskräften könnten so die Konvektionszellen mit den

Platten koppeln und eine Bewegung hervorrufen.

Resultate der Bewegung der Platten sind unter anderem die Prozesse der Gebirgsbildung, der Grabenbildung, des Vulkanismus und Erdbeben. Diese Vorgänge konzentrieren sich an Plattenrändern und können durch die Plattentektonik erklärt werden.

Wegeners Hypothese wurde von der geowissenschaftlichen Gemeinschaft stark kritisiert und fand zunächst kaum Zustimmung. Erst nach seinem Tod in Grönland im Winter 1930/1931 wurde damit begonnen, durch geodätische Messungen in Island die Kontinentalverschiebungstheorie zu überprüfen. Ein Netzwerk für Entfernungs-, Höhen- und Schweremessungen wurde in Nordisland über die Riftzone (Abschnitt 5.1) 1938 zum ersten Mal vermessen und 1964/65 erneut vermessen. Ein Vergleich beider Kampagnen zeigte jedoch keine signifikante Divergenz der Riftzone. Im Jahre 1975 begann eine Riftepisode in Nordisland, nahe dem Krafla-Vulkansystem, die bis 1984 anhielt. In ihrem Verlauf kam es zu einer horizontalen Extension von bis zu 10 m. Durch die Untersuchung neuer Spalten und seismische Aufzeichnungen konnten Magmabewegungen entlang von Gängen nachgewiesen werden (Jacoby *et al.*, 1980). Die Hebungen der Kaldera vor den und die Absenkungen während der Eruptionen gaben Hinweise auf die Existenz einer sich aufblähenden und dann eruptierenden Magmakammer unterhalb des Vulkanzentrums.

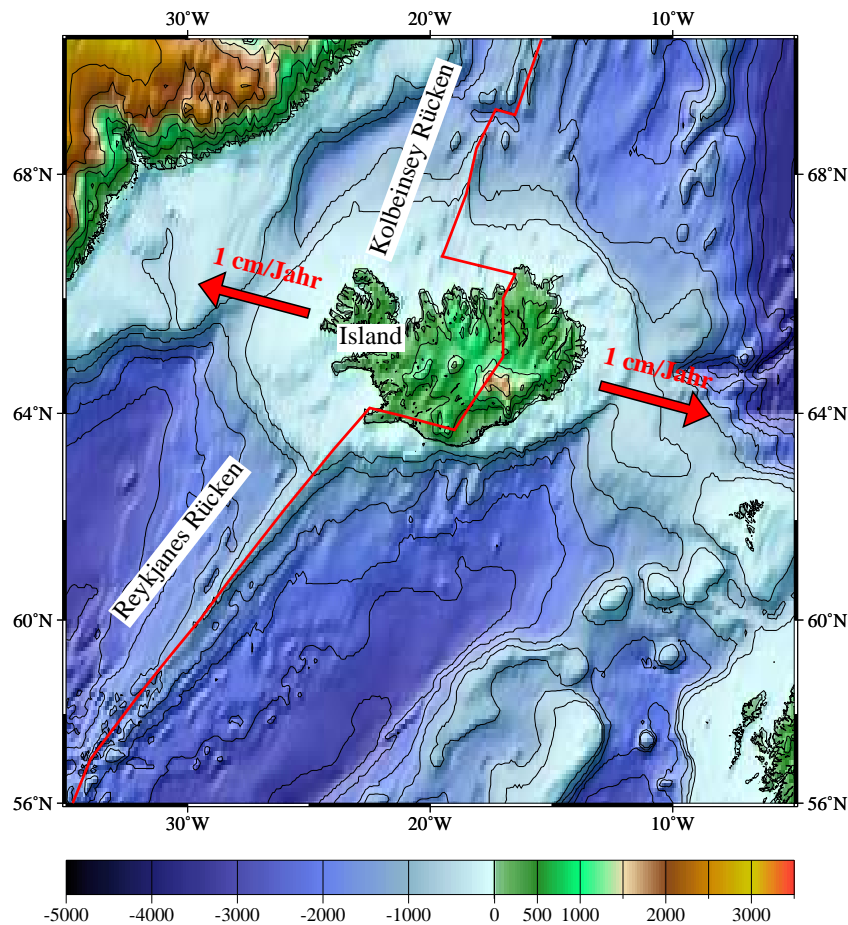


Abbildung 2.3: Topographie und Bathymetrie (in m) im Raum Island. Die rote Linie markiert die Grenze zwischen Amerikanischer (links) und Eurasischer (rechts) Platte.

2.3 Aufbau Islands

Weder Wegeners Kontinentalverschiebungshypothese noch die moderne Vorstellung der Plattentektonik erklärt die Entstehung Islands mitten im Atlantischen Ozean. Einen Mechanismus liefert hier die Annahme eines Plumes. Er erzeugt u.a. eine lokale Aufschmelzung unterhalb der Kruste. Die entstandene Schmelze wird an die Erdoberfläche transportiert, wo es zur Bildung einer Insel, z.B. Island oder Hawaii, kommen kann. Begleitet wird der Vorgang von Vulkanismus und seismischer Aktivität.

Geologisch betrachtet ist Island eine sehr junge Insel. Durch das Auseinanderdriften der Eurasischen und der Amerikanischen Platte und der Einwirkung des Island-Plumes kam es seit ca. 25 Millionen Jahren zum Aufbau vulkanischen Gesteins an der Plattengrenze, was damals zur Bildung einer Insel führte. Demnach finden sich im zentralen Teil, nahe der Störungszone, die jüngeren Gesteine. Die ältesten stehen im Osten und Westen Islands an und liegen damit am weitesten von dem durch Island verlaufenden Mittelatlantischen Rücken entfernt. Gegenwärtig weitet sich die Insel durch das Auseinanderdriften der Platten um ca. 1 cm/a in beide Richtungen entlang der Riftzone.

Der südlich Islands gelegene Teil des Mittelatlantischen Rückens wird als Reykjanes-Rücken bezeichnet, seine Fortsetzung an Land als Westliche Vulkanzone. Heute gibt es eine zweite Riftzone, die Östliche Vulkanzone, die unter der Vatnajökull-Eiskappe verläuft und in die Nördliche Vulkanzone übergeht. Hier findet sich das Krafla-Vulkansystem (Abschnitt 2.2). Begrenzt wird die nördliche Vulkanzone von der Tjörnes Fracture Zone. Der Kolbeinsey-Rücken bezeichnet die nördliche Verlängerung des Mittelatlantischen Rückens.

Die Auswertung der seismischen Daten des ICEMELT-Projektes (Darbyshire *et al.*, 1998) lieferte ein 2D-Dichtemodell der Kruste und des oberen Mantels unterhalb Islands für ein Profil von Südosten über den Vatnajökull nach Nordwesten. Die dickste Kruste befindet sich unterhalb des Vatnajökulls. Ihre Mächtigkeit beträgt dort ca. 40 km und nimmt entlang des Profils in beide Richtungen bis auf ca. 20 bis 25 km ab (Abbildung 2.4). Darbyshire *et al.* (2000) präsentierten zusätzlich eine Schweremodellierung. Benutzt wurden kombinierte Daten aus Land- und Schiffsmessungen zwischen 1967 und 1985. Auffallend ist das Minimum der Bouguer-Schwereanomalie im Bereich des Vatnajökulls. Eine kombinierte Auswertung der seismischen Daten des ICEMELT-Projektes und der Schweredaten lieferte ein verfeinertes 2D-Dichtemodell entlang des ICEMELT-Profiles, das im Mantel unterhalb des Vatnajökulls eine Zone verminderter Geschwindigkeit benötigt. Dies weist auf eine lokal erhöhte Temperatur im Mantel hin. Die Verdickung der Kruste kann durch eine erhöhte Schmelzproduktion und aktiven Aufstieg von Mantelmaterial erklärt werden. Der Durchmesser des Plumes wurde auf ca. 200 km geschätzt. Schätzungen der Manteltemperatur des Island-Plumes variierten zwischen 150°C und 300°C Temperaturerhöhung (Darbyshire *et al.*, 2000). Weiterhin zeigten die Autoren, daß es nicht möglich ist, die seismischen und die Schweredaten anzupassen ohne Dichteveränderungen des Mantels in der Riftzone zuzulassen. Auch das seismische FIRE-Profil (Staples *et al.*, 1997) in Nordostisland ergab eine reduzierte Manteldichte im Bereich der Riftzone.

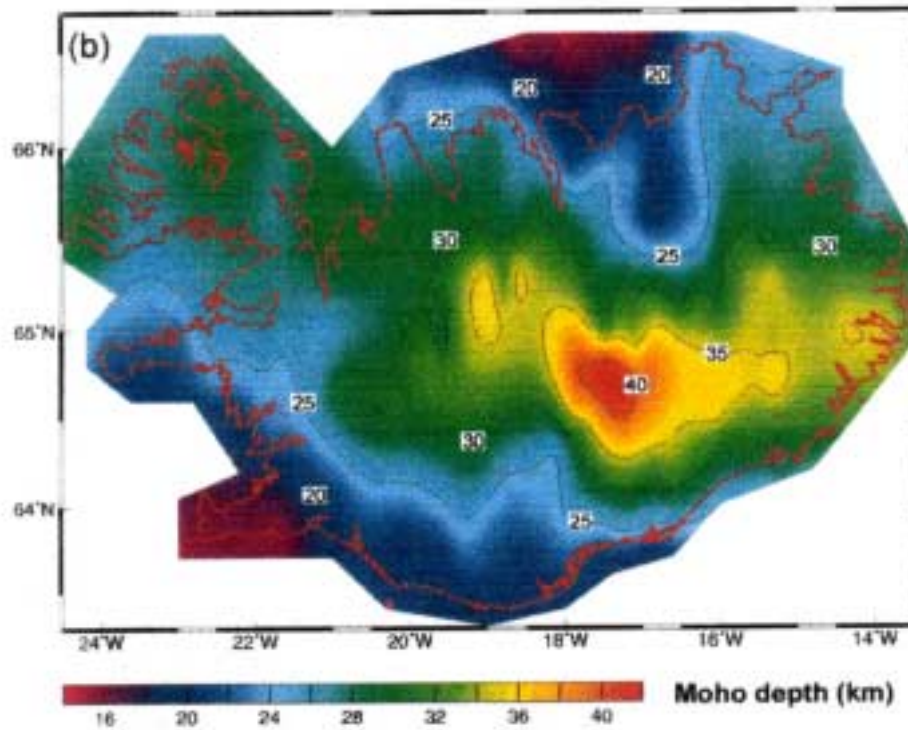


Abbildung 2.4: Seismisch bestimmte Krustenmächtigkeit unterhalb Islands. Die größte Mächtigkeit befindet sich unterhalb des Vatnajökulls und unterhalb der höchsten Topographie (Darbyshire *et al.*, 2000).

Das seismische SIST-Profil (Bjarnason *et al.*, 1993) verläuft westnordwestlich-ostsüdöstlich über Südwestisland und überquert die Westliche Vulkanzone. Wiederum konnte durch Einfügen einer Zone verminderter Geschwindigkeit im Mantel im Bereich der Westlichen Vulkanzone die Anpassung an die Schweredaten erheblich verbessert werden.

Die Inversion teleseismischer Daten (Wolfe *et al.*, 1997) ergab eine zylindrische Zone erniedrigter seismischer Geschwindigkeiten in Tiefen zwischen 100 und 400 km. Der Radius der Anomalie wurde auf 150 km geschätzt. Dies läßt als Interpretation einen heißen engen Plume mit aufsteigendem Mantelmaterial unterhalb Islands zu. Numerische Rechnungen (Wolfe *et al.*, 1997) zeigten, daß durch einen heißen engen Plume die Krustenmächtigkeit unterhalb Islands und der Höhenunterschied zwischen Island und dem angrenzenden Mittelatlantischen Rücken deutlich überschätzt wird. Dies unterstützt eher die Hypothese eines kühleren weiten Plumes. Eine mögliche Erklärung wäre eine horizontale Bewegung von Mantelschmelze entlang des Riftsystems. Damit könnte auch ein enger Plume die Topographie erzeugen (Wolfe *et al.*, 1997).

Bis heute ist die Struktur der isländischen Kruste nicht vollständig geklärt und es wird unterschieden zwischen dem Modell einer dünnen (10 bis 15 km) heißen oder einer dicken (30 bis 40 km) kalten Kruste. Die seismischen Messungen sind auch im Bereich des Plumes konsistent mit einer relativ kühlen Kruste mit Temperaturen deutlich unterhalb der Schmelztemperatur basaltischen Gesteins (Darbyshire *et al.*, 2000).

2.4 Kleine Eiszeit und glazio-isostatische Hebung

Anhand von Temperaturmessungen in Island an den Orten Stykkishólmur (65°41'N, 14°21'W) und Teigarhorn (64°41'N, 14°21'W), die bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts zurückreichen, konnte ein Zusammenhang zwischen der mittleren Jahrestemperatur und der Eisbergdrift vor der Küste Islands ermittelt werden (Bergthórsson, 1969). Dies ermöglichte eine Schätzung der Temperatur in Island bis zum Ende des 16. Jahrhunderts anhand von historischen Eisdriftaufzeichnungen. Weiter fand Bergthórsson (1969) eine Korrelation sehr strenger isländischer Winter mit der durchschnittlichen Jahrestemperatur. Dies führte zu einer Schätzung der Temperatur zurück bis zur Mitte des 10. Jahrhunderts (Abbildung 2.5).

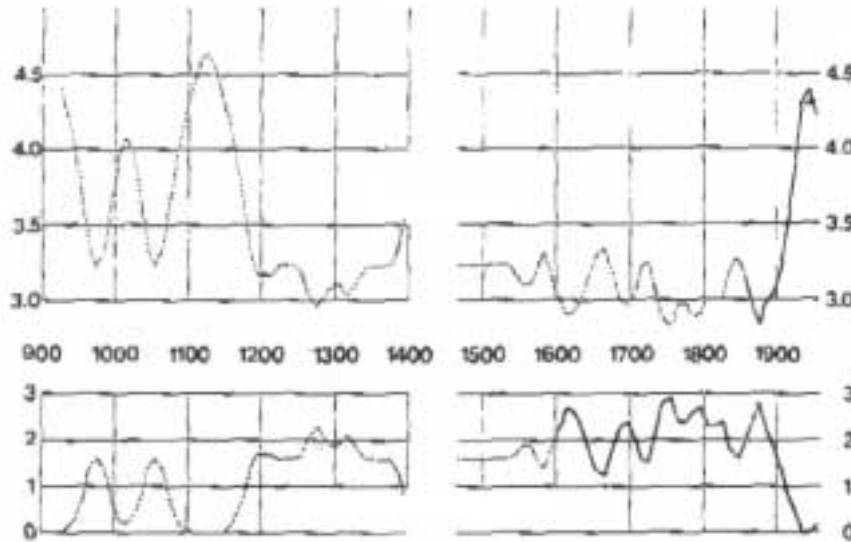


Abbildung 2.5: Klimabedingungen in Island während der letzten 1000 Jahre. Oben: Temperatur in °C. Unten: Anzahl der Monate mit Eisbergen vor der Küste Islands innerhalb einer Dekade. Durchgezogene Linien: Meßwerte. Gepunktete Linien: Schätzwerte (Bergthórsson, 1969).

Der aus historischen Daten und geologischen Überlegungen bestimmte Temperaturverlauf in Island während der letzten 1000 Jahren weist eine hohe Korrelation mit dem Sauerstoffisotopenverhältnis $\Delta O^{18}/O^{16}$ in Bohrkernen des grönländischen Eisschildes auf. In beiden Fällen ist eine starke Abkühlung im 12. Jahrhundert zu verzeichnen. Erst ab dem Ende des 19. Jahrhunderts ist wieder ein Anstieg der Temperatur zu beobachten (Abbildung 2.5), was zu einem weltweiten Zurückweichen der Gletscher und Eiskappen führte. Die Massenzunahme und -abnahme des Vatnajökulls infolge der Kleinen Eiszeit und der darauf folgenden globalen Erwärmung ist aus geologischen Beobachtungen, Satellitenaufnahmen und Temperaturdaten in ihrem allgemeinen Verlauf bekannt (Abschnitt 8.3). Heute ist der Vatnajökull die größte Eiskappe Europas. Er bedeckt eine Fläche von ca. 8300 km² und seine Mächtigkeit beträgt bis zu 1000 m.

Durch die Auswirkungen des Mittelatlantischen Rückens und des Plumes unterscheiden sich die rheologischen Parameter für Island von denen für kontinentale Regionen. Die dünne el-

stische Lithosphäre und die niederviskose Asthenosphäre führen in Verbindung mit den rezenten Veränderungen des Vatnajökulls zu meßbaren Hebungen. In dieser Arbeit wird anhand von Schwermessungen im Gebiet des Vatnajökulls eine Landhebung nachgewiesen und durch Modellrechnungen eine Aussage über die Lithosphärenmächtigkeit und Asthenosphärenviskosität getroffen.

3. Gravimetrie

Die inhomogene Dichteverteilung im Erdinneren führt zu Variationen im Gravitationsfeld. Dies macht sich die Gravimetrie zu Nutze, um nach Rohstofflagern zu explorieren oder geodynamische Prozesse, z.B. Plattentektonik oder Hebungsvorgänge, durch zeitliche Schwereänderungen nachzuweisen. Während in der Exploration die Schwereanomalien im Bereich $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ liegen, müssen zur Beobachtung von zeitlichen Schwereänderungen Differenzen von $1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$ aufgelöst werden. In diesem Kapitel soll auf die physikalischen und methodischen Grundlagen der Gravimetrie sowie auf den in Island verwendeten Gravimetertyp eingegangen werden.

3.1 Physikalische Grundlagen

Die potentialtheoretische Beschreibung der Gravitation ist durch die Poisson-Gleichung gegeben:

$$\Delta\phi = 4\pi G\rho, \quad (3.1)$$

wobei ϕ das Gravitationspotential, G die Gravitationskonstante und ρ Massendichte bezeichnet. Die Gravitationskraft \mathbf{F} hängt mit dem Gravitationspotential ϕ wie folgt zusammen:

$$\mathbf{F} := -\nabla\phi. \quad (3.2)$$

Aus Gleichung 3.1 und 3.2 kann mit Hilfe des 2. Newtonschen Gesetzes:

$$\mathbf{F} = m\mathbf{g} \quad (3.3)$$

folgendes Integral berechnet werden:

$$\mathbf{g} = -G \int_V \frac{\rho(\mathbf{r}) \mathbf{r}}{r^2 r} d^3r, \quad (3.4)$$

wobei \mathbf{g} die Gravitationsbeschleunigung bezeichnet.

Gleichung 3.4 ermöglicht die eindeutige Berechnung der Gravitationswirkung gegebener Dichteverteilungen und ist die Grundlage der Interpretation von Schweremessungen. Demgegenüber hat das Inversionsproblem keine eindeutige Lösung, d.h. es lassen sich beliebig viele Dichteverteilungen finden, die mit einer gegebenen Gravitationswirkung konsistent sind. Diese Mehrdeutigkeit kann mit Hilfe von *a priori* Informationen, zumeist geologischer oder geochemischer Art, eingegrenzt oder aufgehoben werden.

3.2 Schwerefeld

Durch die Rotation der Erde überlagert sich der Gravitationskraft die Zentrifugalkraft. Deren Summe bildet die Schwerkraft. Entsprechendes gilt für die Schwere(beschleunigung):

$$\mathbf{g}_{\text{Schwere}} := \mathbf{g} + \mathbf{a}_{\text{Zentrifugal}}. \quad (3.5)$$

Aus praktischen Gründen wird das Schwerfeld auf ein Referenzellipsoid bezogen. Es wurde von der Union für Geodäsie und Geophysik festgelegt, und wird beschrieben durch die Normalschwereformel (Berckhemer, 1997):

$$\mathbf{g}_{\text{Normal}} = 978,0490[1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin(2\varphi)^2] \text{ Gal}, \quad (3.6)$$

wobei φ die geographischen Breite bezeichnet.

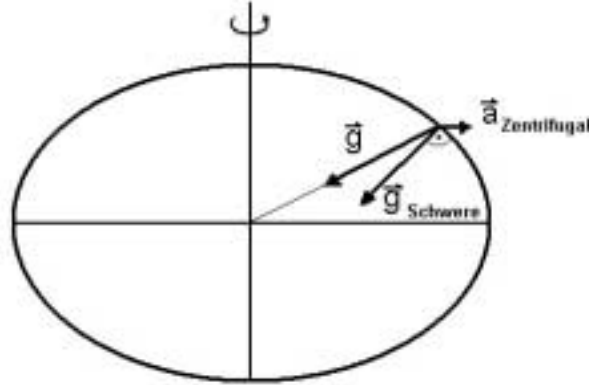


Abbildung 3.1: Schwere an der Erdoberfläche.

3.3 Gravimeter

Die Messung der Schwere ist mit einem Pendel möglich. Für ein mathematisches Pendel kann durch Bestimmung der Schwingungsperiode T bei bekannter Pendellänge l die Schwere g_{Schwere} aus folgender Gleichung berechnen werden:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g_{\text{Schwere}}}}. \quad (3.7)$$

Für Absolutmessungen mit hinreichen hoher Auflösung sind derart idealisierte Betrachtungen nicht ausreichend, und der technische Aufwand wird erheblich. Erheblich einfacher lässt sich eine hohe Auflösung durch Relativmessungen realisieren. Entsprechende Gravimeter basieren auf dem Prinzip der Federwaage (Abbildung 3.2). Dabei wird die durch eine Masse ausgelenkte Feder bei einer kleinen Schwereänderung $\Delta g_{\text{Schwere}}$ um die Länge Δl ausgedehnt. Durch Wiederherstellen einer vorher festgelegten Nulllage mit Hilfe einer Meßspindel (Abbildung 3.2) kann dann die Schwereänderung gemäß

$$\Delta g_{\text{Schwere}} = \frac{f}{m} \Delta l \quad (3.8)$$

bestimmt werden, wobei f die Federkonstante und m die Masse des ausgelenkten Körpers ist.

Die durch Wiederherstellung der Nulllage bestimmte Auslenkung wird mit einem Skalenfaktor multipliziert und ergibt dann die Schweredifferenz zum Referenzpunkt. Der Skalenfaktor ist geräteabhängig und variiert zudem mit der Schweredifferenz.

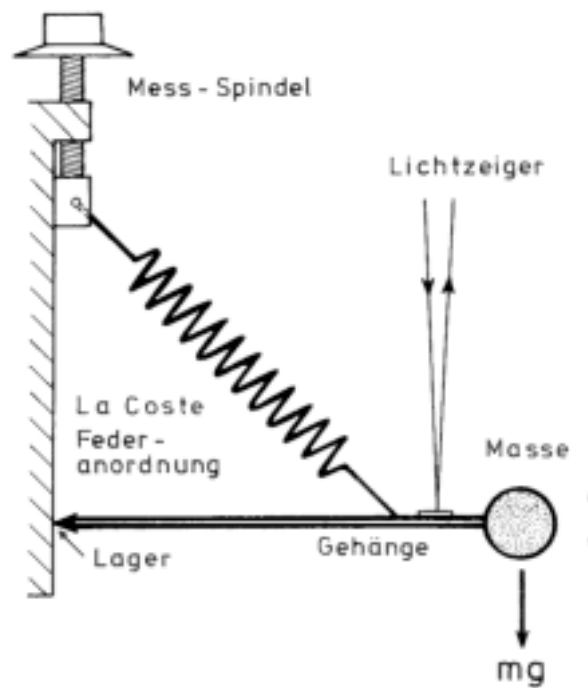


Abbildung 3.2: Gravimeter vom Typ LaCoste & Romberg. Die Meßspindel dient zum Rejustieren des ausgelenkten Körpers. Der über einen Spiegel abgelenkte Lichtstrahl ermöglicht die Kontrolle der Nullage (Berckhemer, 1997).

3.4 Gerätegang

Die zeitliche Änderung der Anzeige an einem festen Meßpunkt infolge mechanischer Veränderungen des Gravimeters wird als Gerätegang bezeichnet. Er entsteht vor allem durch Transportstöße oder Temperaturschwankungen. Um die Effekte des Ganges möglichst gering zu halten, sind die im Rahmen dieser Arbeit verwendeten LaCoste & Romberg-Gravimeter durch einen Thermostaten temperaturstabilisiert. Darüber hinaus werden die Gravimeter zum Transport gepolstert.

