
Geophysikalische Geländeübungen

SS 2016

Gravimetrie

MESSSTANDORT RIEDHEIM A59/1

20. MAI 2016

ANN-KATHRIN EDRICH UND ALICIA ROHNACHER

BETREUER: MALTE WESTERHAUS UND THOMAS FUHRMANN

Bei Rückfragen bitte an a.edrich@web.de und alicia@rohnacher.de wenden.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
2. Theorie	2
2.1. Physikalische Grundlagen	2
2.1.1. Gravitationswirkung begrenzter Massen	3
2.2. Reduktionen	5
2.2.1. Niveaureduktion δg_N	5
2.2.2. Breitenreduktion δg_{Br}	6
2.2.3. Geländereduktion δg_G	6
2.2.4. Trendkorrektur δg_T	6
2.2.5. Bougerplattenreduktion δg_{Bou}	7
2.2.6. Gezeitenreduktion δg_{Gez}	7
2.2.7. Driftreduktion δg_D	7
2.3. Messinstrumente	8
2.3.1. Gravimeter	8
2.3.2. Tachymeter	9
2.3.3. GNSS	10
3. Messdurchführung	11
3.1. Profil	11
3.2. Durchführung	12
3.3. Dichtebestimmung	14
4. Auswertung	15
4.1. Reduktionen	15
4.1.1. Driftkorrektur	15
4.1.2. Geländereduktion	17
4.1.3. Niveaureduktion	17
4.1.4. Bougerplattenreduktion	18
4.1.5. Breitenreduktion	18
4.1.6. Trendreduktion	19

4.2. Dichtebestimmung	19
4.3. Modellierung	20
4.3.1. Basaltgang	20
4.3.2. Spaltenintrusion	23
5. Fehlerdiskussion	26
5.1. Messung	26
5.2. Auswertung	28
6. Interpretation	32
7. Zusammenfassung	34
Anhang	i
A. Anhang	i
A.1. Diagramm für die Gezeitenreduktion	i
A.2. Berechnung der Standardabweichung aus den Doppelmessungen . . .	ii
A.3. Reduktionen	iii

1. Einleitung

Mit verschiedenen Messmethoden, vor allem der Magnetik, konnte am Messstandort Riedheim A59/1 die Lage eines Basaltgangs im Untergrund bestimmt werden. Seine Entstehung steht im Zusammenhang mit tertiärem Vulkanismus im Hegau.

Die Gravimetrie bietet die Möglichkeit Masseninhomogenitäten im Untergrund ausfindig zu machen. Da sich die Dichte des Basalts und damit auch seine Masse von dem umgebenden Gestein unterscheidet, liegt die Vermutung nahe, dass er mit gravimetrischen Messungen untersucht werden kann.

Dadurch ergeben sich folgende Fragestellungen:

- Wo kann der Basaltgang mit der Gravimetrie lokalisiert werden?
- In welcher Tiefe befindet sich der Basaltgang und welche Geometrie ergibt sich aus den Messungen für die Anomalie?
- Handelt es sich bei der Anomalie um einen horizontalen und zylindrischen Basaltgang oder um eine Spaltenintrusion?
- Wie groß ist die Dichte der Anomalie und des umgebenden Gesteins?

2. Theorie

2.1. Physikalische Grundlagen

Die Messgröße bei gravimetrischen Messungen ist die Schwere, die auf Massekörper auf der Erde wirkt. Betrachtet man die Erde als rotierende Kugel mit homogener Dichte, so ist die Schwere nur von der Gravitationskraft und der Zentrifugalkraft abhängig. (Berckhemer (1990))

Die Gravitationskraft zwischen zwei Massen m_1 und m_2 kann nach Newton durch

$$\vec{F}_{12} = G \frac{m_1 \cdot m_2}{(r_2 - r_1)^2} \frac{\vec{r}_2 - \vec{r}_1}{r_2 - r_1} \quad (2.1)$$

berechnet werden. (Bohlen (2014))

Dabei gibt $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{kg s}^2}$ die Gravitationskonstante an (Berckhemer (1990)) und \vec{r}_1 und \vec{r}_2 bezeichnen die Ortsvektoren der Massen. Die Beschleunigung \vec{b} auf einen Massekörper m_1 , die durch die Gravitation der Erde mit Masse m_E und Radius r_E hervorgerufen wird, kann mit Gleichung 2.2 beschrieben werden.

$$\vec{b} = \frac{\vec{F}_g}{m_1} = G \frac{m_E}{r_E^2} \frac{\vec{r}_E}{|\vec{r}_E|} \quad (2.2)$$

Durch die Rotation der Erde wirkt zusätzlich eine Zentrifugalkraft senkrecht zur Rotationsachse. Diese ist vom Abstand l zwischen Massekörpern m_1 und Rotationsachse und damit von dessen geographischer Breite ϕ abhängig. Die Zentrifugalbeschleunigung ergibt sich unter Berücksichtigung der Rotationsfrequenz ω :

$$|\vec{z}| = \left| \frac{\vec{F}_z}{m_1} \right| = \frac{m_1 \omega^2 l}{m_1} = \omega^2 r_E \cos(\phi). \quad (2.3)$$