Zur Erfassung des Ganges wird das Gerät regelmäßig (höchstens alle 2 Stunden) am Basispunkt abgelesen und daraus eine Gangkurve konstruiert. Der Schwereunterschied an einem Meßpunkt relativ zum Basispunkt ist dann die Differenz zwischen dem Wert am Meßpunkt und dem für den Basispunkt für die Meßzeit interpolierten Wert. Bei der Konstruktion der Gangkurve handelt es sich demnach um eine fortlaufende Eichung des Gravimeters.

3.5 Schweremessungen

Um den Gerätegang zu erfassen, ist es erforderlich, möglichst häufig zum Basispunkt zurückzukehren. Diese Notwendigkeit hat bestimmenden Einfluß auf die Messungen im Gelände. Meßschleifen, bei denen regelmäßig zu einem Basispunkt A zurückgekehrt wird, haben die Form ABABACACADAD usw. Dabei sind B, C, D usw. Meßpunkte, an denen Differenzmessungen zum Basispunkt A durchgeführt werden.

Flexibler lassen sich Messungen gestalten, wenn nicht nur ein Basispunkt zur Gangkonstruktion benutzt wird, sondern alle mehrfach vermessenen Meßpunkte. Dazu werden Meßschleifen der Art ABABCBCDCDEDE...A oder ABCD...DCBA realisiert.

Bei einer Messung ist das Gravimeter genau horizontal auszurichten. Ein Neigungswinkel α würde zu einem falschen Wert $g \cos \alpha$ führen. Zur Horizontierung dient ein schüsselförmiger Stativteller und Fußschrauben. Zur Kontrolle sind zwei Libellen gekreuzt angebracht.

3.6 Reduktion der Meßdaten

Schweremessungen sind in der Regel nicht unmittelbar miteinander vergleichbar. Dazu müssen die Messungen zuvor auf eine einheitliche Referenz bezogen werden, was als Reduktion bezeichnet wird.

Die an einem Ort beobachtete Schweredifferenz $\Delta g_{\text{Schwere}}$ setzt sich zusammen aus den Abweichungen von der Normalschwere für eine Bezugsbreite durch abweichende Breite, Δg_{Normal} , abweichende Höhe, $\Delta g_{\text{Höhe}}$, Gesteinsmassen zwischen Oberfläche und Referenzellipsoid bzw. Bezugsniveau, $\Delta g_{\text{Bouguer}}$, Topographie, $\Delta g_{\text{Terrain}}$, zeitliche Variationen, Δg_{Zeit} , und gesuchte geologische Anomalien, $\Delta g_{\text{Geologie}}$:

$$\Delta g_{\text{Schwere}} = \Delta g_{\text{Normal}} + \Delta g_{\text{Höhe}} + \Delta g_{\text{Bouguer}} + \Delta g_{\text{Terrain}} + \Delta g_{\text{Zeit}} + \Delta g_{\text{Geologie}}. \quad (3.9)$$

Informationen über die geologischen Anomalien im Untergrund ergeben sich durch Auflösung nach $\Delta g_{\text{Geologie}}$:

$$\Delta g_{\text{Geologie}} = \Delta g_{\text{Schwere}} - \Delta g_{\text{Normal}} - \Delta g_{\text{Höhe}} - \Delta g_{\text{Bouguer}} - \Delta g_{\text{Terrain}} - \Delta g_{\text{Zeit}}, \quad (3.10)$$

was der Definition der Bouguer-Schwereanomalie entspricht (Abschnitt 3.6.2).

3.6.1 Höhenreduktion

Durch die Abnahme der Schwere mit zunehmender Entfernung vom Erdmittelpunkt ist es notwendig, alle Meßdaten auf ein einheitliches Bezugsniveau zu reduzieren. Dies wird als Höhenreduktion bezeichnet. Dabei wird der Raum über der Bezugsfläche als massfrei betrachtet. Für die Änderung der Schwere mit der Höhe h gilt

$$\Delta g_{\text{Höhe}} = G \frac{M_{\text{Erde}}}{(R_{\text{Erde}} + h)^2 - G \frac{M_{\text{Erde}}}{R_{\text{Erde}}^2}} \approx -2G \frac{M_{\text{Erde}}}{R_{\text{Erde}}^2} \frac{h}{R_{\text{Erde}}}, \quad (3.11)$$

wobei $M_{\text{Erde}} = 5,974 \cdot 10^{24}$ kg die Erdmasse sowie $R_{\text{Erde}} = 6371,01$ km den mittleren Erdradius bezeichnet und $h \ll R_{\text{Erde}}$ angenommen ist. Damit ergibt sich

$$\Delta g_{\text{Höhe}} = -0,3086 h \text{ mGal/m}, \quad (3.12)$$

d.h. die Meßwerte müssen pro Meter Höhenzunahme um 0,3086 mGal reduziert werden.

Die Freiluft-Schwereanomalie ist definiert als

$$\Delta g_{\text{FA}} = \Delta g_{\text{Schwere}} - \Delta g_{\text{Normal}} - \Delta g_{\text{Höhe}} - \Delta g_{\text{Terrain}} - \Delta g_{\text{Zeit}}. \quad (3.13)$$

Zur Freiluft-Schwereanomalie Islands siehe Abbildung C.1.

3.6.2 Bouguer-Reduktion

Die Bouguer-Reduktion berücksichtigt, daß sich zwischen dem Meßpunkt und dem Bezugsniveau Masse befindet. Ihre Gravitationswirkung wird angenähert durch die Massenanziehung einer homogenen Gesteinsplatte. Für eine horizontale Platte konstanter Mächtigkeit a und konstanter Massendichte ρ , die vom Meßpunkt unter dem Raumwinkel Ω erscheint, ergibt sich

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = G\rho a\Omega. \quad (3.14)$$

Sofern die unter dem Meßpunkt liegende Gesteinsplatte als unendlich ausgedehnt betrachtet wird (Bouguer-Platte), gilt $\Omega = 2\pi$ und mit $h = a$ folgt für die Bouguer-Reduktion

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = 2\pi G\rho h. \quad (3.15)$$

In der Praxis ist die Dichte eine unbekannte Größe. Für geringe Höhendifferenzen wird sie gewöhnlich durch die Bouguer-Dichte von $\rho = 2,67 \text{ g/cm}^3$ (mittlere Krustendichte) angenähert. Dann ergibt sich

$$\Delta g_{\text{Bouguer}} = 0,112 h \text{ mGal/m}. \quad (3.16)$$

Die Bouguer-Schwereanomalie (BA) ist definiert als

$$\Delta g_{\text{BA}} \equiv \Delta g_{\text{Geologie}} := \Delta g_{\text{Schwere}} - \Delta g_{\text{Normal}} - \Delta g_{\text{Höhe}} - \Delta g_{\text{Bouguer}} - \Delta g_{\text{Terrain}} - \Delta g_{\text{Zeit}}, \quad (3.17)$$

d.h. neben der Höhenreduktion wird zusätzlich die Bouguer-Reduktion durchgeführt. Zur Bouguer-Schwereanomalie Islands siehe Abbildung C.1.

3.6.3 Terrainreduktion

Die Terrainreduktion berücksichtigt die Abweichungen von einer Bouguer-Platte. Dazu werden Senken durch Massendefizite und Erhebungen durch Massenüberschüsse erfaßt. In dieser Arbeit werden durch Landhebungen verursachte zeitliche Schwereänderungen untersucht. Dabei kann die Topographie als unveränderlich angenommen werden, so daß eine Terrainreduktion entfällt.

3.7 Zeitliche Schwereänderungen

Zeitliche Schwereänderungen treten unter anderem durch die Wirkung der Gezeiten (Abschnitt 7.4) auf. Hauptziel der Arbeit ist es, die von Hebungsprozessen hervorgerufenen zeitlichen Schwereänderungen zu untersuchen. Hierbei handelt es sich um Änderungen der Schweredifferenzen bezüglich eines Basispunktes zwischen Meßkampagnen während eines Zeitraums von mehreren Jahren (Größenordnung 1 bis 10 $\mu\text{Gal/a}$).

4. Glazio-isostatische Ausgleichsprozesse

Der Begriff glazio-isostatischer Ausgleichsprozeß bezeichnet die Antwort der Erde auf die Veränderung einer Eislast. Der in einer Landhebung oder -senkung manifestierte Ausgleichsprozeß besteht aus einem elastischen und einem viskosen Anteil, wobei der Zeitraum Hunderte bis Zehntausende von Jahren beträgt.

Der für die Inselbildung verantwortliche Island-Plume senkt die Lithosphärenmächtigkeit und die Asthenosphärenviskosität signifikant. Dies bedingt, daß in Island isostatische Ausgleichsprozesse deutlich schneller ablaufen und auch kleinere Auflastveränderungen, wie das Abschmelzen der Vatnajökull-Eiskappe, zu meßbaren Effekten führen.

4.1 Historischer Überblick

Die älteste Überlieferung der postglazialen Landhebung stammt aus dem Jahr 1491. Bewohner eines schwedischen Dorfes am Bottnischen Meerbusen beklagten sich beim Regenten, daß sie ihre Ansiedlung nicht mehr per Boot erreichen konnten. Eine Umsiedlung in ein neu errichtetes Dorf löste das Problem.

Erste wissenschaftliche Untersuchungen des Phänomens der Landhebung, zunächst fälschlich als Meeresspiegelabsenkung interpretiert, wurden bereits Ende des Siebzehnten Jahrhunderts durchgeführt. So bemerkte Urban Hiärne (1641–1724), daß der Wasserspiegel der Ostsee und des Bottnischen Meerbusens stetig absank.

Der schwedische Astronom und Geodät Anders Celsius (1701–1744) berechnete 1743 als erster die angenommene Meeresspiegeländerung. Anhand von Wasserstandsmarkierungen an einem großen Felsen im Bottnischen Meerbusen ermittelte er ein Absinken von 1,3 cm/a. Dieser Wert ist nur wenig größer als die durch moderne Methoden bestimmte Landhebung.

Erst 1765 zogen Ephraim Runeberg (1722–1770) und Bengt Ferner (1724–1802) unabhängig von einander in Betracht, daß es sich bei der angenommenen Meeresspiegelabsenkung tatsächlich um eine Landhebung handeln könnte. Runeberg stützte seine Aussage auf Beobachtungen von Bewegungen des Grundgesteins in Bergwerken. Messungen Anfang des neunzehnten Jahrhunderts entlang der finnischen und schwedischen Küste zeigten schließlich, daß die Relativbewegungen zwischen Land und Meer regional unterschiedlich sind, was durch eine Meeresspiegelabsenkung nicht erklärbar ist.

Zunächst gab es unterschiedliche Erklärungen für die Beobachtungen. So sollte ein Abkühlen und Zusammenziehen der Erde ein Absinken des Meeresspiegels verursachen. Andererseits wurde auch eine Erwärmung und Ausdehnung der Erde als Ursache in Betracht gezogen. Eine Erklärung war schon deshalb schwierig, weil die Relativbewegungen bis dahin nur in Skandinavien beobachtet worden waren.

Im Jahre 1837 wurde von Agassiz die Hypothese der Eiszeiten bestätigt. Der schottische Geologe Thomas Jamieson (1829–1913) postulierte dann im Jahre 1865, daß durch das große Gewicht der Eislasten in Skandinavien, Schottland und Nordamerika das Land zunächst absank und sich nach dem Abschmelzen des Eises wiederum in seine ursprüngliche Lage hob.

Im Jahre 1888 präsentierte der Schwede Gerard De Geer (1858–1943) eine Karte der Isobasen (Linien gleicher Hebung) für Skandinavien und Nordamerika. Es zeigte sich, daß die früher eisbedeckten Gebiete einer Hebung unterliegen, wobei das Hebungsmaximum ungefähr mit dem Gebiet der größten Eismächtigkeit übereinstimmt. Damit war Jamiesons Hypothese bewiesen.

Im Jahre 1935 stellte Norman Haskell (1905–1970) erstmals eine auf einem fluiddynamischen Mantelmodell basierende Theorie zur postglazialen Landhebung vor. Angewandt auf Fennoskandien bestimmte er die Viskosität des oberen Mantels zu 10^{21} Pa s (Haskell, 1935). Dieser Wert dient noch heute als Richtwert und wird daher auch als Haskell-Wert bezeichnet.

4.2 Geologische Hinweise

Datierungen mariner Ablagerungen an der Küste Islands mit Hilfe der Radio-Kohlenstoff-Methode ergaben Alterswerte von ca. 9 000 bis 12 700 Jahren (Sigmundsson, 1991). Dies wurde dahingehend interpretiert, daß bis vor 12 700 Jahren Island mit Eis bedeckt und die Erdoberfläche heruntergedrückt war. Anschließend zog sich das Eis hinter die heutige Küstenlinie zurück, und marine Organismen konnten sich entlang der Küste ansiedeln. Durch die glazio-isostatische Hebung Islands bedingt sank gleichzeitig der Meeresspiegel. Die Tatsache, daß keine Organismen jünger als 9 000 Jahre sind, läßt darauf schließen, daß die Hebung zu dieser Zeit bereits weitgehend abgeschlossen war. Dies ist ein direkter Hinweis auf eine sehr niedrige Asthenosphärenviskosität.

Zur Bestimmung der Asthenosphärenviskosität wurde von Sigmundsson (1991) eine inkompressible elastische Platte mit einer Mächtigkeit von 10 km über einem inkompressiblen viskosen Halbraum betrachtet. Islands Eiskappe während der letzten Vereisung wurde durch eine kreisförmige Auflast mit einem Radius von 160 km modelliert (Abbildung 4.1). Die Interpretation zeigte, daß die Asthenosphärenviskosität maximal $1 \cdot 10^{19}$ Pa s beträgt.

4.3 Neigungsmessungen

Am südwestlichen Rand der Vatnajökull-Eiskappe liegt der Langisjór-See mit einer Länge von ca. 20 km (Abbildung 4.2). In den Jahren 1959 und 1991 wurden am südwestlichen und nordwestlichen Ende des Sees Pegelmessungen durchgeführt. Dabei ergab sich eine relative Hebung des nordwestlichen Endes gegenüber dem südwestlichen um 12.4 ± 3 cm, d.h. 3.9 ± 0.9 mm/a (Sigmundsson & Einarsson, 1992).

Zur Erklärung der Neigungsänderung wurde eine elastische Lithosphäre von 10 km Mächtigkeit angenommen. Der Vatnajökull wurde durch eine kreisförmige Auflast mit einem Radius von 51.4 km angenähert (Abbildung 4.2). Die Interpretation ergab eine Asthenosphärenviskosität von $1 \cdot 10^{18}$ bis $5 \cdot 10^{19}$ Pa s (Sigmundsson & Einarsson, 1992).

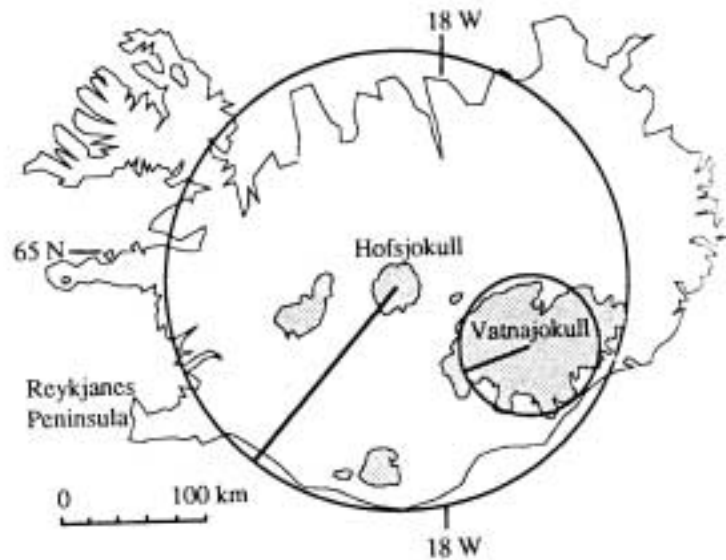


Abbildung 4.1: Modelle der pleistozänen und rezenten Eisbedeckung Islands. Die heutigen Eisreste sind schraffiert (Sigmundsson, 1991).

4.4 GPS-Messungen

Das Global Position System (GPS) ist eine hochgenaue Methode zur Messung der Deformation der Erdoberfläche. Im Jahre 1991 wurden 10 Meßpunkte südöstlich des Vatnajökulls eingerichtet (Einarsson *et al.*, 1996), die sowohl für GPS- als auch für Schweremessungen geeignet sind. Im gleichen Jahr wurden erstmals GPS- und Schwerekampagnen durchgeführt. Während die Schweremessungen jährlich bis 2000 fortgesetzt wurden (Ausnahme 1994), sind GPS-Wiederholungsmessungen bisher nicht durchgeführt worden.

In den Jahren 1992 und 1996 wurden südöstlich des Vatnajökulls GPS-Kampagnen durchgeführt (Abbildung 4.3). Die Auswertung der Daten lieferte Hebungsraten von bis zu 5 mm/a relativ zur Station Höfn (Sjöberg *et al.*, 2000). Für Höfn wurde eine Hebung von 3 mm/a ange-

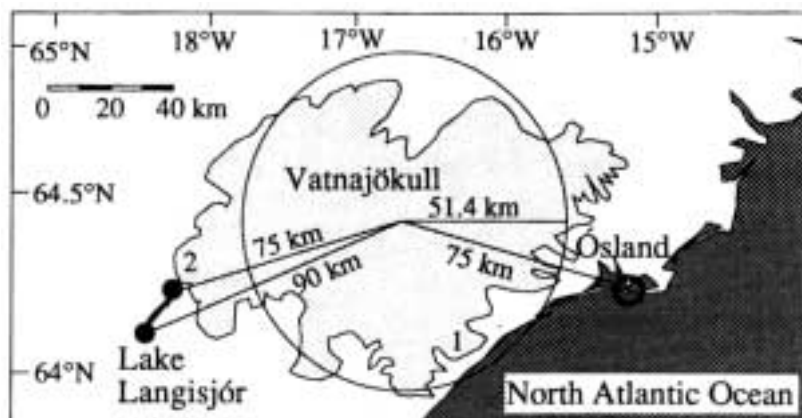


Abbildung 4.2: Vatnajökull-Eiskappe und Langisjór-See (Sigmundsson & Einarsson, 1992).

5. Wiederholungsmessungen der Schwere

Es ist zu erwarten, daß das Abschmelzen des Vatnajökulls (Abschnitt 2.4 und 8.3) in Verbindung mit der niedrigen Viskosität der Asthenosphäre unterhalb Islands (Abschnitt 4) in der Umgebung der Eiskappe zu meßbaren Hebungsraten führt. Erste Hinweise darauf ergaben Pegelmessungen am Langisjór-See (Abschnitt 4.3). Im Jahre 1991 wurden zusätzlich 10 Meßpunkte im Südosten des Vatnajökulls errichtet und sowohl mit der GPS- als auch mit der gravimetrischen Methode vermessen (Abschnitt 4.4). Eine Wiederholung der GPS-Messungen ist bisher nicht erfolgt, jedoch wurden an diesen und weiteren Punkten zwischen 1991 und 2000 regelmäßig Schweremessungen durchgeführt.

5.1 Isländisches Basisnetz

In den Jahren 1967 bis 1985 entstand in Island ein Netz aus Basispunkten (Thorbergsson *et al.*, 1993). Es stellt eine Erweiterung eines früheren Netzes in Nordisland dar (Jacoby *et al.*, 1980). Später erfolgte ein Anschluß an das globale Netz, so daß auch absolute Schwerewerte verfügbar sind. Bereits 1968 wurden in Island mehrere Basispunkte vermessen. Einige von ihnen dienen als Referenz für die in dieser Arbeit ausgewerteten Schweredaten.

5.2 Meßgebiet

In der Umgebung des Vatnajökulls ist mit einer Schwereänderungsrate von wenigen $\mu\text{Gal/a}$ zu rechnen. Da die Auflösung guter Gravimeter ca. $5 \mu\text{Gal}$ beträgt, bedarf es mehrjähriger Meßkampagnen. Dazu wurde 1991 im Südosten des Vatnajökulls ein lokales Netz von 10 GPS-Meßpunkten eingerichtet (Einarsson *et al.*, 1996). Um den Gang des Gravimeters zu kontrollieren, benötigen Schweremessungen jedoch ein dichteres Netz von Punkten. Daher wurden weitere Hilfspunkte innerhalb des Meßgebietes angelegt (Abbildung 5.1). Die Meßpunkte südöstlich des Vatnajökulls haben eine Entfernung von 50 bis 120 km vom Eiszentrum, die weiter entfernten Flugmeßpunkte bis 250 km (Reykjavik). Als Referenzpunkt für alle Schweremessungen dient Punkt 701 ($64,297^\circ\text{N}$, $15,201^\circ\text{O}$). Er liegt nahe Höfn und zeichnet sich durch gute Erreichbarkeit und Stabilität aus. Nach gleichen Kriterien wurden alle weiteren Meßpunkte ausgewählt und mit einem Bolzen im Fels markiert.

Neben dem lokalen Meßnetz wurden weiter entfernte Punkte mit dem Flugzeug angebunden (Abschnitt 5.4). Da zu erwarten ist, daß die durch die vulkanische und seismische Aktivität der Riftzone hervorgerufenen Störungen die Messungen der glazio-isostatischen Ausgleichsbewegung stören, wurde auf Messungen im westlichen Bereich verzichtet. In Tabelle 5.1 sind die Meßpunkte zusammengestellt.

Tabelle 5.1: Meßpunkte des Schwerenetzes. Ein Teil der Meßpunkte gehört zum isländischen Basisnetz, die übrigen wurden ab 1991 für die Schwere- und GPS-Messungen angelegt. Zur Entfernung vom Eiszentrum siehe Abschnitt 6.5.

Nummer	Name	Koordinaten (°N, °O)	Entfernung (km)
601		64,283, -15,066	79,4
603		64,290, -15,101	77,6
604	Hagi	64,288, -15,149	75,4
605	Skarðshólar	64,288, -15,170	74,4
609	Vegamot	64,290, -15,185	73,6
701	BASISPUNKT, Bergárbrú	64,297, -15,201	72,7
702	Seljavellir	64,304, -15,217	71,8
802	Fornustekkar	64,316, -15,240	70,4
806	Skriðuhóll	64,335, -15,244	69,9
810	Bjarnanes	64,324, -15,251	69,8
999	Geodätisches Meßhaus Höfn		
1000	HOFN, Höfn	64,267, -15,198	73,5
1001	STAP, Stapaklettur	64,328, -15,251	69,7
1002	HOFF, Hoffellsjökull	64,418, -15,394	62,0
1004	GILD, Gildirasker	64,359, -15,347	64,7
1005	Hólmsabrá	64,265, -15,515	58,6
1006	HEIN, Heinar	64,304, -15,656	50,8
1007	FLAT, Flatey	64,234, -15,493	60,7
1008	UPPS, Uppsáir	64,208, -15,723	51,5
1009	HROL, Hrollaugshólar	64,118, -16,076	44,0
1010	Stokksnes	64,242, -14,979	84,5
1011	Stafafell	64,423, -14,881	87,0
1012	HVAL, Hvalnes	64,403, -14,542	103,6
1013	Hofsárbrú	64,550, -14,620	100,9
5213	Kirkjubayarklaustur, alt	63,790, -18,050	97,0
5214	Fagurhólsmýri	63,877, -16,640	60,1
5219	HOF, Hornafjörður Flugplatz, alt	64,305, -15,237	70,8
5227	VOP, Vopnafjörður	65,753, -14,830	173,5
5273	DJU, Djúpivogur Hotel Framtíð	64,657, -14,280	119,4
5277	GRI, Grimstadir	65,643, -16,120	139,0
5278	VAL, Valthjósstadir	65,018, -14,980	106,0
5450	Reykjavík	64,140, -21,957	259,6
7144	EGI, Egilstadir	65,278, -14,410	145,9
7307	Hafnarflugvöllur	64,303, -15,223	71,5
7427	Kirkjubayarklaustur	63,790, -18,055	97,1
8436	DJUP, Djúpivogur GPS	64,647, -14,284	118,9
9004	Hólar	64,294, -15,185	73,5
9012	Dynjandi	64,288, -15,132	76,2

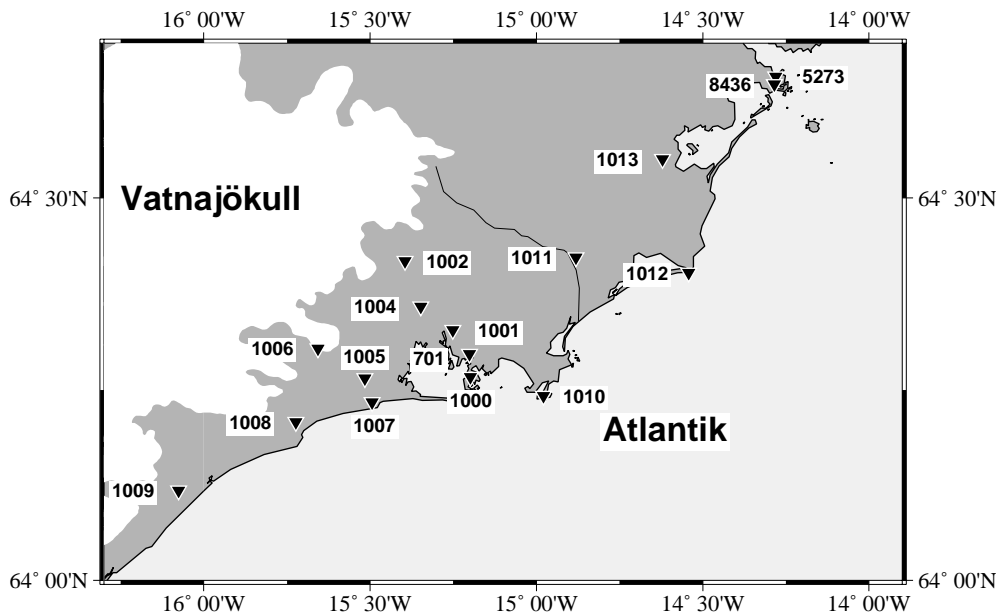


Abbildung 5.1: Meßpunkte südöstlich des Vatnajökulls.

5.3 Schweremessungen von 1991 bis 2000

Die ersten Schweremessungen wurden von W. Jacoby, Universität Mainz, im Jahre 1991 durchgeführt und mit Ausnahme von 1994 jährlich weitergeführt (Einarsson *et al.*, 1996). Für die Messungen im lokalen Schwerenetz südöstlich des Vatnajökulls diente als Basis Punkt 701. Eine Bestimmung der absoluten Schwereänderungsrate setzt demnach die Ermittlung der Änderungsrate für Punkt 701 voraus (Abschnitt 6.6). Für die Fluggravimetrie wurde Punkt 7307 auf dem Flughafen von Höfn als Basis gewählt. Beide Punkte sind nur wenige Kilometer voneinander entfernt und wurden jährlich verbunden.

Bei gleichzeitigem Einsatz von zwei Gravimetern, wie dies in den Jahren 1995 und 1996 der Fall war, wurden beide Instrumente dicht neben der Punktmarkierung positioniert und in der Regel von zwei Personen abgelesen.

Die Bestimmung einer Änderungsrate im Bereich von $\mu\text{Gal}/\text{a}$ erfordert eine Genauigkeit in der Aufstellhöhe des Gravimeters über der Bolzen-Oberkante von 5 mm. Die Bestimmung der Aufstellhöhe wurde mit 2 bis 5 mm realisiert. Alle verwendeten Gravimeter wurden per Hand justiert und abgelesen. Mehrfachablesungen wurden an allen Meßpunkten vorgenommen, wobei die Streuung der Ablesungen die Anzahl der Wiederholungen bestimmte. In der Regel waren es 3 bis 4 Ablesungen bei einer Ablesegenauigkeit der elektromechanischen Libelle von 3 bis 4 μGal . In Tabelle 5.2 sind die Meßkampagnen zwischen 1991 und 2000 und die verwendeten Gravimeter zusammengestellt.

Tabelle 5.2: Meßkampagne, Gravimetertyp und Auflösung anhand von Wiederholungsmessungen.

Zeitraum	Gravimeter	Auflösung (μGal)
Juli 1991	L&R G688	5
Juli/August 1992	L&R G445	5
Juli/August 1993	L&R G445	5
	L&R D187	10
August 1995	L&R G166	10
	L&R D187	10
Juli 1996	L&R G166	10
	L&R D187	10
Juli 1997	L&R G166	10
August 1998	L&R G166	5
August 1999	L&R G166	5

5.4 Meßflüge von 1993 bis 1996

Meßflüge ermöglichen es, vom Basispunkt weit entfernte Punkte anzubinden. Falls keine tektonischen und anderen Störungen auftreten, können diese Punkte hinsichtlich der glazio-isostatischer Vertikalbewegungen im Umfeld der Eiskappe als stabil betrachtet werden. Daher dienen sie als Referenz zur Bestimmung der absoluten Schwereänderungsrate am Basispunkt 701. Weiterhin wurden über Island verteilte Meßpunkte auf Flughäfen bereits 1968 vermessen (Abschnitt 5.1). Da bis zu den Flugmessungen Mitte der Neunziger Jahre rund 25 Jahre vergangen waren, konnten daraus zeitliche Schwereänderungen bestimmt werden.

Im Juli und August 1993 wurden die nördlichen Flugmeßpunkte 5227 (Vopnafjörður), 5273 (Djúpivogur), 5278 (Valthjófsstaður) und 7144 (Egilsstaðir) an Punkt 5219 (Höfn) angebunden. In den Jahren 1995 und 1996 wurden zusätzlich die Flugmeßpunkte 5277 (Grimsstaðir) und 5450 (Reykjavík) einbezogen. In allen Kampagnen kamen LaCoste & Romberg Gravimeter vom Typ D und G zum Einsatz.

Durch die große Distanz der Flugmeßpunkte zum Basispunkt können Schweredifferenzen von bis zu 100 mGal auftreten. In Anbetracht der Ungenauigkeit des Skalenfaktors kann es bei derart großen Differenzen zu Meßfehlern kommen. Dies wird bei der Auswertung der Daten genauer untersucht und berücksichtigt (Abschnitt 6.4).

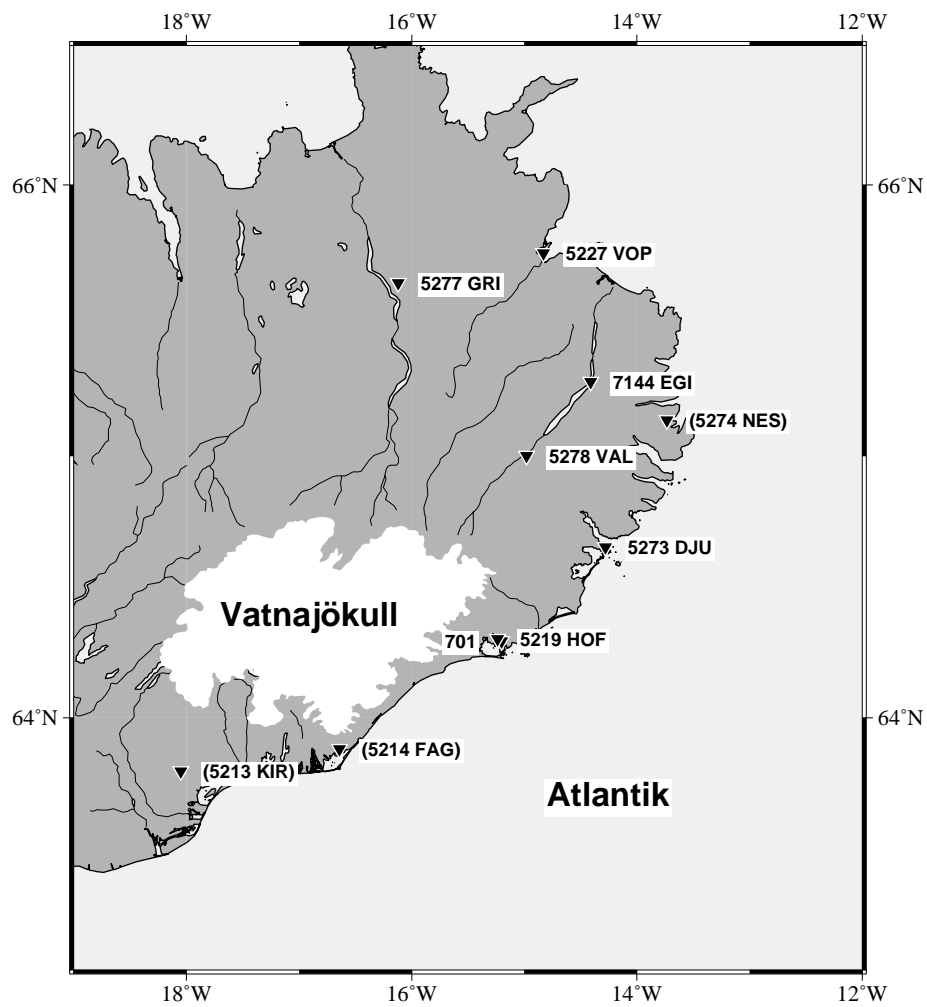


Abbildung 5.2: Flugmeßpunkte in Ostisland. Die eingeklammerten Meßpunkte sind zerstört.

6. Datenauswertung

In Abschnitt refMessungen ist auf die Schweremessungen eingegangen worden. Im folgenden soll die Datenauswertung mit Hilfe der in Abschnitt 3 beschriebenen Reduktionen durchgeführt werden. Berücksichtigt werden müssen dabei die unterschiedlichen Meßgeräte und die über größere Distanzen, d.h. zumeist auch größere Schweredifferenzen, durchgeführten Meßflüge. Anhand der zeitlichen Änderungen der ausgewerteten Schweredaten kann dann auf den glazio-isostatischen Prozess und damit auf die Eigenschaften der Lithosphäre und Asthenosphäre geschlossen werden (Abschnitt 8).

6.1 Programm GRAVI

Vor Beginn der Auswertung werden die Meßdaten digitalisiert. Die eigentliche Auswertung erfolgt mit Hilfe des Programmes GRAVI von P. Smilde, Universität Mainz. Ziel ist die Bestimmung der Schwereunterschiede zwischen dem jeweiligen Meßpunkt und dem Basispunkt 701 sowie die Abschätzung der Genauigkeit dieser Werte.

Um statistische Schwankungen der Meßwerte an einem Punkt zu erfassen, wurden im Gelände zumeist mehrere Einzelmessungen durchgeführt und die Meßwerte arithmetisch gemittelt. Ebenso sind die jeweiligen Uhrzeiten der Messungen gemittelt. Da diese innerhalb weniger Minuten erfolgten, ist der dadurch bedingte Fehler vernachlässigbar.

GRAVI bestimmt durch Ausgleichsrechnung die Schweredifferenzen für das Netz der Meßpunkte. Durch möglichst vielfältige Verbindungen und Wiederholungsmessungen der Schwerepunkte werden die statistischen Fehler minimiert. Ebenso können Ausreißer oder Fehler beim Ablesen bzw. Archivieren der Daten erkannt werden.

Weiterhin ermittelt GRAVI den Gang der benutzten Gravimeter (Abschnitt 3.4). Dazu werden der regelmässig vermessene Basispunkt sowie alle mehrfach besetzten Punkte benutzt. Da nur zeitliche Schwereänderungen interessieren, sind die Bouguer- und die Terrain-Reduktion nicht erforderlich. Berücksichtigt werden muß jedoch die unterschiedliche Aufstellhöhe der Gravimeter über dem Markierungsbolzen des Meßpunktes. Diese Freiluftreduktion wird von GRAVI durchgeführt. Weiterhin berücksichtigt GRAVI die Erdgezeiten.

6.2 Zeitliche Schwereänderungen

Das beschriebene Verfahren der Datenauswertung wird für jede Meßkampagne von 1991 bis 1999 getrennt durchgeführt. Als Ergebnis ergibt sich die zeitliche Entwicklung der Schweredifferenzen jedes Meßpunktes zum Basispunkt für den genannten Zeitraum (1994 wurden keine Messungen durchgeführt). Abbildung 6.1 zeigt die zeitliche Entwicklung der Schweredifferenz für vier aus-

gewählte Meßpunkte. Eine vollständige Zusammenstellung findet sich in Anhang A und B. Im folgenden wird angenommen, daß die zeitliche Änderung der Schwere während des betrachteten Zeitraumes konstant ist. Die Änderungsrate wird dann durch lineare Regression bestimmt. Eine ausführliche Fehlerbetrachtung ist in Abschnitt 7 durchgeführt.

Berücksichtigt ist, daß im Laufe der Jahre einige Meßpunkte zerstört worden sind. Dies betrifft Punkt 702, 810, 1000, 1001. Punkt 999 an der Geodätischen Station nahe Höfn wurde erst mit Errichten dieser Station ab 1996 vermessen.

Die zeitlichen Schwereänderungen an den einzelnen Meßpunkten können in drei Gruppen eingeteilt werden. Zur ersten gehören Meßpunkte, an denen Messungen nur für drei oder vier Jahre durchgeführt wurden. Dies sind Punkt 603, 604, 605, 702, 810, 999, 1001 und 9012. Sie werden im folgenden nicht berücksichtigt.

Die zweite Gruppe besteht aus Meßpunkten, die unbekannt oder nicht zu korrigierenden Störungen unterliegen. Hierbei handelt es sich um Punkt 1010, 1011, 1012 und 8436. Punkt 1010 (Stokksnes) liegt auf einer kleinen Halbinsel (Abbildung 5.1). Das sinusförmige Verhalten der Meßwerte korreliert mit dem Niederschlag in diesem Gebiet und kann möglicherweise durch damit zusammenhängende Grundwasseränderungen erklärt werden (Abschnitt 7.7). Auch Punkt 1012 (Hvalnes) liegt direkt am Meer und weist dieses Verhalten auf. Dagegen ist die Ursache des zeitlichen Verhaltens von Punkt 1011 (Stafafell) und 8436 (Djúpivogur GPS) unbekannt. Die Schwereänderungen sind ausgeprägt negativ und als Ausreißer zu erkennen. Diese Meßpunkte werden gesondert diskutiert (Abschnitt 7).

Die dritte Gruppe enthält Meßpunkte, die im betrachteten Zeitraum weitgehend regelmäßig vermessen wurden und einen Trend aufweisen, der eine lineare Regression gerechtfertigt. Dies sind Punkt 601, 609, 802, 806, 1002, 1004, 1005, 1006, 1007, 1008, 1009, 1011, 1013 und 7307.

6.3 Meßflüge

Neben den Bodenmessungen südöstlich des Vatnajökulls (Abbildung 5.1) wurden 1993, 1995 und 1996 Flugmessungen zu weiter entfernten Punkten durchgeführt (Abbildung 5.2). Die Daten werden entsprechend dem oben beschriebenen Verfahren ausgewertet, wobei sich die zeitlichen Schwereänderungen als Differenz zu den Werten für das Jahr 1968 (Thorbergsson *et al.*, 1993) ergeben.

Bei den Flugmessungen wurden jeweils LaCoste & Romberg Gravimeter vom Typ D und G verwendet. Da bei den über große Distanzen durchgeführten Flügen auch große Schweredifferenzen von bis zu 100 mGal auftreten, kann es durch den Skalenfaktor des Gravimeters bedingt zu systematischen Fehlern kommen, was eine Skalenkorrektur erfordert (Abschnitt 6.4).

Messungen zum Flugpunkt 5450 (Reykjavík) erfordern die Bestimmung der Schweredifferenz über die Riftzone hinweg, was wegen ihrer tektonischen Aktivität mit einer Störung verbunden ist (Abschnitt 7.9).

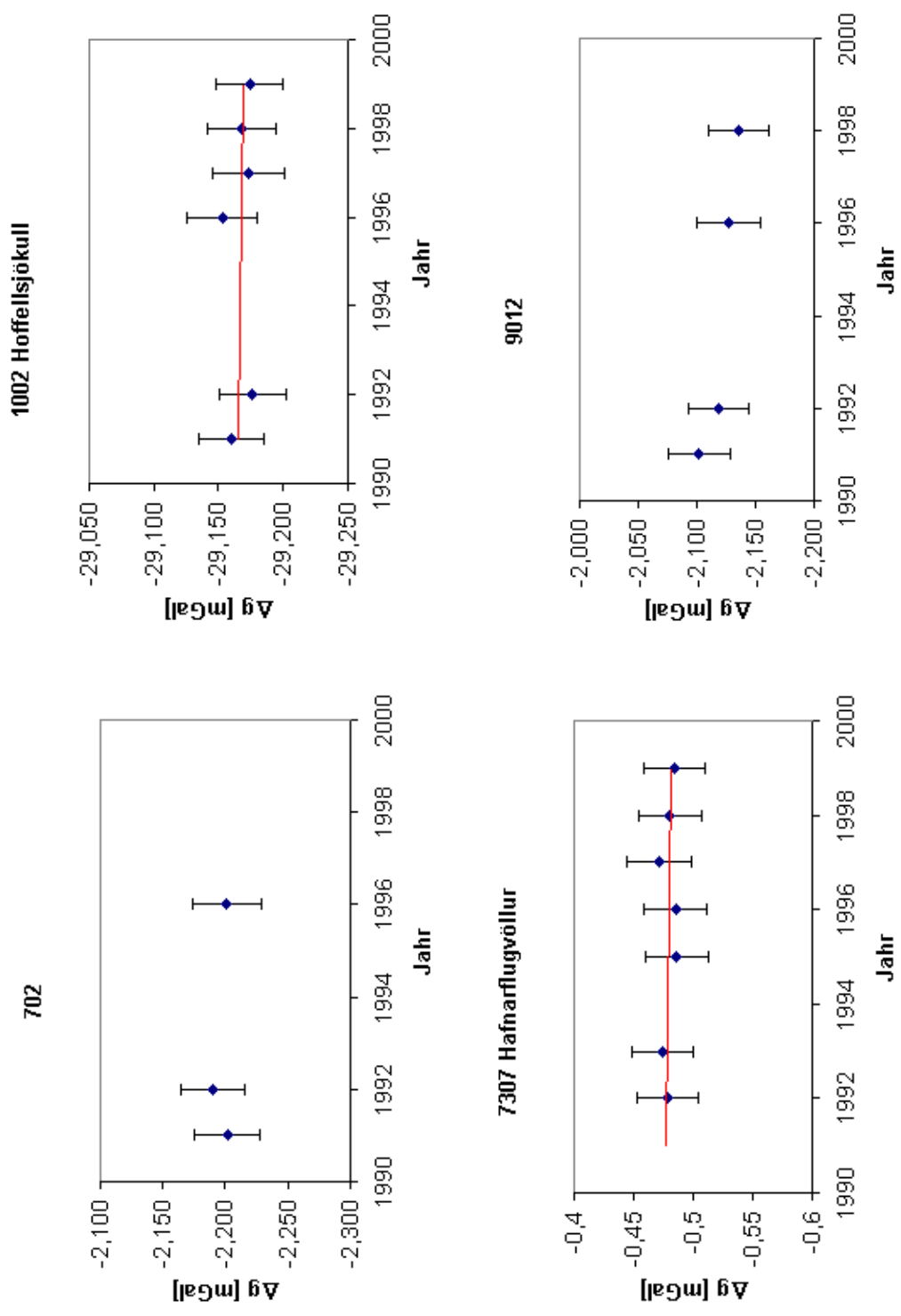


Abbildung 6.1: Zeitliche Schwereänderung für Messpunkt 702, 1002, 7307 und 9012.

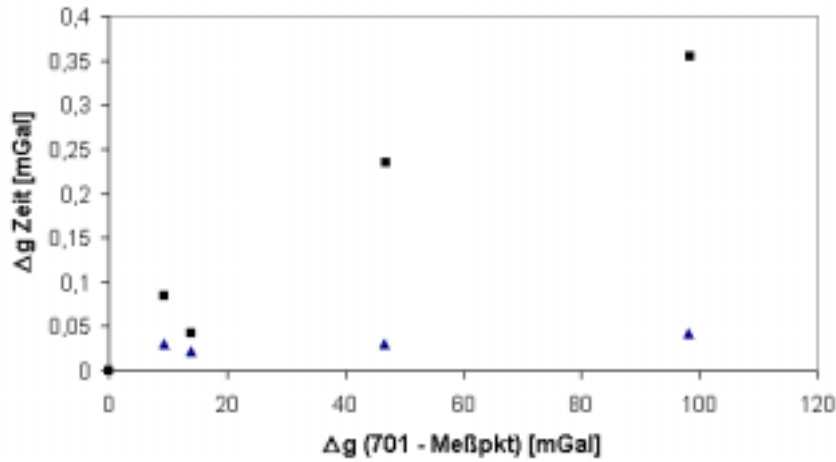


Abbildung 6.2: Skalenkorrektur. Korrelation der zeitlichen Schwereänderung mit der räumlichen Schweredifferenz. Rechteck: LaCoste & Romberg, Typ D. Dreieck: LaCoste & Romberg, Typ G.

6.4 Skalenkorrektur

Messungen großer Schweredifferenzen führen zu systematischen Ungenauigkeiten der Gravimeter. Die getrennte Auswertung der Schweredaten für die LaCoste & Romberg Gravimeter vom Typ D und G zeigt, daß die berechnete zeitliche Schwereänderung eines Meßpunktes bezogen auf den Basispunkt 701 nur für Typ D mit der durch räumliche Distanz bedingten Schweredifferenz korreliert (Abbildung 6.2). Aus diesem Grund werden die Daten von Typ G nicht korrigiert, die von Typ D bleiben unberücksichtigt. Die ausgewerteten Flugdaten für das LaCoste & Romberg Gravimeter vom Typ G sind in Tabelle A.9–A.11 zusammengestellt.

6.5 Relative zeitliche Schwereänderungen

Nach Sigmundsson & Einarsson (1992) befindet sich das Zentrum des Vatnajökulls bei $64^{\circ}25'N = 64,417^{\circ}N$ und $16^{\circ}40'W = 16,667^{\circ}W$. Damit kann die Entfernung R eines Meßpunktes mit geographischer Breite ϕ und geographischer Länge λ (Tabelle 5.1) vom Eiszentrum wie folgt bestimmt werden:

$$R = 111,209 \text{ km} \sqrt{[(\lambda_{\text{Messpunkt}} - \lambda_{\text{Zentrum}}) \cos 64^{\circ}]^2 + (\phi_{\text{Messpunkt}} - \phi_{\text{Zentrum}})^2}. \quad (6.1)$$

Abbildung 6.3 zeigt die relative zeitliche Schwereänderungsrate als Funktion der Entfernung vom Eiszentrum, wobei nur aussagekräftige Meßpunkte verwendet sind (Abschnitt 6.2 und 6.3). Die Fehler der Änderungsraten werden in Abschnitt 7 diskutiert. Im Rahmen ihrer Fehler zeigen die Meßdaten zwischen 50 und 70 km Entfernung (Eisrandnähe) einen ansteigenden Verlauf, was mit der elastischen Aufwölbung der Lithosphäre aufgrund der Auflast erklärt werden kann (Abschnitt 8). Da zwischen 75 und 100 km Entfernung keine Messungen vorliegen, kann die genaue Form der Aufwölbung nicht ermittelt werden.

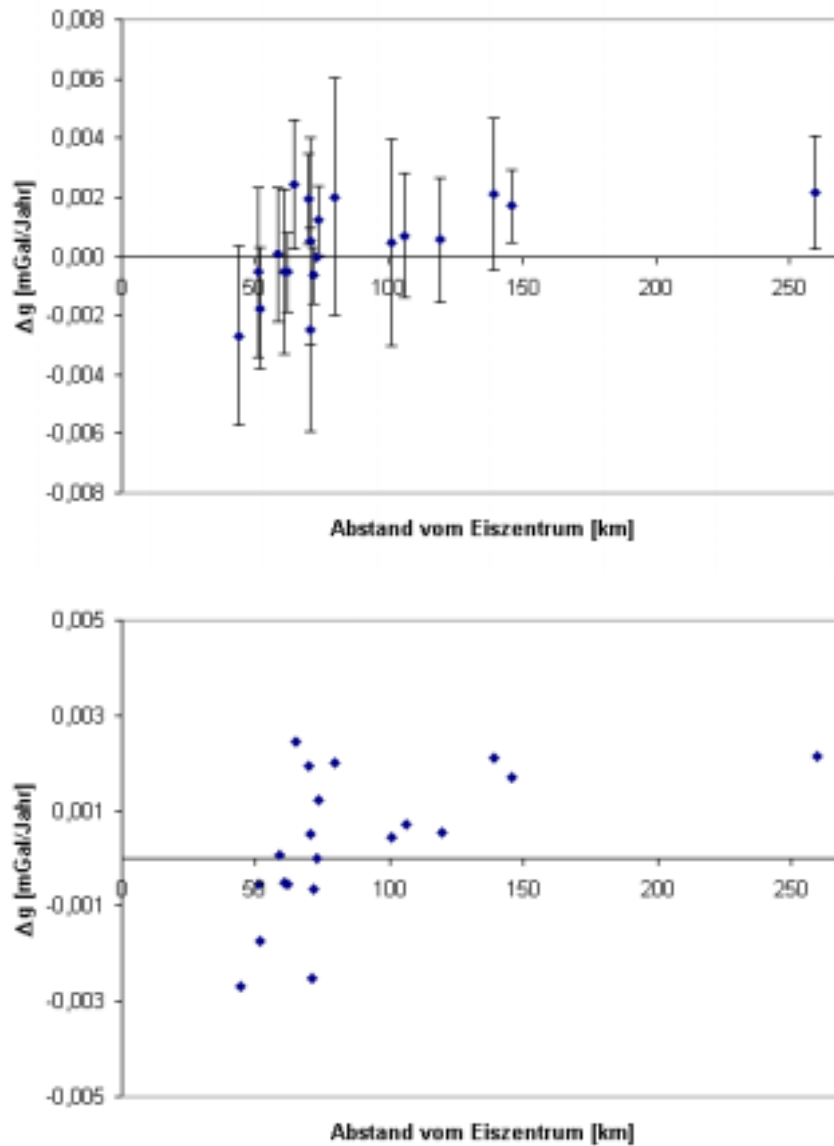


Abbildung 6.3: Relative Schwereänderungsrate als Funktion der Entfernung vom Eiszentrum. Oben: mit 1σ -Fehlerbalken. Unten: ohne Fehlerbalken. Die Diagramme sind unterschiedlich skaliert.

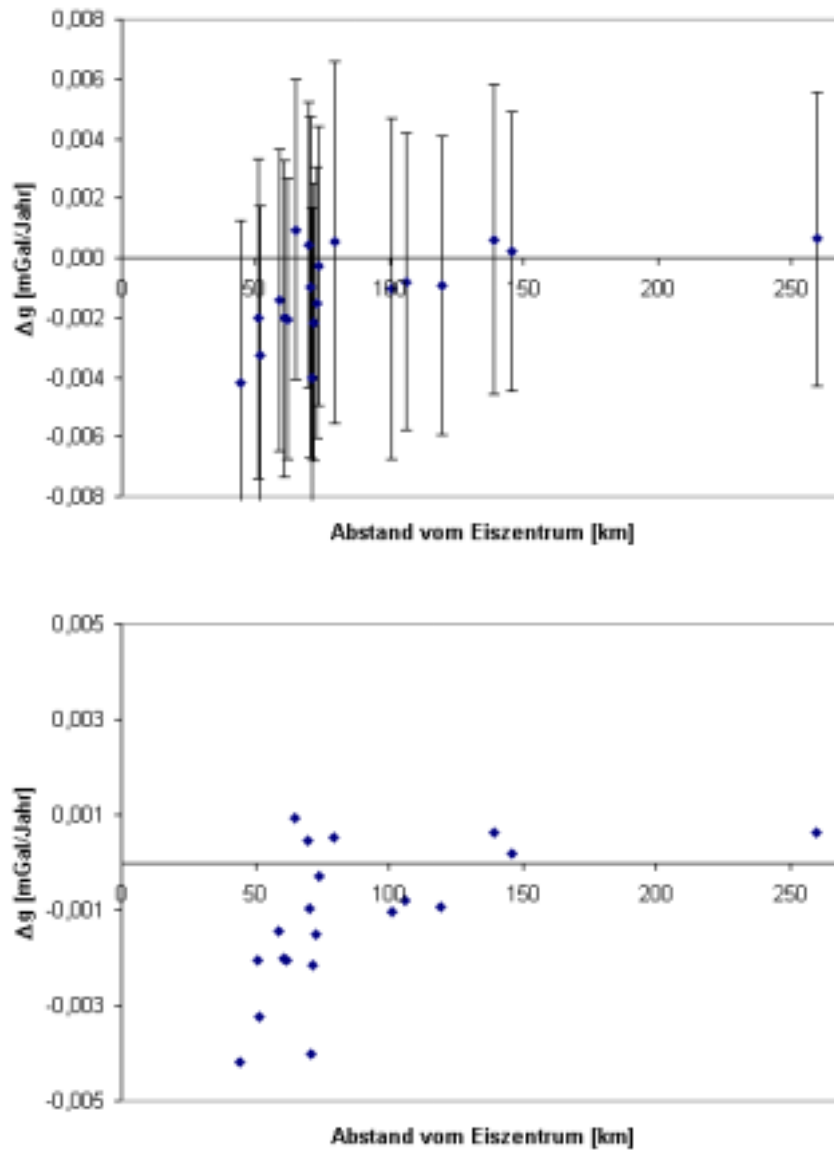


Abbildung 6.4: Absolute Schwereänderungsrate als Funktion der Entfernung vom Eiszentrum mit Flugmessungen als Referenz. Oben: mit 1σ -Fehlerbalken (Fortpflanzung des Fehlers des Referenzwertes nach Gauß). Unten: ohne Fehlerbalken. Die Diagramme sind unterschiedlich skaliert.

6.6 Absolute zeitliche Schwereänderungen

Die Schwereänderungen sind relativ zum Basispunkt 701 (Höfn) bestimmt. Die absolute Schwereänderung kann ermittelt werden, wenn das zeitliche Verhalten für große Entfernungen vom Eiszentrum als konstant angesehen werden kann. Dazu dienen Flugmeßpunkte in Entfernungen von mehr als 100 km als Referenz. Der gewichtete Mittelwert der Flugdaten zwischen Basispunkt 701 und Flugpunkt 5273, 5277, 5278, 5450 und 7144 beträgt $1,5 \pm 4,5 \mu\text{Gal/a}$, d.h. an Punkt 701 beträgt die absolute Schwereänderungsrate $-1,5 \pm 4,5 \mu\text{Gal/a}$. Abbildung 6.4 zeigt die absolute zeitliche Schwereänderungsrate als Funktion der Entfernung vom Eiszentrum.

Eine weitere Möglichkeit, die absolute Schwereänderung zu bestimmen, ist die Anpassung der beobachteten Raten an berechnete Raten. Dabei ist die absolute Änderung ein freier Parameter, der aus den Ergebnissen der Modellierung bestimmt wird. Die beste Anpassung ergibt sich für $-1 \mu\text{Gal/a}$, was innerhalb des Fehlers mit dem aus Flugmessungen bestimmten Wert übereinstimmt (Abschnitt 8).

7. Störeinflüsse

Im Gegensatz zu Laborexperimenten lassen sich bei Geländemessungen störende Einflüsse nur schwer vermeiden. Schon Änderungen der Wetterlage können meßbare Effekte im Schwerfeld hervorrufen. Aber auch Gezeiten, Grundwasserschwankungen oder tektonische Besonderheiten beeinflussen die Messungen. Auf derartige Störungen wird in diesem Kapitel eingegangen.

7.1 Auflösung der Meßgeräte

Innerhalb von 10 Jahren ist am Rande des Vatnajökulls mit einer Schwereänderung von 20 bis 50 μGal zu rechnen. Daher ist für Gravimeter eine Auflösung von wenigstens 10 μGal zu fordern. Wiederholungsmessungen an einem Punkt zeigten, daß der statistische Fehler, der sich aus der Standardabweichung der Wiederholungsmessungen ergibt, zwischen 5 und 10 μGal liegt. Dabei wiesen die Gravimeter LaCoste & Romberg vom Typ G in der Regel eine Auflösung von 5 μGal auf. Das Gravimeter LaCoste & Romberg vom Typ D hatte konstruktionsbedingt eine weniger gute Auflösung (Tabelle 5.2).

7.2 Gerätegang

Die Ursachen des Gerätegangs und die dadurch notwendige Gangkorrektur sind in Abschnitt 3.4 beschrieben. Die nach dieser Korrektur verbleibende Ungenauigkeit wird anhand der Analyse von Gangkurven auf $\pm 15 \mu\text{Gal}$ geschätzt. Bei Flugmessungen ist der Einfluß des Gangs deutlich größer und wird auf $\pm 30 \mu\text{Gal}$ geschätzt.

7.3 Skalenfaktor und Skalenkorrektur

Die Umrechnung der Skalenwerte in Schweredifferenzen erfolgt mit Hilfe des Skalenfaktors. Dieser ist nichtlinear vom Skalenbereich abhängig und nur mit begrenzter Genauigkeit bekannt. Bei großen Schweredifferenzen kann dies zu einem nicht vernachlässigbaren Fehler führen.

Bei den Flugmessungen zwischen dem Basispunkt und Punkt 5227 (Vopnafjörður), 5277 (Grimstadir), 5278 (Valthjósstadur) und 7144 (Egilstadir) traten zum Teil große Schweredifferenzen auf. Für den Zeitraum zwischen 1968 und den Meßflügen von 1993 bis 1996 weist die zeitliche Schwereänderung zur Schweredifferenz des jeweiligen Punktes relativ zum Basispunkt eine starke Korrelation auf (Abschnitt 6.4). Nach entsprechender Korrektur wird im folgenden der Einfluß des Skalenfaktors als vernachlässigbar betrachtet.

7.4 Meeresgezeiten

Die Meeresgezeiten führen zu einer periodischen Zu- und Abnahme des Meeresspiegels, dem Tidenhub, der für Island bei 1,5 m (Nordosten) bzw. 4,5 m (Südwesten) liegt. Diese Schwankungen des Meeresspiegels wirken sich auch auf die Schweremessungen aus und liegen in der Größenordnung von $\pm 10 \mu\text{Gal}$ (Yamamoto *et al.*, 2001).

Ein ähnlicher Wert ergibt sich, wenn der Effekt des Tidenhubs mit Hilfe einer Bouguer-Platte (Gleichung 3.14) der Dichte $1,02 \text{ g/cm}^3$ abgeschätzt wird. Bei einem Raumwinkel von $\pi/2$, der für einen Meßpunkt an der Küste wenige Meter oberhalb des Meeresspiegels gilt, ergibt sich für eine Meeresspiegelschwankung von $\pm 1 \text{ m}$ eine Schwereschwankung von $\pm 11 \mu\text{Gal}$. Im folgenden wird der Einfluß der Meeresgezeiten auf $\pm 10 \mu\text{Gal}$ geschätzt.

Neben den Meeresgezeiten sind auch die Erdgezeiten zu berücksichtigen. Das Programm GRAVI berücksichtigt die Erdgezeiten bei der Datenauswertung. Dementsprechend sind die sinusförmigen Schwingungen mit der charakteristischen Periode der Gezeiten in den Gangkurven nach der Erdgezeitenreduktion nicht mehr zu finden. Abweichungen von dem der Korrektur zugrundeliegenden globalen Erdmodell sind für Island nicht auszuschließen, werden hier aber vernachlässigt.

7.5 Meeresströmungen

Die Beeinflussung der Schweremessungen durch Meeresströmungen kann für Punkte nahe der Küste signifikant sein. So könnten die sinusförmigen Schwingungen an einigen isländischen Meßpunkten, z.B. Punkt 1010 (Stokksnes), durch Meeresströmungen verursacht werden. Auf eine detaillierte Betrachtung dieses Einflusses wird im folgenden verzichtet.

7.6 Luftdruckänderungen

Der Einfluß einer Luftdruckänderungen kann mit einer Bouguer-Platte (Gleichung 3.15) abgeschätzt werden. Der Durchmesser eines Hoch- oder Tiefdruckgebietes liegt bei 1000 km und kann deshalb in erster Näherung als unendlich angesehen werden. Bei einer Dichte von $1,27 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$ für feuchte Luft, einer Variation des Luftdrucks zwischen 990 und 1010 mbar und einer Mächtigkeit der Hoch- oder Tiefdrucklage von 10 km führt dies auf eine Schwankung von $\pm 5 \mu\text{Gal}$. Da der Luftdruck mit der Höhe abnimmt und der Effekt somit geringer ist, stellt dieser Wert eine obere Schranke dar.

7.7 Niederschlag und Grundwasser

Schwankungen im Grundwasserspiegel können ebenfalls zu meßbaren Effekten führen. Eine Abschätzung des störenden Einflusses ergibt sich wiederum mit der Bouguer-Platten-Näherung (Gleichung 3.15). Bei einer Dichte von 1 g/cm^3 führt dies auf eine Schwankung von $\pm 20 \mu\text{Gal}$

pro Meter Wassersäulenschwankung. Bei einer Bodenporösität von 10% verringert sich dieser Wert auf $2 \mu\text{Gal}$. Unterschiedliches Abschmelzen der Gletscher in den Meßjahren und unterschiedlicher Niederschlag in den Monaten vor den Messungen können zu einem unterschiedlichen Grundwasserspiegel führen und damit die Schweremessungen beeinflussen.

Daten über das Grundwasserniveau im Meßgebiet liegen nicht vor. Jedoch kann auf Niederschlagsdaten isländischer Wetterstationen zurückgegriffen werden (Isländischer Wetterdienst, 2001). Dabei zeigt sich, daß der Niederschlag sehr inhomogen verteilt sein kann. Die Niederschlagssumme für die Monate Juni, Juli und August unmittelbar vor den Meßkampagnen zeigt für die betrachteten Jahre einen sinusförmigen Verlauf (Abbildung 7.1). Dasselbe Verhalten zeigt auch die Schwere am Meßpunkt 1010 (Stokksnes).

Abbildung 7.1 zeigt auch den normierten Niederschlag und die normierte Schweredifferenz, wobei normierte Größen durch die Beziehung $X_{\text{norm}} := (X - X_{\text{min}})(X_{\text{max}} - X_{\text{min}})$ definiert sind. Für die erste Hälfte der Neunziger Jahre zeigen der Niederschlag und die Schwere sehr ähnliche Schwankungen, wobei beide Größen ihr Maximum für das Jahr 1995 aufweisen. Der Korrelationskoeffizient der normierten Größen beträgt 0,7. Allerdings ist diese hohe Korrelation nur für Meßpunkt 1010 gegeben.

Grundwasserschwankungen unter anderen Meßpunkten können trotzdem nicht ausgeschlossen werden. Wegen unzureichender Kenntnis des Grundwassers bzw. des Niederschlags ist eine Korrektur der Daten allerdings nicht möglich. Im folgenden wird der Einfluß des Grundwassers auf $\pm 20 \mu\text{Gal}$ geschätzt.

7.8 Eismassenänderungen

Zu berücksichtigen ist auch die zeitlich variable Gravitationswirkung aufgrund noch andauernder Massenänderungen des Vatnajökulls. Eine Beeinflussung der Meßdaten in der Nähe des Eisrandes durch diesen Effekt kann nicht ausgeschlossen werden, wird jedoch im folgenden vernachlässigt.

7.9 Tektonik

Aufgrund seiner Lage auf dem Mittelatlantischen Rücken ist Island seismisch und vulkanisch sehr aktiv. Insbesondere ist die Riftzone ständiger Herd von Erdbeben und Eruptionen, was zu regional begrenzten Vertikalbewegungen führt. Das Meßgebiet südöstlich des Vatnajökulls sowie die weiter entfernten Flugpunkte sind so gewählt, daß sie nicht in unmittelbarer Nachbarschaft der tektonisch aktiven Riftzone liegen. Im Rahmen dieser Untersuchung wird daher deren Einfluß vernachlässigt.

Eine Ausnahme bildet die Anbindung von Flugmeßpunkt 5450 (Rekjavík), welche die Riftzone überspannt. Die entsprechenden Schweredaten sind bezogen auf frühere Daten des Jahres 1968 (Abschnitt 6). In der Zwischenperiode kam es zu tektonischen Ereignissen im Riftsystem, insbesondere während der Krafla-Episode (Abschnitt 2.2), was die Verlässlichkeit der späteren

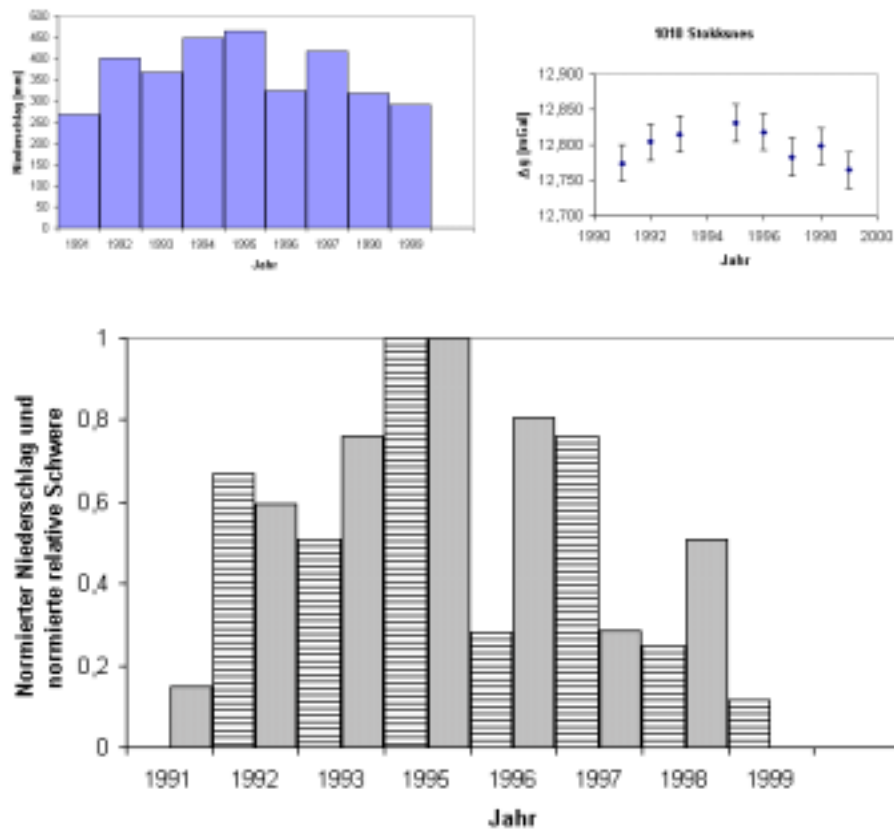


Abbildung 7.1: Niederschlag und Schweredifferenz. Links: Niederschlagssumme südöstlich des Vatnajökulls für die Monate Juni, Juli und August. Rechts: Schweredifferenz von Meßpunkt 1010 (Stokksnes) (Abbildung 5.1). Unten: Normierter Niederschlag (schraffiert) und normierte Schweredifferenz von Punkt 1010 (grau).

Messungen an Punkt 5450 verringert. Die tektonische Störung für diesen Meßpunkt wird mit $\pm 20 \mu\text{Gal}$ abgeschätzt.

7.10 Fehlerbetrachtung

Die Gesamtfehler der Messungen ergeben sich aus dem quadratischen Mittel der voneinander unabhängigen Einzelfehler.

Der durch die Streuung der Messungen an einem Punkt gegebene Fehler ist in Tabelle 5.2 aufgeführt. Bei verschiedenen Gravimetern wird der gewichtete Mittelwert und der entsprechende quadratische Fehler errechnet. Er wird im folgenden als Δg_{Stat} bezeichnet. Desweiteren treten Fehler durch Gang, Ungenauigkeit des Skalenfaktors, Meereszeiten, Meeresströmungen, Luftdruckänderungen, Niederschlag, Grundwasser und tektonische Einflüsse auf. Nicht zu vernachlässigen sind dabei die Fehler durch Gang, Δg_{Gang} , Meereszeiten, Δg_{Gez} , Luftdruckänderungen, Δg_{Atm} , und Grundwassereinfluß, Δg_{Hydr} . Damit gilt für den Gesamtfehler an einem Meßpunkt

für ein bestimmtes Jahr:

$$\Delta g := \sqrt{\Delta g_{\text{Stat}}^2 + \Delta g_{\text{Gang}}^2 + \Delta g_{\text{Gez}}^2 + \Delta g_{\text{Atm}}^2 + \Delta g_{\text{Hydr}}^2}. \quad (7.1)$$

Die Fehlerwerte sind in Tabelle A.1–A.11 angegeben. Da alle nicht analytisch erfaßbaren Fehler eher vorsichtig abgeschätzt worden sind, stellen die Fehlerwerte eine obere Schranke dar. Die Genauigkeit der Meßdaten ist daher eher optimistischer zu bewerten.

Der Fehler der zeitlichen Schwereänderungsrate für einen Meßpunkt ergibt sich aus dem Fehler der linearen Regression der Daten für die Einzeljahre. Alle in dieser Arbeit angegebenen Fehler sind 1σ -Fehler.

8. Modellierung

In diesem Kapitel wird versucht, die Meßdaten mit Hilfe geeigneter theoretischer Modelle vorherzusagen. Durch den Vergleich von Theorie und Beobachtung ist es dann möglich, unbekannte Modellparameter, hier Lithosphärenmächtigkeit und Asthenosphärenviskosität, zu bestimmen. Zur Anpassung der Meßdaten wird ein sphärisches, Maxwell-viskoelastisches, selbstgravitierendes Erdmodell verwendet.

8.1 Theoretische Grundlagen

Die hier nur zusammenfassend dargestellte Theorie wird von Martinec *et al.*, (2001) ausführlich behandelt.

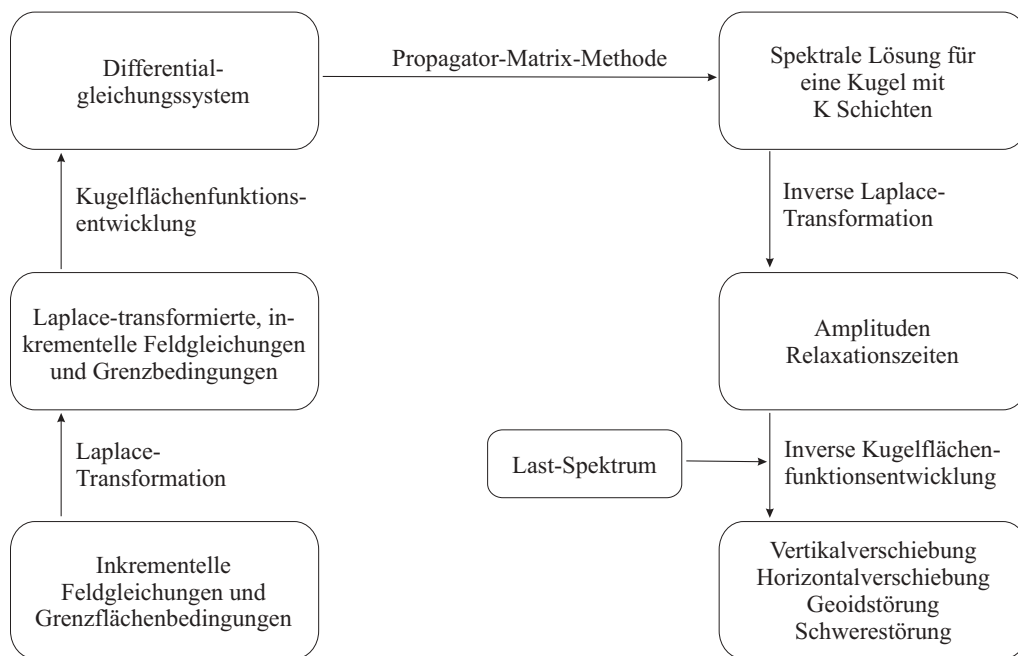


Abbildung 8.1: Schematische Darstellung des Lösungsweges (Bölling *et al.*, 2001).

Das theoretische Modell basiert auf einem System nicht-linearer, partieller Differentialgleichungen, die viskoelastische Störungen eines geschichteten, selbstgravitierenden Kontinuums beschreiben, das kompressibel oder inkompressibel sein kann. Das Gleichungssystem besteht aus den Prinzipien der Impuls- und Massenerhaltung, der Potentialgleichung für die Schwere und der viskoelastischen Materialgleichung. Zusätzliche Grenzflächenbedingungen beschreiben den Übergang der Feldgrößen an Schalengrenzen.

Mittels Laplace-Transformation erfolgt der Übergang vom Zeit- in den Frequenz-Bereich. Anschließend wird eine Kugelflächenfunktionsentwicklung durchgeführt. Das erzeugte System li-

neerer, gewöhnlicher Differentialgleichungen wird mittels der Propagator-Matrix-Methode gelöst. Dabei wird die Lösung für die innere Kugel unter Berücksichtigung der Grenzflächenbedingungen in die äußeren Kugelschalen fortgesetzt und an der Oberfläche an die die Auflast beschreibenden Randbedingungen angepaßt.

Unter Einbeziehung der Lastgeschichte erfolgt abschließend mittels inverser Laplace-Transformation und inverser Kugelflächenfunktionsentwicklung die Rücktransformation in den Raum-Zeit-Bereich.

8.2 Erdmodell

Das verwendete Erdmodell besteht aus vier Kugelschalen: flüssiger Kern, viskoelastischer Mantel, viskoelastische Asthenosphäre und elastische Lithosphäre. Die Lithosphärenmächtigkeit h_L und die Asthenosphärenviskosität η_A sind freie Modellparameter. Die Dichte ρ und der Schermodul μ der äußeren Schalen sind seismologischen Untersuchungen entnommen (Pollitz & Sacks, 1996). Als Mantelviskosität wird $1 \cdot 10^{21}$ Pa s gewählt (Haskell, 1935), die Asthenosphären-Mantel-Grenze wird in 100 km Tiefe angenommen. Die übrigen Parameter sind globale Mittelwerte. Alle Zahlenwerte sind in Tabelle 8.1 zusammengestellt.

Tabelle 8.1: Parameter des Erdmodells.

Schale	Außenradius r (km)	Dichte ρ (kg/m ³)	Schermodul μ (Pa)	Viskosität η (Pa s)
Lithosphäre	6371	2800	$0.4 \cdot 10^{11}$	∞
Asthenosphäre	$6371 - h_L$	3200	$0.7 \cdot 10^{11}$	η_A
Mantel	6271	4527	$1.45 \cdot 10^{11}$	$1 \cdot 10^{21}$
Kern	3480	10982	0	0

8.3 Lastmodell

Aus geologischen Beobachtungen, Satellitenaufnahmen und Temperaturdaten ist für die Jahre 1890 bis 1980 eine Abnahme der Ausdehnung des Vatnajökulls von 8 600 km² auf 8 300 km² abgeschätzt worden (Sigmundsson & Einarsson, 1992). Dagegen weisen historische Aufzeichnungen darauf hin, daß das Eisvolumen zwischen den Jahren 900 und 1750 um 1265 ± 330 km³ zugenommen haben könnte (Sigmundsson & Einarsson, 1992). Thoma & Wolf (2001) stellen zwei Lastmodelle vor. Lastmodell VATNA-1 hat konstantes Eisvolumen bis 1890 und anschließend lineares Abschmelzen. Bei Lastmodell VATNA-2 wird zusätzlich ein lineares Anwachsen der Eiskappe ab 1200, dem mittelalterlichen Klimaoptimum (Malberg, 1994), angenommen. Zwischen 1980 und 2000 bleibt bei beiden Lastmodellen das Eisvolumen unverändert.

In den Modellrechnungen wird die Eiskappe durch eine kreisförmige Last mit Zentrum bei 64°25'N, 16°40'W (Sigmundsson & Einarsson, 1992) angenähert. Als Querschnitt wird eine lie-

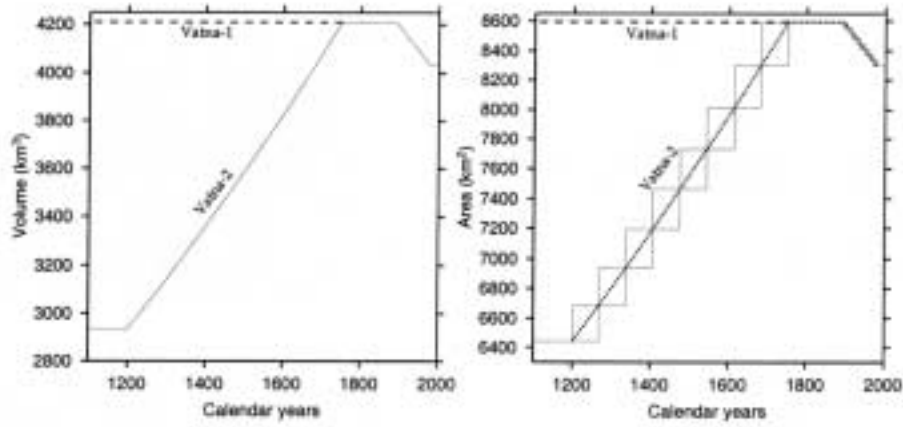


Abbildung 8.2: Volumen und Flächen von Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2 als Funktionen der Zeit. Die Vereisungs- und Abschmelzphasen werden jeweils durch acht Stufenfunktionen approximiert (Thoma & Wolf, 2001).

gende Parabel gewählt. Es kann gezeigt werden, daß dieser Querschnitt mit dem eines ideal plastischen Materials im Gleichgewicht übereinstimmt (Paterson, 1981). Wird die Entfernung vom Lastzentrum mit R und der Eisradius mit R_0 bezeichnet, ergibt sich für die lokale Eismächtigkeit $H(r)$ und das Eisvolumen V

$$H(R) = 4.0\sqrt{R_0 - R}, \quad (8.1)$$

$$V = \frac{8\pi}{15}R_0^2H(0). \quad (8.2)$$

Für 1980 wird als maximalen Eismächtigkeit $H(0) = 910$ m angenommen (Sigmundsson & Einarsson, 1992), woraus sich unter der Voraussetzung linearer Volumenänderungen alle anderen Werte ergeben. Das Vereisen und Abschmelzen werden rechentechnisch durch Teillasten mit unterschiedlichen Volumen und Flächen simuliert (Abbildung 8.2). In Tabelle 8.2 und 8.3 sind die Lastparameter für die einzelnen Zeitschritte zusammengestellt.

Neben Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2 werden zwei Szenarien mit um jeweils 10 Jahre verlängerter linearer Abschmelzphase betrachtet, die entsprechend als Lastmodell VATNA-3 bzw. VATNA-4 bezeichnet werden. Sie gestatten, die Auswirkungen der verlängerten Abschmelzphase auf die Anpassungen an die Meßdaten zu untersuchen.

8.4 Ergebnisse

Die Ergebnisse früherer Untersuchungen schränken für Island die Lithosphärenmächtigkeit auf 10 bis 30 km und die Asthenosphärenviskosität auf höchstens 10^{19} Pa s ein (Abschnitt 4 und 9). Im folgenden wird daher dieser Parameterbereich untersucht.

Desweiteren ist die Wahl der Lastgeschichte von zentraler Bedeutung für eine möglichst genaue Anpassung an die Meßdaten. Zu Beginn werden die Ergebnisse für Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2 vorgestellt, anschließend die für Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4.

Tabelle 8.2: Parameter von Lastmodell VATNA-1 (Thoma, 2002). Die Werte t_{i-1} , t_i und t_{i+1} bezeichnen die Sprungzeiten der Approximation.

t_{i-1} (Jahr)	t_i (Jahr)	t_{i+1} (Jahr)	Radius R_0 (km)	Mächtigkeit $H(0)$ (m)	Volumen V (km ³)
$-\infty$	1890,00	1901,25	52,32	918,114	4211
1890,00	1901,25	1912,50	52,20	917,100	4188
1901,25	1912,50	1923,75	52,09	916,086	4166
1912,50	1923,75	1935,00	51,97	915,071	4142
1923,75	1935,00	1946,25	51,86	914,057	4119
1935,00	1946,25	1957,50	51,75	913,043	4097
1946,25	1957,50	1968,75	51,63	912,029	4072
1957,50	1968,75	1980,00	51,51	911,014	4051
1968,75	1980,00	∞	51,40	910,000	4029

8.4.1 Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2

Abbildung 8.3 zeigt für die Lithosphärenmächtigkeit $h_L = 20$ km und die Asthenosphärenviskositäten $\eta_A = 1 \cdot 10^{17}$ Pa s bis $1 \cdot 10^{19}$ Pa s sowie für Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2 die gemessenen und berechneten Schwereänderungsraten als Funktion der Radialentfernung R vom Lastzentrum. Dabei sind die gemessenen relativen Schwereänderungsraten um $-1 \mu\text{Gal/a}$ verschoben (Abschnitt 6.6).

Für die gewählten Asthenosphärenviskositäten ist die Anpassung unbefriedigend. Vor allem die Meßdaten nahe dem Eisrand und im Bereich der Aufwölbung werden auch bei Berücksichtigung der Meßfehler nicht angepaßt. Die berechneten Schwereänderungen sind am Eisrand deutlich zu niedrig und die berechnete Aufwölbung ist wenig ausgeprägt und zu kürzeren Entfernungen verschoben.

Der zu flache Verlauf der berechneten Schwereänderung läßt auf eine zu dünne Lithosphäre schließen. Abbildung 8.4 zeigt daher die entsprechenden Ergebnisse für die Lithosphärenmächtigkeit $h_L = 10$ km. Insbesondere für eine Asthenosphärenviskosität von $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s ist die Anpassung deutlich besser, d.h. der Kurvenverlauf nahe dem Lastrand ist steiler.

Oberhalb von $1 \cdot 10^{19}$ Pa s zeigt sich für Lastmodell VATNA-2 bei kleinen Entfernungen eine Vorzeichenumkehr. Die relativ hohe Asthenosphärenviskosität bewirkt ein zeitverzögertes Verhalten der Relaxation, so daß, bedingt durch die Zunahme der Last vor 1890, eine Landabsenkung berechnet wird, was den Meßdaten widerspricht.

Eine feinere Unterteilung der Asthenosphärenviskosität unterhalb $1 \cdot 10^{18}$ Pa s ist in Abbildung 8.5 gezeigt. Die Unterschiede für die Werte $3 \cdot 10^{17}$, $7 \cdot 10^{17}$ und $1 \cdot 10^{18}$ Pa s sind im Rahmen der Meßgenauigkeit nur schwer aufzulösen. Demgegenüber führen Werte oberhalb $1 \cdot 10^{18}$ Pa s und unterhalb $3 \cdot 10^{17}$ Pa s zu deutlich schlechteren Anpassungen (Abbildung 8.4 und 8.5). Allerdings stimmt auch für Werte nahe $(7 \pm 3) \cdot 10^{17}$ Pa s die Lage der berechneten Aufwölbung nicht mit den Meßdaten überein.

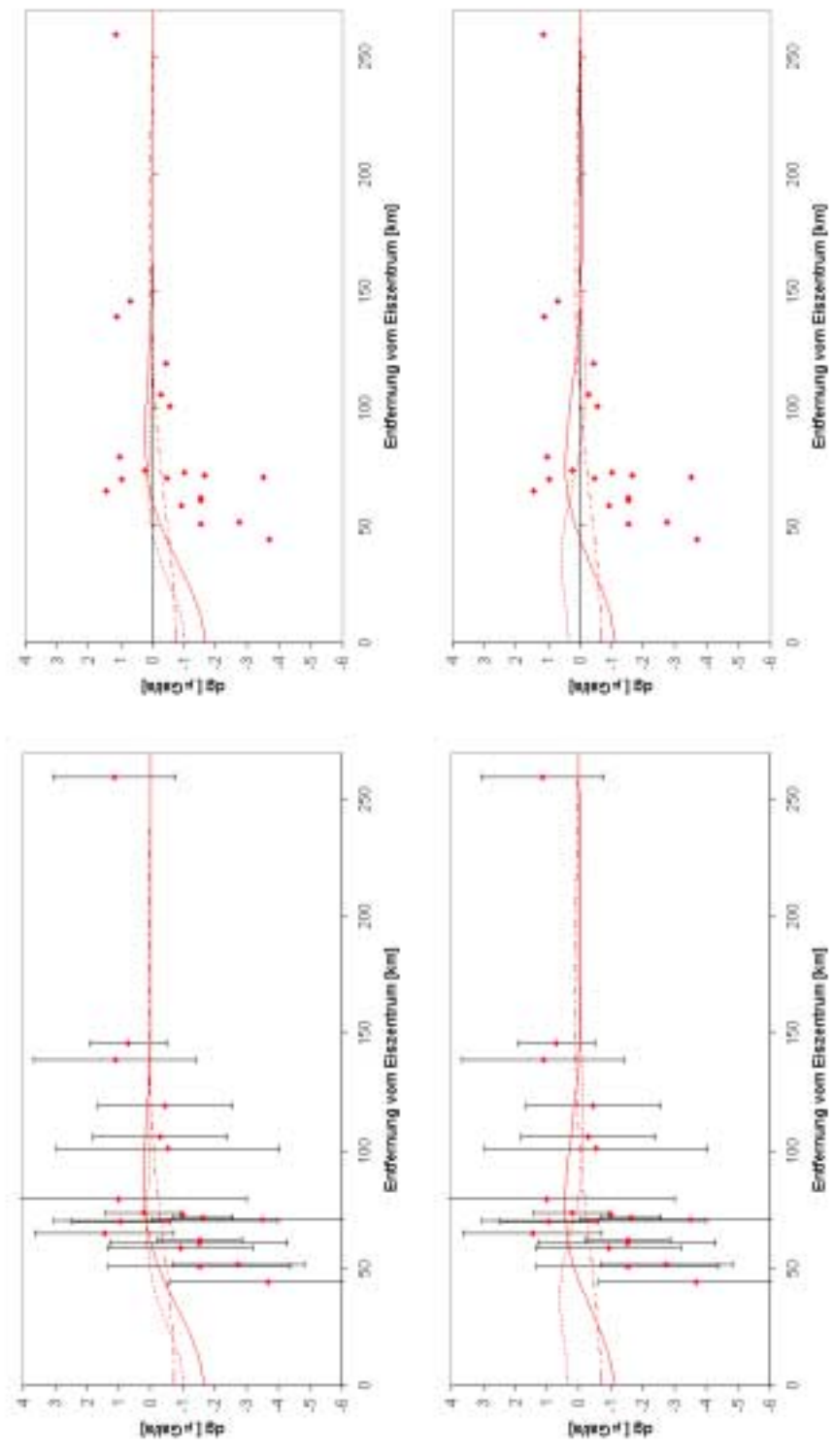


Abbildung 8.3: Gemessene und berechnete Schwereänderungsrate für $h_L = 20$ km sowie $\eta_A = 1 \cdot 10^{17}$ Pa s (gestrichelt), $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s (durchgezogen) und $\eta_A = 5 \cdot 10^{18}$ Pa s für Lastmodell VATNA-1 bzw. $\eta_A = 1 \cdot 10^{19}$ Pa s für Lastmodell VATNA-2 (gepunktet). Oben: Lastmodell VATNA-1. Unten: Lastmodell VATNA-2. Die gemessenen relativen Schwereänderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal}/a$ verschoben.

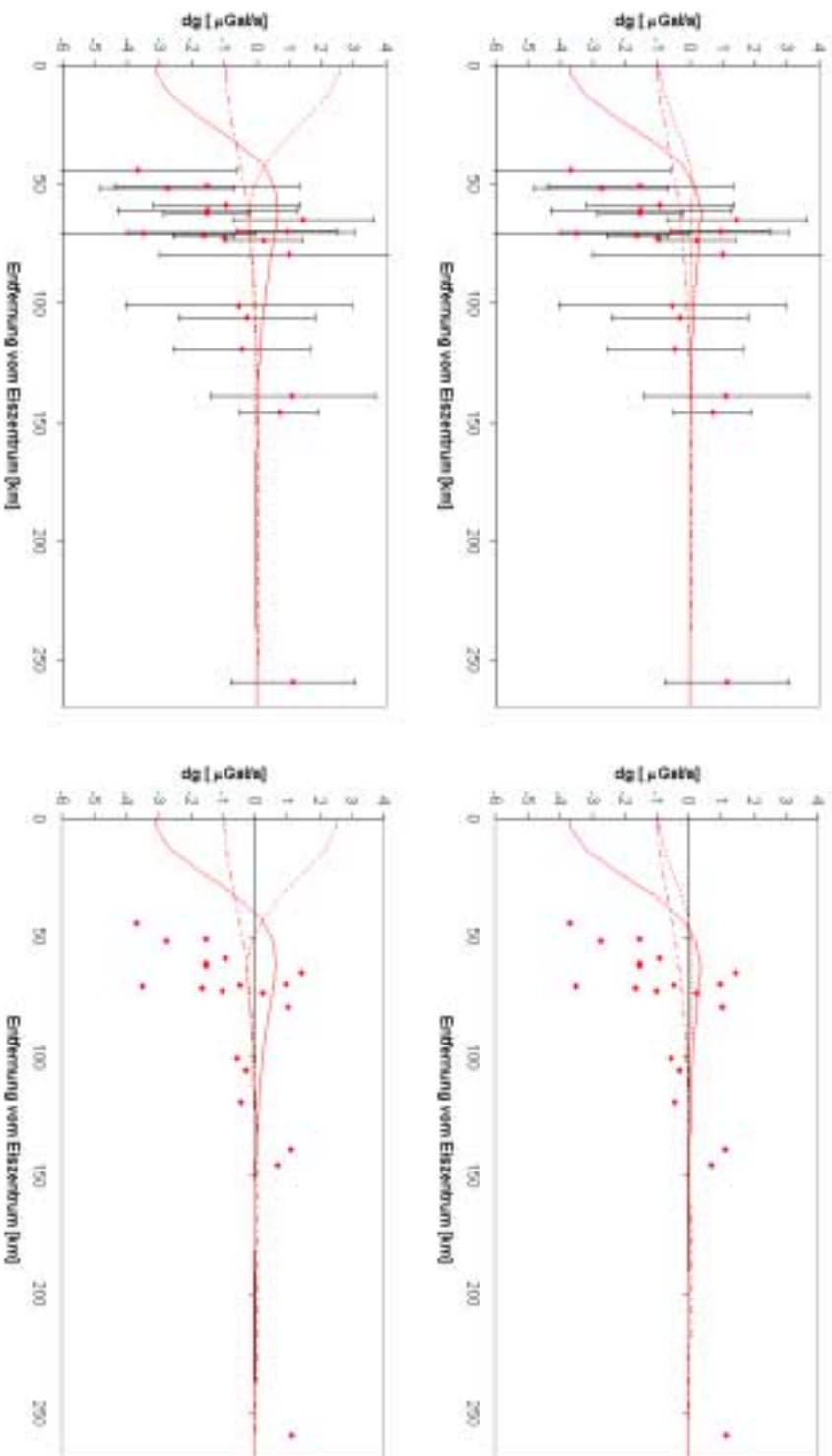


Abbildung 8.4: Gemessene und berechnete Schwereänderungsrate für $h_L = 10$ km sowie $\eta_A = 1 \cdot 10^{17}$ Pa s (gestrichelt), $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s (durchgezogen) und $\eta_A = 1 \cdot 10^{19}$ Pa s (gepunktet). Oben: Lastmodell VATNA-1. Unten: Lastmodell VATNA-2. Die gemessenen relativen Schwereänderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal}/a$ verschoben.

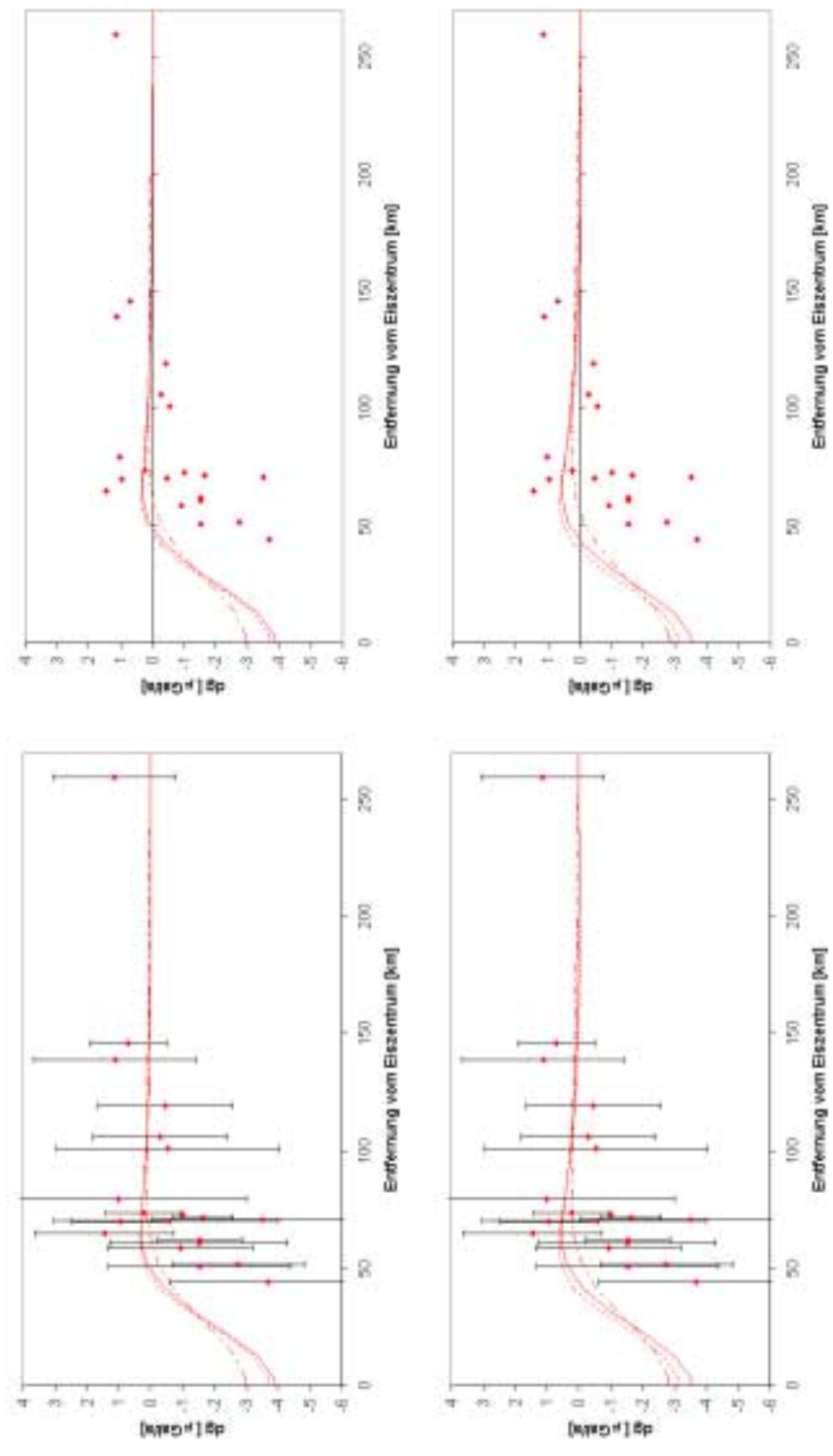


Abbildung 8.5: Gemessene und berechnete Schwereänderungsrate für $h_L = 10$ km sowie $\eta_A = 3 \cdot 10^{17}$ Pa s (gestrichelt), $\eta_A = 7 \cdot 10^{17}$ Pa s (durchgezogen) und $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s (gepunktet). Oben: Lastmodell VATNA-1. Unten: Lastmodell VATNA-2. Die gemessenen relativen Schwereänderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal/a}$ verschoben.

Tabelle 8.3: Parameter von Lastmodell VATNA-2 (Thoma, 2002). Die Werte t_{i-1} , t_i und t_{i+1} bezeichnen die Sprungzeiten der Approximation.

t_{i-1} (Jahr)	t_i (Jahr)	t_{i+1} (Jahr)	Radius R_0 (km)	Mächtigkeit $H(0)$ (m)	Volumen V (km ³)
$-\infty$	1200,00	1286,25	45,28	854,000	2934
1200,00	1286,25	1372,50	46,13	862,000	3073
1286,25	1372,50	1406,25	46,99	870,000	3220
1372,50	1406,25	1475,00	47,86	878,000	3370
1406,25	1475,00	1543,75	48,74	886,000	3526
1475,00	1543,75	1612,50	49,61	894,000	3687
1543,75	1612,50	1681,25	50,51	902,000	3856
1612,50	1681,25	1750,00	51,41	910,000	4031
1681,25	1750,00	1901,25	52,32	918,114	4211
	bis 1890,00				
1890,00	1901,25	1912,50	52,20	917,100	4188
1901,25	1912,50	1923,75	52,09	916,086	4166
1912,50	1923,75	1935,00	51,97	915,071	4142
1923,75	1935,00	1946,25	51,86	914,057	4119
1935,00	1946,25	1957,50	51,75	913,043	4097
1946,25	1957,50	1968,75	51,63	912,029	4072
1957,50	1968,75	1980,00	51,51	911,014	4051
1968,75	1980,00	∞	51,40	910,000	4029

Bei allen bisherigen Modellrechnungen ist die Asthenosphärenunterseite in einer Tiefe von 100 km angenommen. Die Lage Islands auf dem Mittelatlantischen Rücken nahe eines Plumes kann jedoch mit einer Verdickung der Asthenosphäre verbunden sein. Wie in Abschnitt 2.3 diskutiert, haben tomographische Messungen eine thermische Anomalie unterhalb Islands in bis zu 400 km Tiefe gefunden (Wolfe *et al.*, 1997). Daher werden im folgenden Modellrechnungen bei variabler Asthenosphärenmächtigkeit h_A betrachtet. Abbildung 8.6 zeigt die berechnete Schwereänderungsrate für Asthenosphärenmächtigkeiten von 70 km, 90 km und 170 km bei einer Lithosphärenmächtigkeit von 10 km und einer Asthenosphärenviskosität von $7 \cdot 10^{17}$ Pa s. Während bei einer Verdünnung der Asthenosphäre auf 70 km keine signifikante Veränderung festzustellen ist, liefert eine Verdickung auf 170 km eine deutlich bessere Übereinstimmung mit den Meßdaten. Insbesondere verschiebt sich das Maximum der Aufwölbung von 60 km nach 80 km Entfernung. Eine Verbesserung der Anpassung ergibt sich auch für die eisrandnahen Punkte zwischen 50 und 70 km, auch wenn die Meßwerte betragsmäßig größere Raten erwarten lassen.

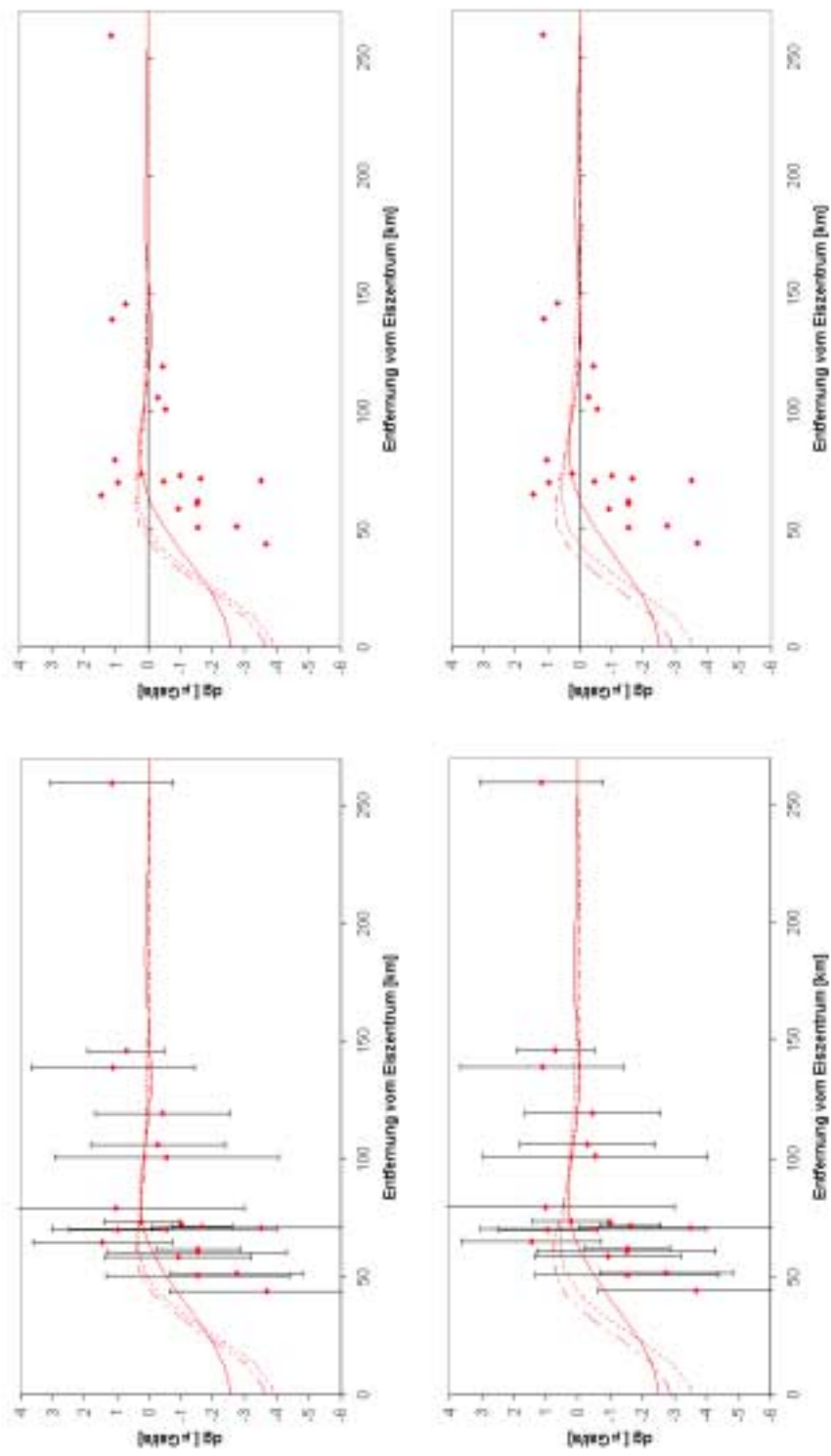


Abbildung 8.6: Gemessene und berechnete Schwereänderungsrate für $h_L = 10$ km, $\eta_A = 7 \cdot 10^{17}$ Pa s sowie $h_A = 80$ km (gestrichelt), $h_A = 100$ km (gepunktet) und $h_A = 180$ km (durchgezogen). Oben: Lastmodell VATNA-1. Unten: Lastmodell VATNA-2. Die gemessenen relativen Schwereänderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal}/a$ verschoben.

8.4.2 Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4

Abschließend wird der Einfluß der Lastgeschichte auf die berechneten Schwereänderungen untersucht. Dazu werden Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4 verwendet, bei denen die lineare Abschmelzphase um 10 Jahre bis 1990 erweitert ist (Abschnitt 8.3).

Es ist zu vermuten, daß die optimale Lithosphärenmächtigkeit auch bei Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4 nicht stark von 10 km abweicht. Abbildung 8.7 zeigt für diese Lastmodelle sowie für eine Lithosphärenmächtigkeit von 10 km und Asthenosphärenviskositäten von $\eta_A = 1 \cdot 10^{17}$ Pa s, $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s und $\eta_A = 1 \cdot 10^{19}$ Pa s die berechneten Schwereänderungsraten sowie die gemessenen Raten als Funktion der Entfernung vom Lastzentrum.

Die berechneten Kurven ähneln denen für Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2 bei gleichen Parameterwerten für das Erdmodell, wobei die Änderungsraten zum Eiszentrum hin etwas größer sind. Jedoch ist die Anpassung im Bereich des Eisrandes und der Aufwölbung weiterhin unbefriedigend. Durch eine Verminderung der Lithosphärenmächtigkeit kann keine Verbesserung erzielt werden. Abbildung 8.8 zeigt die Modellierungsergebnisse für eine Lithosphärenmächtigkeit von 15 km und Asthenosphärenviskositäten von $\eta_A = 1 \cdot 10^{17}$ Pa s, $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s und $\eta_A = 5 \cdot 10^{18}$ Pa s. Die Anpassung wird durch die Verschiebung der Aufwölbung verbessert. Doch die durch die Meßdaten gegebene charakteristische Struktur nahe des Eisrandes und der Aufwölbung wird auch bei 15 km Lithosphärenmächtigkeit nicht ausreichend angepaßt.

Wie für Lastmodell VATNA-2 ergibt sich bei Lastmodell VATNA-4 für die Asthenosphärenviskosität eine Obergrenze, d.h. oberhalb von $1 \cdot 10^{19}$ Pa s und für kleine Entfernungen erfolgt ein Vorzeichenumkehr. Bei einer weiteren Erhöhung der Lithosphärenmächtigkeit auf 20 km oder mehr nimmt die Anpassung an die Meßdaten wieder ab.

Abbildung 8.9 zeigt die Berechnungen für eine detaillierte Unterteilung der Asthenosphärenviskosität nahe $1 \cdot 10^{18}$ Pa s. Im Rahmen der Meßgenauigkeiten können die Viskositätswerte nur schwer unterschieden werden. Oberhalb $1 \cdot 10^{18}$ Pa s und unterhalb $3 \cdot 10^{17}$ Pa s (Abbildung 8.8 und 8.9) verschlechtert sich die Anpassung jedoch deutlich. Das Optimum liegt nahe $7 \cdot 10^{17}$ Pa s. Vergleichend läßt sich feststellen, daß zwischen Lastmodell VATNA-1 (VATNA-2) bei 10 km Lithosphärenmächtigkeit (Abbildung 8.5) und Lastmodell VATNA-3 (VATNA-4) bei 15 km Lithosphärenmächtigkeit (Abbildung 8.9) im Rahmen der Meßgenauigkeit nicht differenziert werden kann.

Eine Verbesserung der Übereinstimmung zwischen Berechnungen und Messungen kann auch bei Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4 durch eine Verdickung der Asthenosphäre erreicht werden. Dies ist in Abbildung 8.10 für eine Lithosphärenmächtigkeit von 15 km und eine Asthenosphärenviskosität von $7 \cdot 10^{17}$ Pa s gezeigt. Im Gegensatz zu einer Asthenosphärenmächtigkeit von 85 km ergibt sich für 165 km eine Verschiebung der Aufwölbung, durch die eine Verbesserung der Anpassung erreicht wird. Auch für Entfernungen von 50 bis 70 km ergibt sich eine bessere Übereinstimmung.

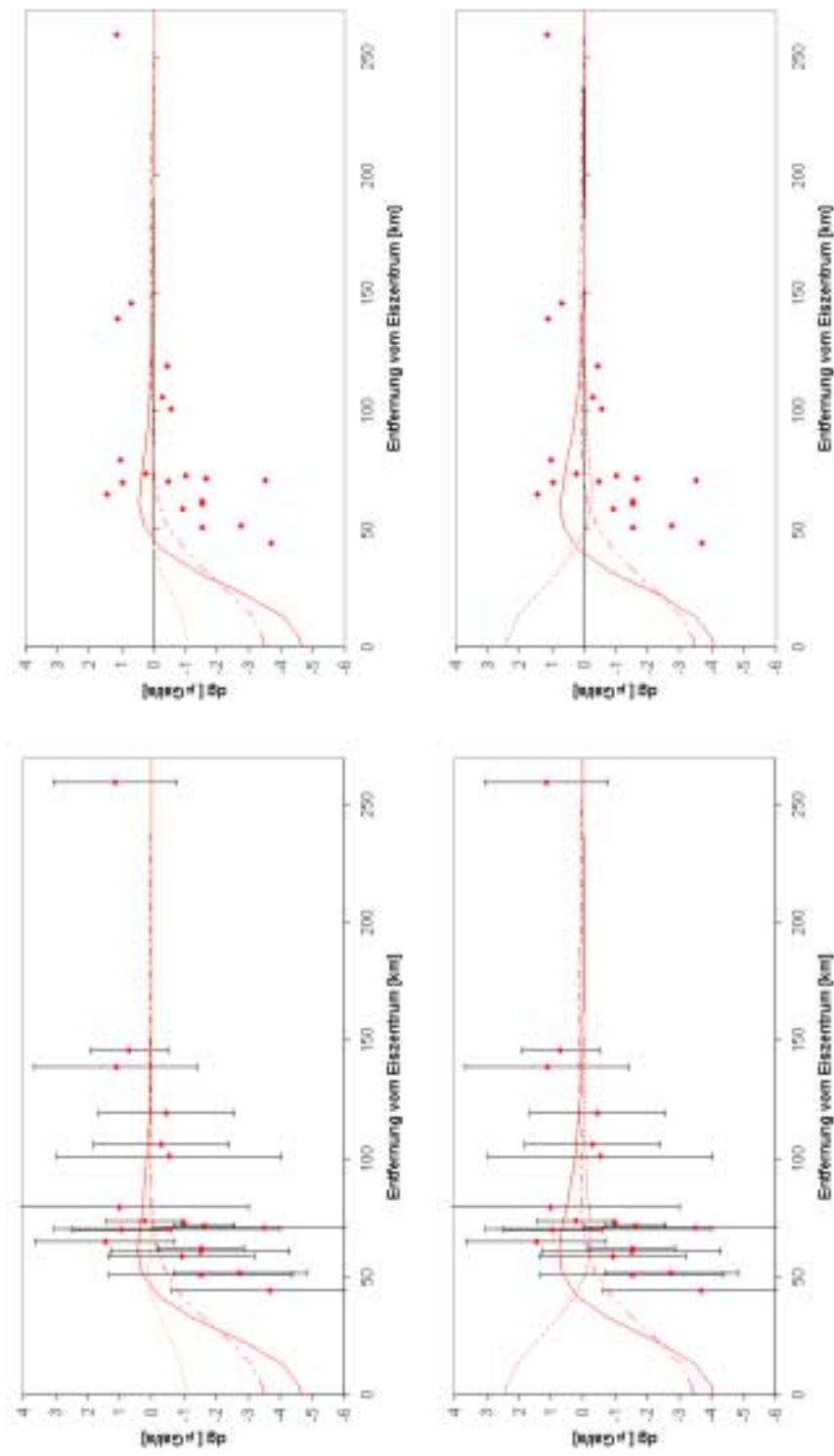


Abbildung 8.7: Gemessene und berechnete Schwereänderungsrate für $h_L = 10$ km sowie $\eta_A = 1 \cdot 10^{17}$ Pa s (gestrichelt), $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s (durchgezogen) und $\eta_A = 1 \cdot 10^{19}$ Pa s (gepunktet). Oben: Lastmodell VATNA-3. Unten: Lastmodell VATNA-4. Die gemessenen relativen Schwereänderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal}/a$ verschoben.

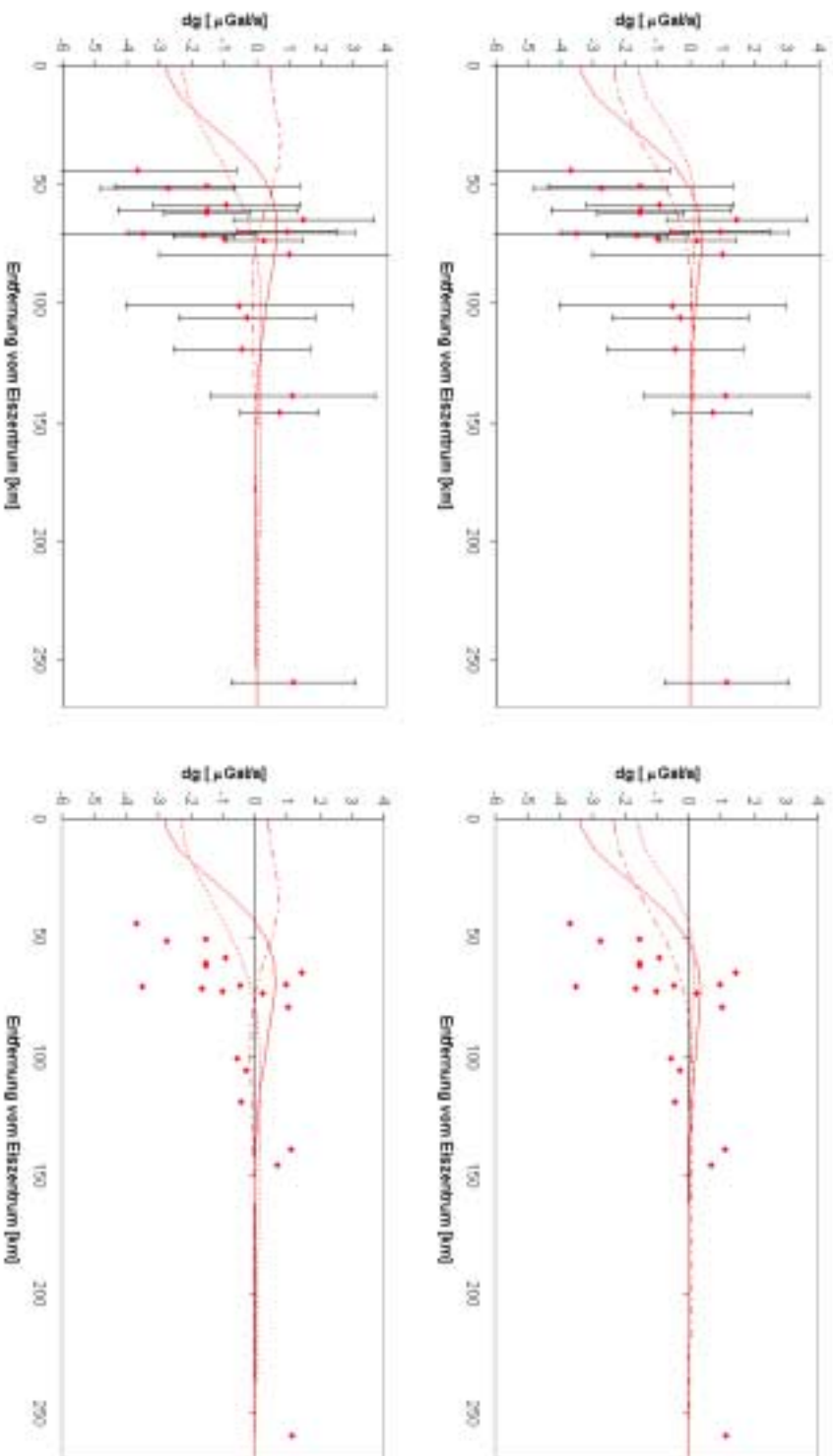


Abbildung 8.8: Gemessene und berechnete Schweränderungsrate für $h_L = 15$ km sowie $\eta_A = 1 \cdot 10^{17}$ Pa s (gestrichelt), $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s (durchgezogen) und $\eta_A = 5 \cdot 10^{18}$ Pa s (gepunktet). Oben: Lastmodell VATNA-3. Unten: Lastmodell VATNA-4. Die gemessenen relativen Schweränderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal/a}$ verschoben.

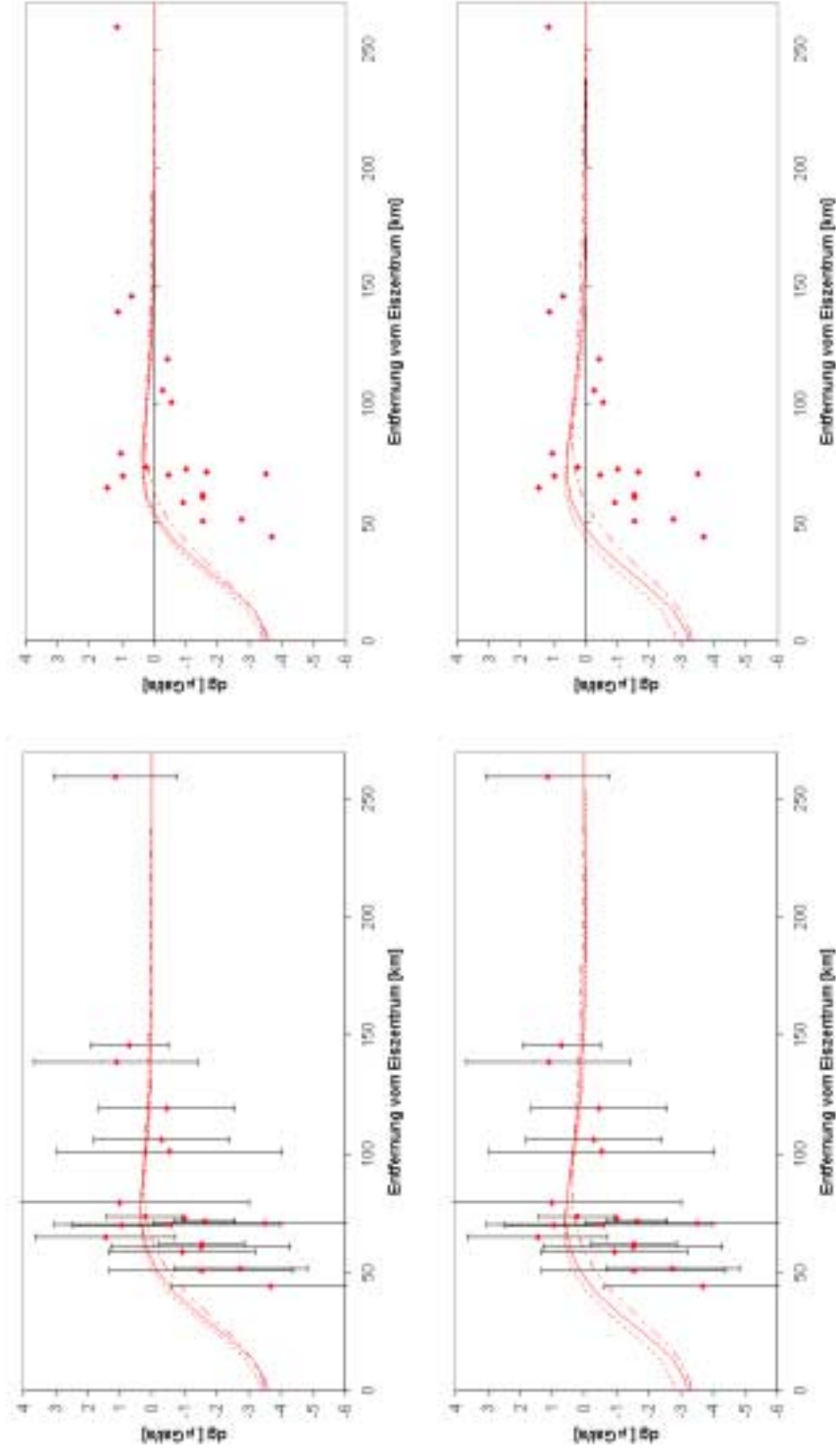


Abbildung 8.9: Gemessene und berechnete Schwereänderungsrate für $h_L = 10$ km sowie $\eta_A = 3 \cdot 10^{17}$ Pa s (gestrichelt), $\eta_A = 7 \cdot 10^{17}$ Pa s (durchgezogen) und $\eta_A = 1 \cdot 10^{18}$ Pa s (gepunktet). Oben: Lastmodell VATNA-3. Unten: Lastmodell VATNA-4. Die gemessenen relativen Schwereänderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal}/a$ verschoben.

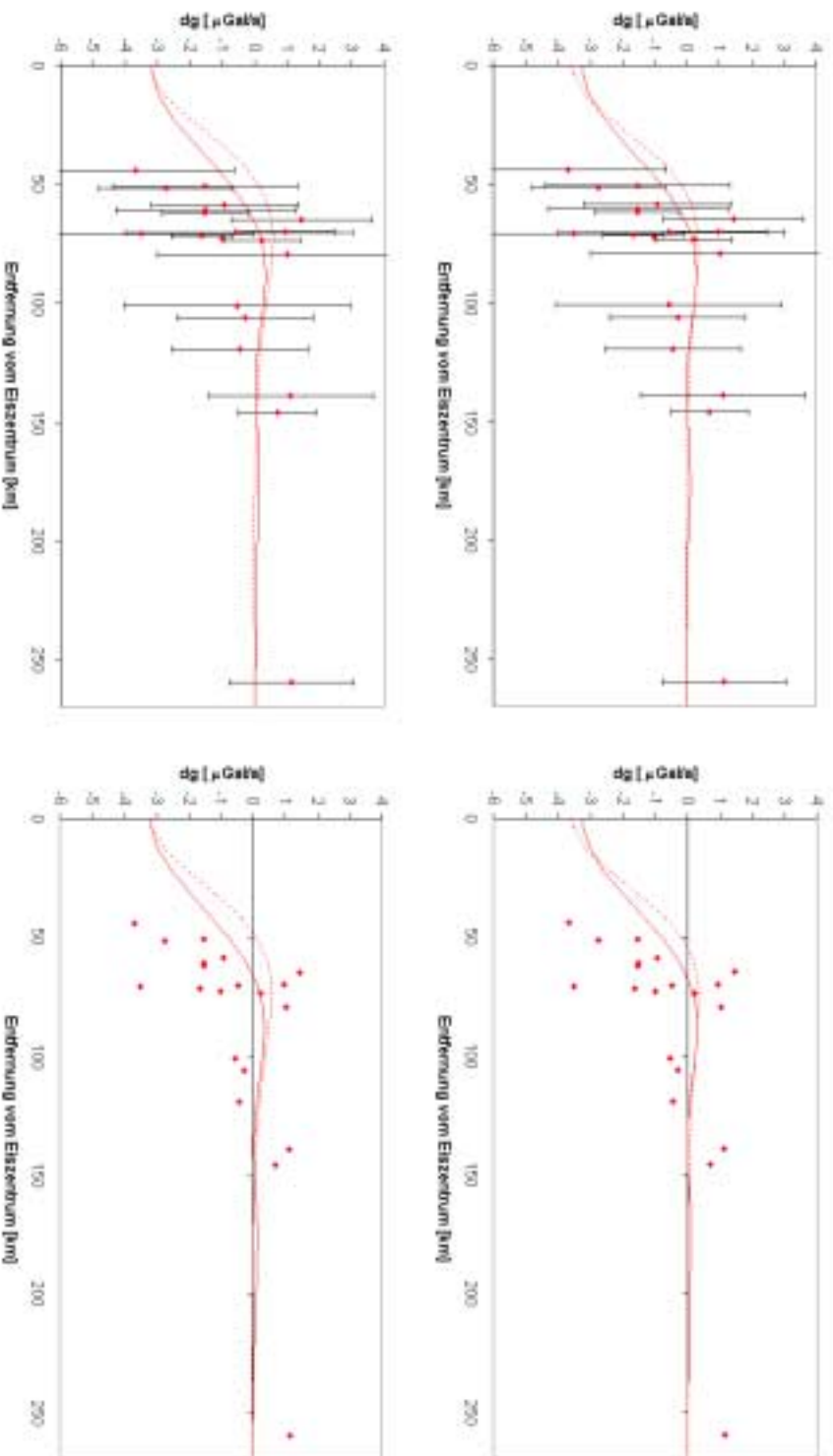


Abbildung 8.10: Gemessene und berechnete Schwereänderungsrate für $h_L = 15$ km, $\eta_A = 7 \cdot 10^{17}$ Pa s sowie $h_A = 85$ km (gepunktet) und $h_A = 165$ km (durchgezogen). Oben: Lastmodell VATNA-3. Unten: Lastmodell VATNA-4. Die gemessenen relativen Schwereänderungsrate sind um $-1 \mu\text{Gal/a}$ verschoben.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß bei einer Lithosphärenmächtigkeit von 15 km, einer Asthenosphärenviskosität von $7 \cdot 10^{17} \pm 3 \cdot 10^{17}$ Pa s und einer Asthenosphärenmächtigkeit von 165 km die Anpassung weitgehend optimiert ist. Zwar ergeben die Messungen am Eisrand betragsmäßig größere Schwereänderungen, die jedoch mit den hier verwendeten einfachen Modellen nicht nicht erklärt werden können.

9. Diskussion

Ziel der Modellierung war es, die Lithosphären- und Asthenosphärenstruktur unterhalb des Vatnajökulls einzuschränken. Dazu wurden die berechneten Schwereänderungsraten durch Variation der freien Parameter, d.h. Lithosphärenmächtigkeit, Asthenosphärenmächtigkeit und Asthenosphärenviskosität an die gemessenen Raten angepaßt. Dabei waren zwei unterschiedliche Fehlerquellen zu berücksichtigen: Fehler in den Meßdaten (Abschnitt 7), die zum Teil schwer abzuschätzen sind, und Fehler im theoretischen Modell, das in verschiedener Hinsicht idealisiert ist. Im Einzelnen handelt es sich dabei um folgende Vereinfachungen:

- Es ist ein ein Erdmodell bestehend aus homogenen Kugelschalen zugrunde gelegt, das der dreidimensionalen Struktur des Erdinneren nur näherungsweise gerecht wird (Abbildung 2.1).
- Die zugrundeliegenden Feldgleichungen sind in vereinfachter Form verwendet. Insbesondere ist die Kompressibilität vernachlässigt, was für das betrachtete regionale Problem jedoch keine wesentliche Einschränkung bedeutet (Abschnitt 8.1).
- Die besondere geodynamische und tektonische Situation Islands (Plume, Rifting, Vulkanismus) bleibt unberücksichtigt.
- Die Evolution des Vatnajökulls ist nur unzureichend bekannt, was in der Approximation ein stufenförmigen Lastgeschichte zum Ausdruck kommt (Abschnitt 8.3).
- Die kreisförmige Lastscheibe simuliert die tatsächliche Eisbedeckung nur näherungsweise (Abbildung 4.2).
- Die Verwendung einer liegenden Parabel als Querschnitt der Last läßt die Dynamik des Vatnajökulls außer Betracht.
- Die Gravitationswirkung aufgrund etwaiger noch andauernder Eismassenänderungen ist vernachlässigt, was zu einer Beeinflussung der berechneten Schwereänderung am Eisrand führen kann (Abschnitt 7.8).

Die in Abschnitt 8.4 vorgestellten Ergebnisse sind unter Berücksichtigung der genannten Einschränkungen zu betrachten. Für die verwendeten Lastmodelle wurde die beste Anpassungen an die Meßdaten gefunden bei einer Lithosphärenmächtigkeit von 10 km (Lastmodell VATNA-1 und VATNA-2) bis 15 km (Lastmodell VATNA-3 und VATNA-4) sowie einer Asthenosphärenviskosität von $7 \cdot 10^{17} \pm 3 \cdot 10^{17}$ Pa s. Bei einer Verdickung der Asthenosphäre auf 165 bis 170 km verbesserte sich die Übereinstimmung zu den Daten merklich.

Der Übergang von Lastmodell VATNA-1 (VATNA-2) zu Lastmodell VATNA-3 (VATNA-4) erbrachte durch die um 10 Jahre verlängerte Abschmelzphase eine leicht verbesserte Anpassung an die Meßwerte. Dies könnte darauf hinweisen, daß das Zurückweichen des Vatnajökulls über das Jahr 1980 hinaus anhielt.

Die erzielten Ergebnisse stimmen weitgehend mit denen anderer Autoren (Tabelle 9.1) überein. Allerdings konnte die von Sjöberg *et al.* (2000) angegebene Lithosphärenmächtigkeit von 30 km hier nicht bestätigt werden.

Tabelle 9.1: Lithosphärenmächtigkeit und Asthenosphärenviskosität in Island abgeleitet aus Interpretationen der Landhebung. Die Arbeiten von Hofton & Foulger (1996) und Pollitz & Sacks (1996) stützen sich auf Interpretationen tektonischer Prozesse.

Autor(en)	Lithosphären- mächtigkeit h_L (km)	Asthenosphären- viskosität η_A (Pa s)
Einarsson (1953)	10 bis 30	
Sigmundsson (1991)	10	$< 5 \cdot 10^{18}$
Sigmundsson & Einarsson (1992)	10 bis 20	$1 \cdot 10^{18}$ bis $5 \cdot 10^{19}$
Einarsson et al. (1996)	10 bis 25	$\approx 1 \cdot 10^{19}$
Hofton & Foulger (1996)	10	$1.1 \cdot 10^{18}$
Pollitz & Sacks (1996)	10	$5 \cdot 10^{18}$
Sjöberg et al. (2000)	30	$5 \cdot 10^{18}$
Thoma & Wolf (2001)	10 bis 20	$5 \cdot 10^{16}$ bis $1 \cdot 10^{18}$

Literaturverzeichnis

- Berckhemer, H., 1997. *Grundlagen der Geophysik*, 2. Auflage. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Bergthórsson, P., 1969. An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull*, **19**.
- Bjarnason, I. T., Menke, W., Flóvenz, O. G. & Caress, D., 1993. Topographic image of the mid-Atlantic plate boundary in southwestern Iceland. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6607–6622.
- Bölling, K., Hagedoorn, J., Wolf, D. & Grafarend, E., 2001. *Berechnung eislastinduzierter Vertikalbewegungen und Geoidänderungen in Südostalaska mit Hilfe viskoelastischer Erdmodelle*. Scientific Technical Report, STR01/08, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Darbyshire, F. A., Bjarnason, I. T., White, R. S. & Flóvenz, O. G., 1998. Crustal structure above the Iceland mantle plume imaged by the ICEMELT refraction profile. *Geophys. J. Int.*, **135**, 1131–1149.
- Darbyshire, F. A., White, R. S. & Priestley, K., 2000. Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **181**, 409–428.
- Einarsson, P., 1953. Depression of the earth's crust under glacier load. Various aspects. *Jökull*, **3**, 2–5.
- Einarsson, P., Sigmundsson, F., Hofton, M. A., Foulger, G. R. & Jacoby, W., 1996. An experiment in glacio-isostasy near Vatnajökull, Iceland, 1991. *Jökull*, **44**, 29–40.
- Hagedoorn, J. & Wolf, D., 2002. Pleistocene and recent deglaciation in Svalbard: implications for tide-gauge, GPS and VLBI measurements. *J. Geodyn.*, in press.
- Haskell, N., 1935. The motion of a viscous fluid under a surface load. *Physics*, **6**, 265–269.
- Hofton, M. A. & Foulger, G. R., 1996. Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, North Iceland 2. Implications of the model derived from the 1987–1992 deformation field. *J. Geophys. Res.*, **101**, 25423–25436.
- Isländischer Wetterdienst, 2001. Veðurstofa Íslands (Isländischer Wetterdienst). www.vedur.is.
- Ivins, E. R. & James, T. S., 1999. Simple models for late Holocene and present-day Patagonian glacier fluctuations and predictions of a geodetically detectable isostatic response. *Geophys. J. Int.*, **138**, 601–624.
- Jacoby, W., Björnsson, A. & Möller, D., 1980. Iceland: evolution, active tectonics, and structure. A preface. *J. Geophys.*, **47**, 1–6.
- Malberg, H., 1994. *Meteorologie und Klimatologie*. Springer-Verlag, Berlin.
- Martinec, Z., Thoma, M. & Wolf, D., 2001. Material versus local incompressibility and its influence on glacial-isostatic adjustment. *Geophys. J. Int.*, **144**, 27–36.
- Paterson, W., 1981. *The Physics of Glaciers*. Pergamon Press, Oxford.

- Pollitz, F. & Sacks, I., 1996. Viscosity structure beneath Northeast Iceland. *J. Geophys. Res.*, **101**, 17771–17793.
- Sigmundsson, F., 1991. Post-glacial rebound and asthenosphere viscosity in Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 1131–1134.
- Sigmundsson, F. & Einarsson, P., 1992. Glacio-isostatic crustal movements caused by historical volume change of the Vatnajökull ice cap, Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2123–2126.
- Sjöberg, L. E., Pan, M., Asenjo, E. & Erlingsson, S., 2000. Glacial rebound near Vatnajökull, Iceland, studied by GPS campaigns in 1992 and 1996. *J. Geodyn.*, **29**, 63–70.
- Staples, R. K., White, R. S., Brandsdóttir, B., Menke, W., Maguire, P. K. H. & McBride, J. H., 1997. Färoe-Iceland ridge experiment 1. Crustal structure of northeastern Iceland. *J. Geophys. Res.*, **102**, 7849–7866.
- Strobach, K., 1991. *Unser Planet Erde*. Gebrüder Bornträger, Stuttgart.
- Thoma, M., 2002. *Materiell und lokal inkompressible viskoelastische Erdmodelle: Theorie und Anwendungen in der glazialen Isostasie*. Dissertation, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Thoma, M. & Wolf, D., 2001. Inverting land uplift near Vatnajökull, Iceland, in terms of lithosphere thickness and viscosity stratification. In Sideris, M.G., ed., *Gravity, Geoid and Geodynamics 2000*, **123**, pp. 97–102. Springer-Verlag, Berlin.
- Thorbergsson, G., Magnússon, I. T. & Pálmason, G., 1993. *Gravity Data and a Gravity Map of Iceland*. National Energy Authority, Geothermal Division, Orkustofnun.
- Wolf, D., Barthelmes, F. & Sigmundsson, F., 1997. Prediction of deformation and gravity change caused by recent melting of the Vatnajökull ice cap, Iceland. In Segawa, J., Fujimoto, H. and Okubo, S., eds., *Gravity, Geoid and Marine Geodesy*, **117**, pp. 311–319. Springer-Verlag, Berlin.
- Wolfe, C. J., Bjarnason, I. T., VanDecar, J. C. & Solomon, S. C., 1997. Seismic structure of the Iceland mantle plume. *Nature*, **385**, 245–247.
- Yamamoto, K., Ishihara, K., Okubo, S. & Araya, A., 2001. Accurate evaluation of ocean tide loading effects for gravity in nearshore region: the FG5 measurements at Sakurajima volcano in Kagoshima Bay, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1807–1810.

A. Schweredaten

Im folgenden sind die in Abschnitt 6 ausgewerteten Schweredaten geordnet nach dem Jahr der Meßkampagne zusammengestellt. Tabelle A.1–A.8 enthalten die Schweredaten für das lokale Meßnetz um Höfn südöstlich des Vatnajökulls (Abbildung 5.1). Im Jahre 1994 wurden keine Messungen durchgeführt. Alle Schweredifferenzen sind auf den Basispunkt 701 bezogen. Die Fehler sind entsprechend Abschnitt 7.10 abgeschätzt. Tabelle A.9–A.11 enthalten die durch Flugmessungen gewonnenen regionalen Schweredaten. Der jeweils gewählte Basispunkt ist angegeben. Tabelle A.12 enthält die Referenzmessungen des Jahres 1968 (Thorbergsson *et al.*, 1993).

Tabelle A.1: Lokale Schweredaten für 1991.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,686	0,026
603	-2,300	0,026
604	-0,593	0,026
605	-2,252	0,026
609	-1,665	0,026
702	-2,202	0,026
802	-0,611	0,026
806	-7,512	0,026
810	-7,465	0,026
1000	-7,193	0,026
1001	-8,113	0,026
1002	-29,160	0,026
1004	-11,869	0,026
1005	-18,418	0,026
1006	-32,897	0,026
1007	-22,386	0,026
1008	-29,298	0,026
1009	-24,591	0,026
1010	12,774	0,026
1011	-3,409	0,026
1012	20,223	0,026
1013	-11,144	0,026
5219	-1,040	0,026
8436	11,280	0,026
9012	-2,102	0,026

Tabelle A.2: Lokale Schweredaten für 1992.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,731	0,026
603	-2,280	0,026
604	-0,593	0,026
605	-2,217	0,026
609	-1,659	0,026
702	-2,190	0,026
802	-0,629	0,026
806	-7,497	0,026
810	-7,463	0,026
1000	-7,196	0,026
1001	-8,116	0,026
1002	-29,176	0,026
1004	-11,883	0,026
1005	-18,438	0,026
1006	-32,917	0,026
1007	-22,418	0,026
1008	-29,313	0,026
1010	12,804	0,026
1011	-3,438	0,026
1012	20,224	0,026
1013	-11,216	0,026
5219	-1,061	0,026
5273	12,931	0,026
7307	-0,478	0,026
8436	11,264	0,026
9012	-2,119	0,026

Tabelle A.3: Lokale Schweredaten für 1993.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,734	0,026
1004	-11,887	0,026
1005	-18,461	0,026
1010	12,815	0,026
1011	-3,421	0,026
1012	20,294	0,026
1013	-11,200	0,026
5219	-1,065	0,026
7307	-0,474	0,026
8436	11,303	0,026

Tabelle A.4: Lokale Schweredaten für 1995.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,740	0,026
802	-0,642	0,026
1004	-11,861	0,026
1010	12,831	0,026
5219	-1,083	0,026
7307	-0,486	0,026

Tabelle A.5: Lokale Schweredaten für 1996.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,758	0,026
603	-2,286	0,027
604	-0,572	0,027
605	-2,267	0,027
609	-1,672	0,027
702	-2,201	0,027
802	-0,625	0,027
806	-7,499	0,026
1001	-8,104	0,027
1002	-29,153	0,027
1004	-11,838	0,026
1005	-18,433	0,026
1006	-32,929	0,027
1007	-22,404	0,026
1008	-29,305	0,027
1009	-24,637	0,027
1010	12,818	0,026
1011	-3,433	0,026
1012	20,243	0,026
1013	-11,190	0,027
5219	-1,090	0,026
7307	-0,485	0,026
8436	11,253	0,027
9012	-2,127	0,027

Tabelle A.6: Lokale Schweredaten für 1997.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,697	0,027
802	-0,570	0,027
806	-7,479	0,027
999	-6,171	0,027
1002	-29,173	0,027
1004	-11,855	0,027
1005	-18,456	0,026
1006	-32,921	0,027
1007	-22,426	0,027
1008	-29,339	0,027
1009	-24,629	0,027
1010	12,783	0,027
1011	-3,439	0,027
1012	20,191	0,027
1013	-11,202	0,027
5219	-1,087	0,027
7307	-0,471	0,027
8436	11,249	0,027

Tabelle A.7: Lokale Schweredaten für 1998.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,744	0,026
603	-2,275	0,026
604	-0,573	0,026
605	-2,208	0,026
609	-1,652	0,026
802	-0,613	0,026
806	-7,506	0,026
999	-6,156	0,026
1002	-29,168	0,026
1004	-11,852	0,026
1005	-18,424	0,026
1006	-32,933	0,026
1007	-22,379	0,026
1008	-29,302	0,026
1009	-24,603	0,026
1010	12,798	0,026
1012	20,169	0,026
1013	-11,173	0,026
5219	-1,039	0,026
7307	-0,481	0,026
8436	11,250	0,026
9012	-2,136	0,026

Tabelle A.8: Lokale Schweredaten für 1999.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
601	2,718	0,026
609	-1,652	0,026
802	-0,637	0,026
806	-7,487	0,026
999	-6,169	0,026
1002	-29,174	0,026
1004	-11,879	0,026
1005	-18,431	0,026
1006	-32,885	0,026
1007	-22,412	0,026
1008	-29,319	0,026
1009	-24,613	0,026
1010	12,764	0,026
1012	20,194	0,026
1013	-11,168	0,026
7307	-0,484	0,026
8436	11,226	0,026

Tabelle A.9: Regionale Schweredaten für 1993.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
5219	-46,681	0,026
5278	-37,363	0,037
7144	0	

Tabelle A.10: Regionale Schweredaten für 1995.

Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
5277	-56,554	0,037
7144	0	
5219	-46,715	0,052

Tabelle A.11: Regionale Schweredaten für 1996.

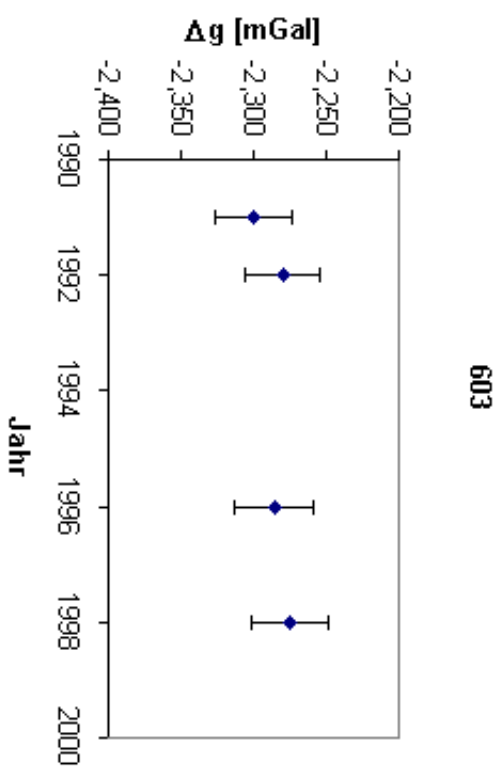
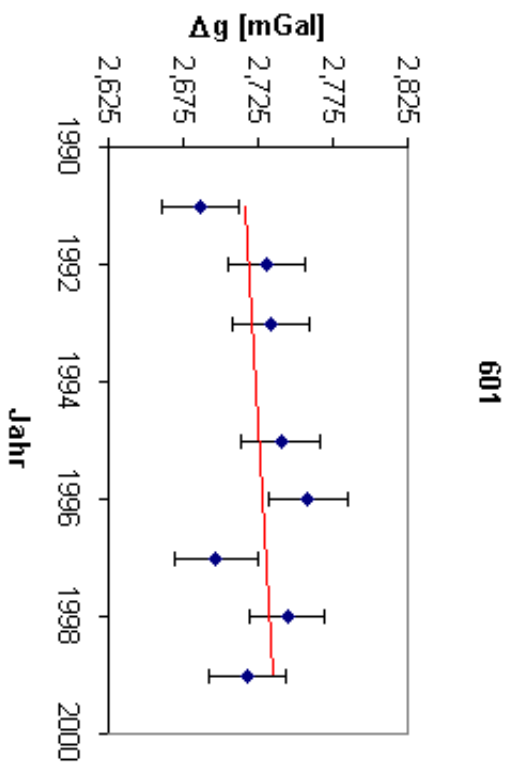
Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
5450	-6,528	0,034
7144	46,118	0,037
7307	0	
5219	-0,605	0,037

Tabelle A.12: Schweredaten für 1968 (Thorbergsson *et al.*, 1993).

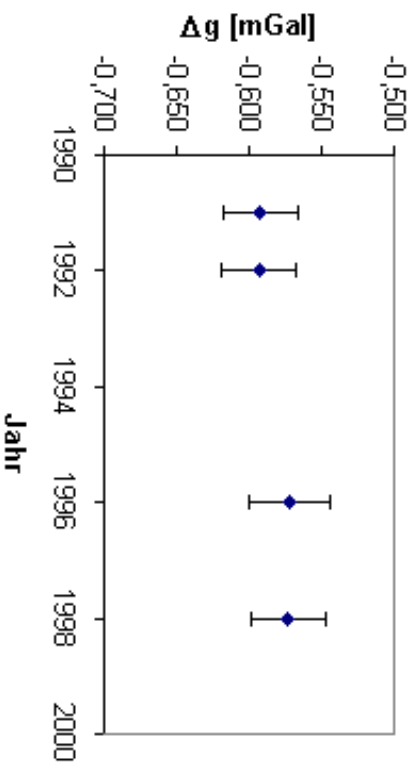
Meßpunkt	Schweredifferenz (mGal/a)	Fehler (mGal/a)
5219	982270,768	0,017
5277	982260,872	0,019
5450	982264,785	0,010
7144	982317,418	0,020

B. Diagramme zeitlicher Schwereänderungen

In Abbildung B.1–B.7 sind die aus den Schweredaten (Tabelle A.1–A.12) hervorgehenden zeitlichen Schwereänderungen für alle Meßpunkte zusammengestellt.



604



605

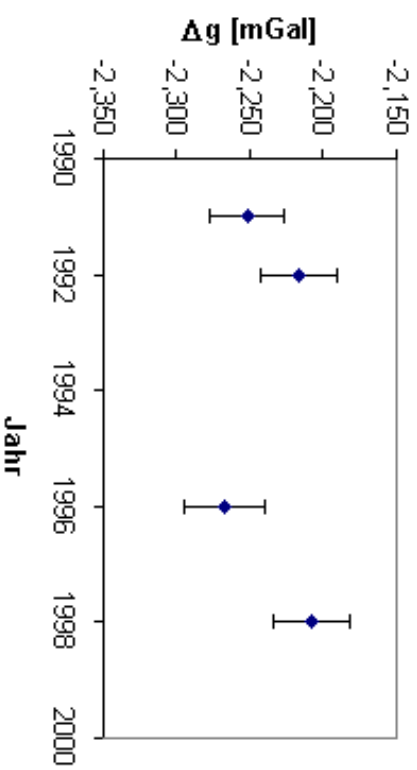


Abbildung B.1: Schwereänderung für Messpunkt 601, 603, 604 und 605.

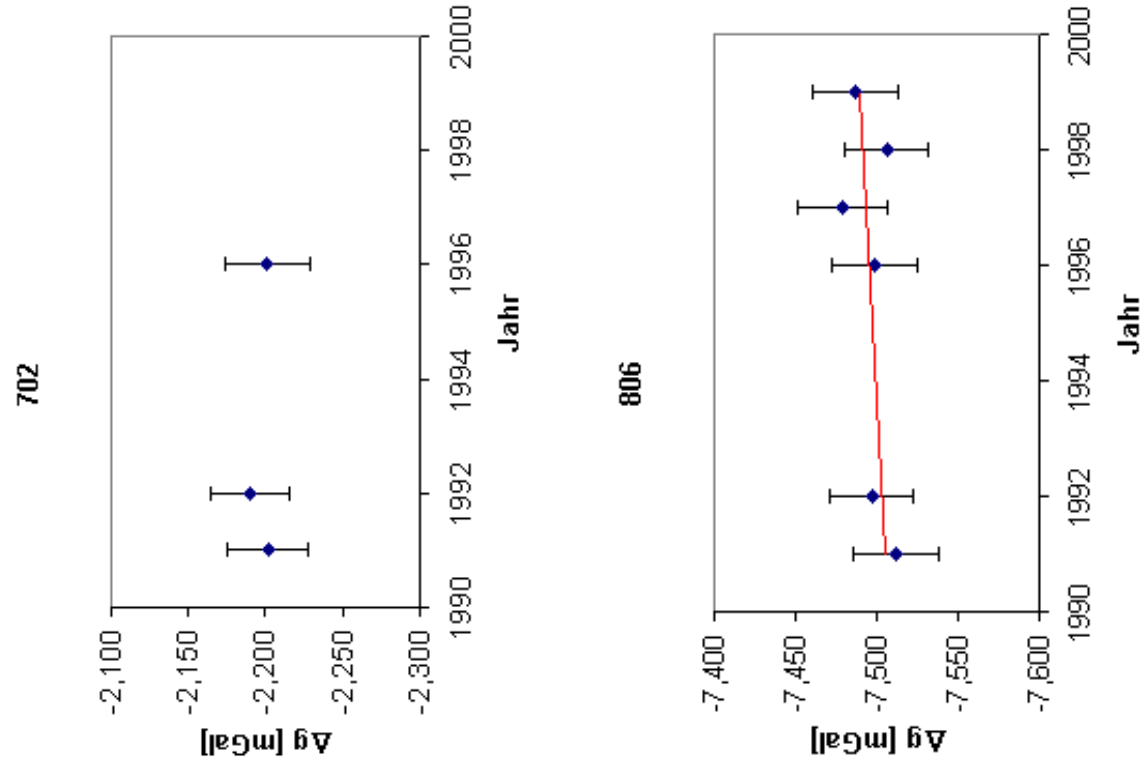
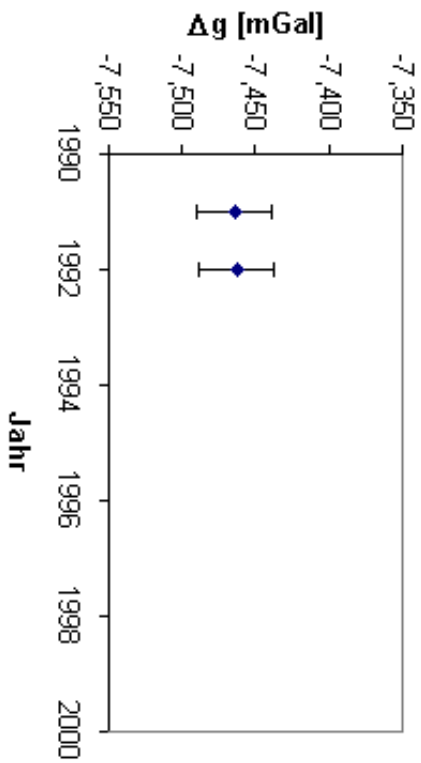
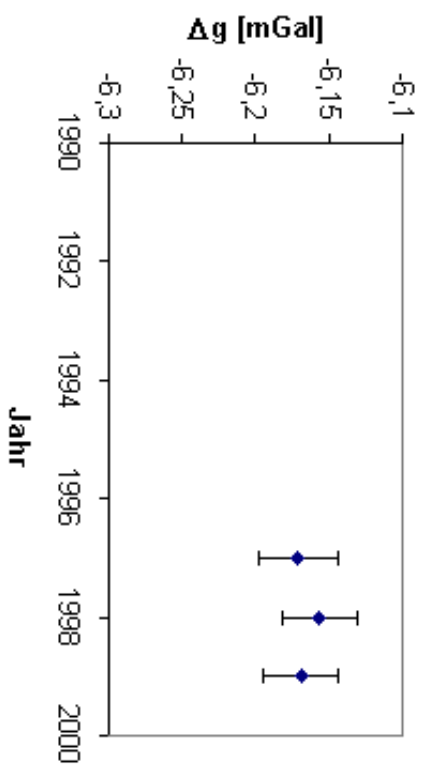


Abbildung B.2: Schwereänderung für Meßpunkt 609, 702, 802 und 806.

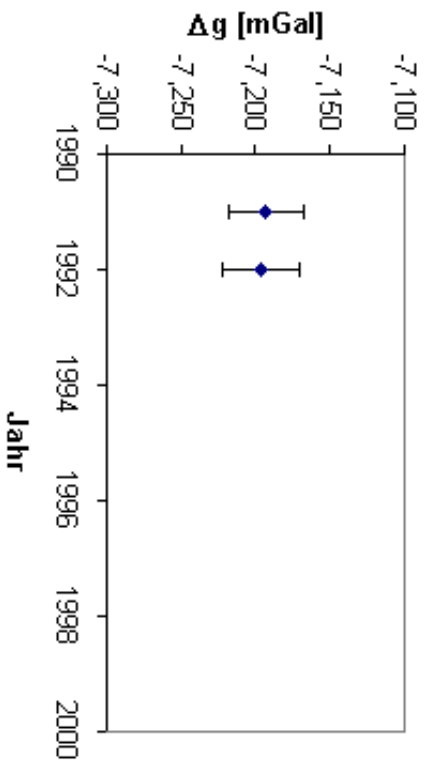
810



999 Messstation



1000 Höfn (pillar)



1001 Stapaklettur

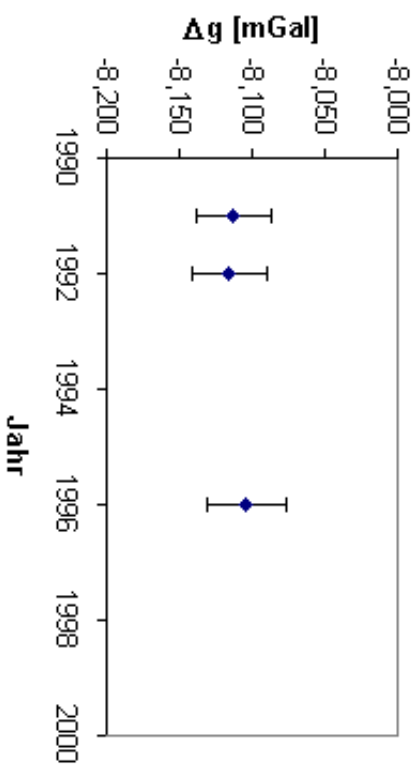


Abbildung B.3: Schwereänderung für Messpunkt 810, 999, 1000 und 1001.

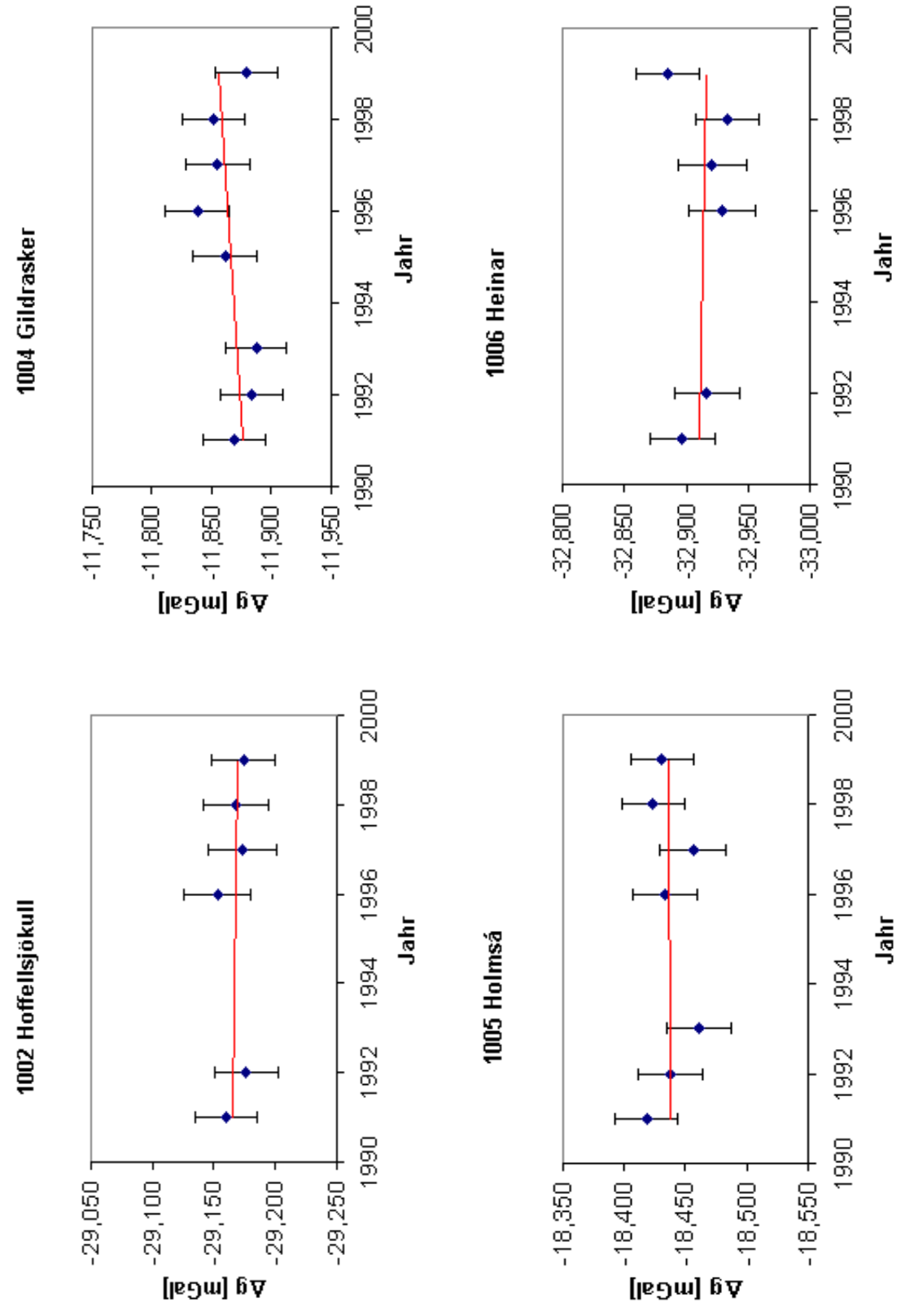


Abbildung B.4: Schwereänderung für Messpunkt 1002, 1004, 1005 und 1006.

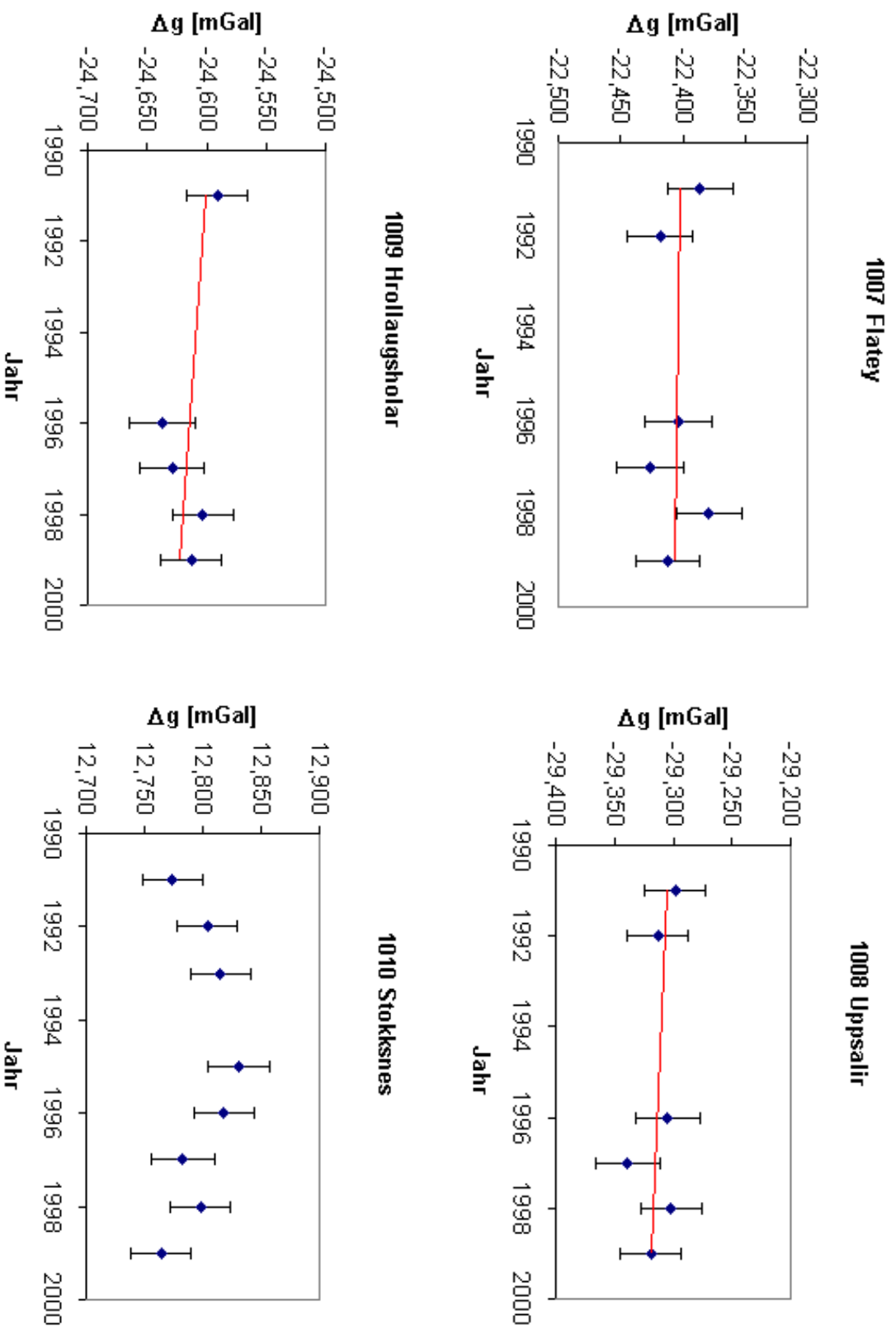


Abbildung B.5: Schwereänderung für Messpunkt 1007, 1008, 1009 und 1010.

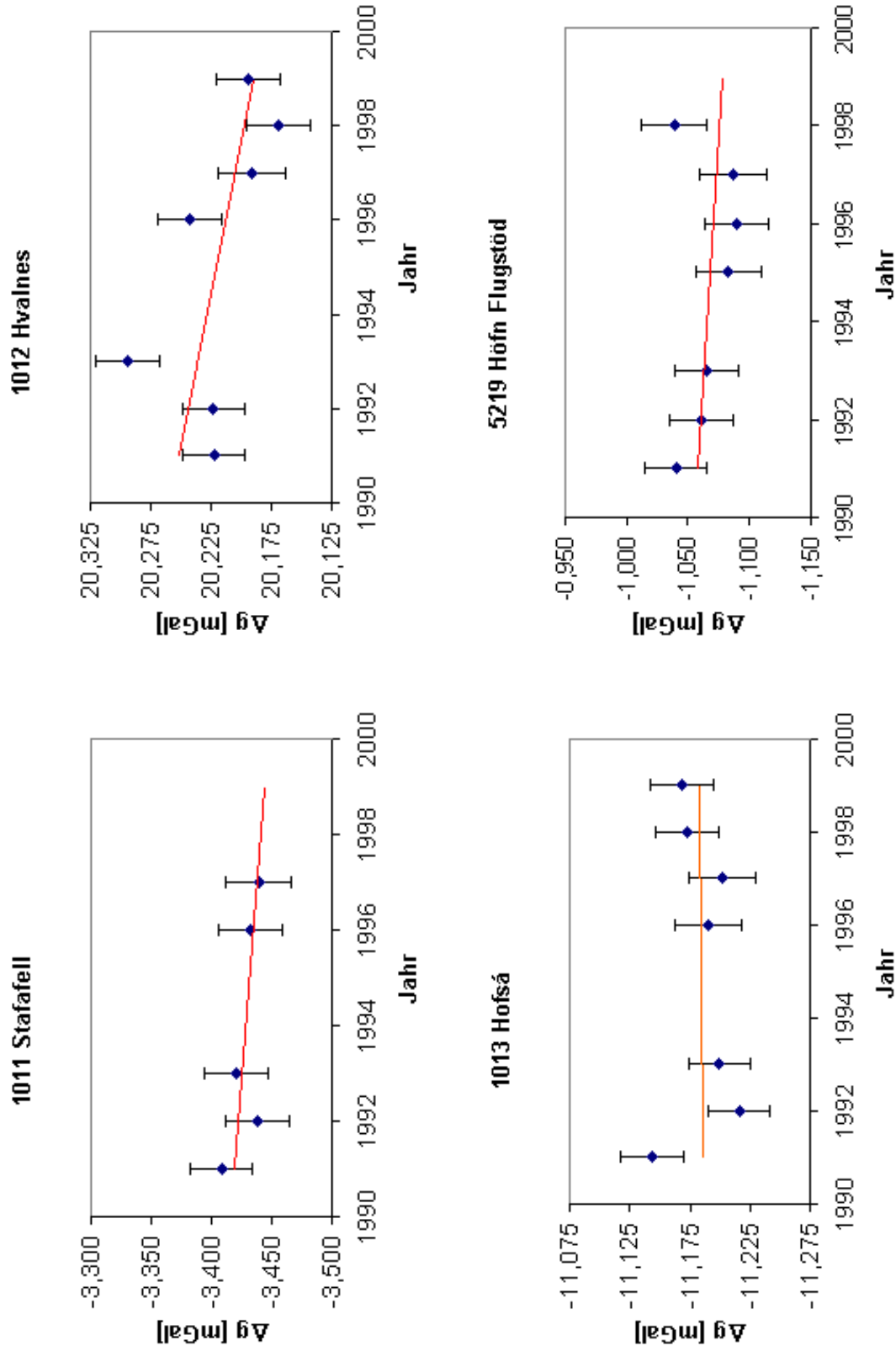
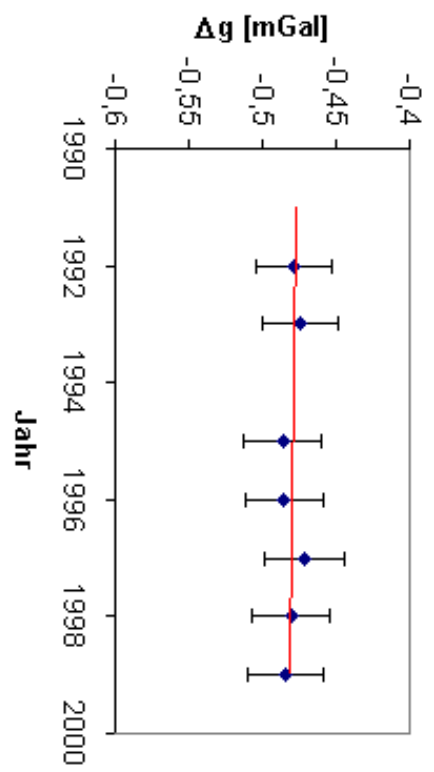
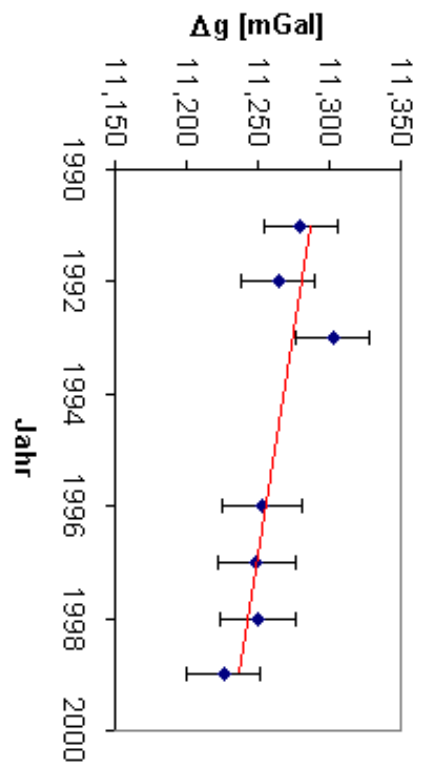


Abbildung B.6: Schwereänderung für Messpunkt 1011, 1012, 1013 und 5219.

7307 Hafnarflugvöllur



8436 Djupivogur GPS



9012

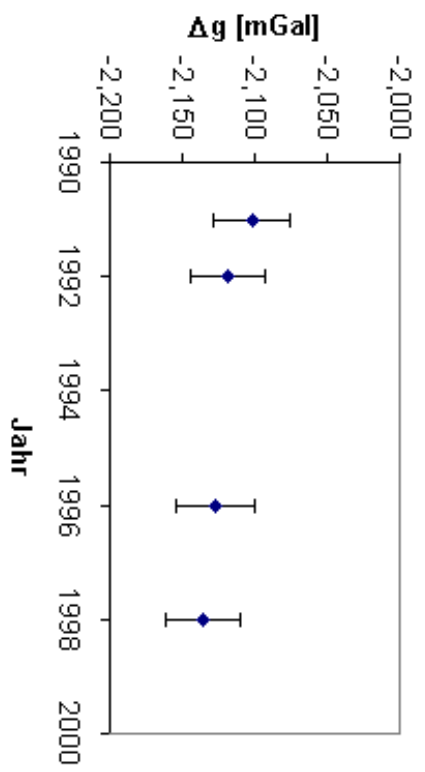


Abbildung B.7: Schwereänderung für Messpunkte 7307, 8436, 9012.

C. Bouguer- und Freiluft-Schwereanomalie im Raum Island

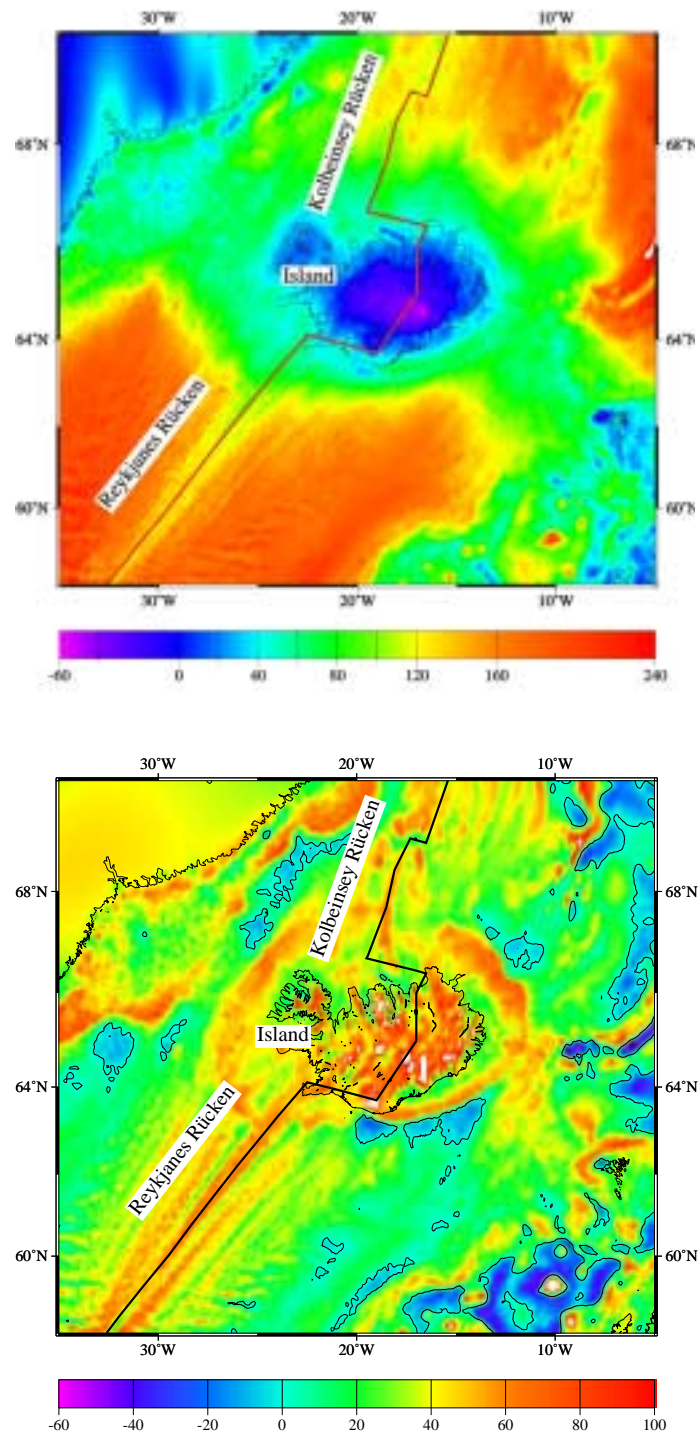


Abbildung C.1: Oben: Bouguer-Schwereanomalie (in mGal). Unten: Freiluft-Schwereanomalie (in mGal).