(Heck (2016))

Die gemessene Schwere \vec{g} setzt sich somit aus der vektoriellen Addition von Gravitationsbeschleunigung \vec{b} und Zentrifugalbeschleunigung \vec{z} zusammen. (Bohlen (2014)) Die Form der Erde ist jedoch der eines Ellipsoiden näher, als der einer Kugel. Daher wird ein mathematisches Referenzellipsoid definiert. Wie bei der kugelförmigen

Erde setzt sich die Schwere aus einem gravitativen Anteil und einem Anteil durch Zentrifugalbeschleunigung zusammen. Die Schwere auf diesem Ellipsoid mit homogener Dichte wird als Normalschwere γ_0 bezeichnet und kann mit Gleichung (2.4) berechnet werden.

$$\gamma_0 = 978032.677(1 + 0.00527904(\sin \phi)^2 + 0.00002327(\sin \phi)^4) \cdot 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \quad (2.4)$$

Als Referenzellipsoid wird hier Geodetic Reference System 80 verwendet.

Durch topographische und regionale Einflüsse weicht die gemessene Schwere im Allgemeinen von der Normalschwere ab.

Um nur die Schwerewirkung einer Massenanomalie im Untergrund zu erhalten, müssen die Normalschwere und weitere Einflüsse durch Reduktionen aus den Messdaten entfernt werden. (vgl Berckhemer (1990))

2.1.1. Gravitationswirkung begrenzter Massen

Mit der Berechnung der Gravitationsbeschleunigung \vec{b} von begrenzten Massen kann die Wirkung topographischer Massen aus den Messdaten reduziert werden und es können Modelle erstellt werden, die die gemessenen Daten erklären.

Wie in den meisten geophysikalischen Messungen gibt es in der Gravimetrie unendlich viele Modelle, die die Messdaten beschreiben können. Es müssen somit Annahmen über Gestalt oder Dichte gemacht werden, um ein eindeutiges Ergebnis zu erhalten.

Der betrachtete Körper wird in kleine Massenelemente aufgeteilt und es wird deren Gravitationsbeschleunigung auf den jeweiligen Messpunkt berechnet. Da Massenanomalien auf der Erde den resultierenden Schwerevektor nur leicht ablenken, wird nur die z -Komponente von \vec{b} betrachtet. Denn es gilt $|\vec{b}| \approx b_z$. (vgl. Berckhemer (1990))

Das Skriptum der Geophysikalischen Geländeübung 2016 dient als Grundlage der folgenden Beschreibung. Ein Massenelement bewirkt analog zu Gleichung 2.2 eine Gravitationsbeschleunigung:

$$\vec{g} = G \int \frac{dm}{r^2} \frac{\vec{r}}{|\vec{r}|} \quad (2.5)$$

Die Integration erfolgt durch eine Ersetzung von dm mit ρdV . Je nach Geometrie des Problems bietet sich eine unterschiedliche Wahl von Koordinaten an.

Für die Untersuchungen in Riedheim treten vor allem zwei Modelle in den Vordergrund, da durch den Aufschluss bekannt ist, dass die Anomalie vulkanischen

Ursprungs ist. So ist sowohl ein zylindrischer Basaltgang als auch eine Anomalie mit vertikaler Ausdehnung denkbar, die durch eine Spaltenintrusion entstanden sein könnte.

Modell für einen Basaltgang

Im Modell wird der Basaltgang als unendlich langer, horizontaler Zylinder mit homogener Dichte angenommen. Für diese Geometrie bietet sich eine Betrachtung des Problems in Zylinderkoordinaten an. Dabei wird die Zylinderachse entlang der x-Achse gelegt. So ergibt sich $\vec{r} = (l, a \cos\phi, a \sin\phi)^T$. In der Annahme, dass die Ausdehnung des Basaltgangs minimal ist, kann das Massenelement in ein Linienelement umgeschrieben werden.

$$dm = \rho dV = \rho a da d\phi dl = \rho a^2 \pi dl = \lambda dl \quad (2.6)$$

Das Linienelement wird nun in Gleichung (2.5) eingesetzt und es wird nur die z-Komponente der Gravitationsbeschleunigung betrachtet.

$$\left| d\vec{b} \right| = \left| G \frac{dm}{r^2} \right| = \left| G \lambda \frac{dl}{(a^2 + z^2)^{3/2}} \begin{pmatrix} l \\ a \cos\phi \\ a \sin\phi \end{pmatrix} \right| \approx G \lambda \frac{a \sin\phi}{(a^2 + l^2)^{3/2}} \quad (2.7)$$

Gleichung (2.7) wird nun über die unendliche Länge des Basaltgangs integriert und wieder in kartesischen Koordinaten ausgedrückt.

$$b_z = 2 G \lambda \frac{\sin\phi}{R} = 2 G \lambda \frac{z}{y^2 + z^2} \quad (2.8)$$

Für einen Basaltgang mit Radius R und dem in Gleichung (2.6) angegebenen λ ergibt sich für jeden Messpunkt folgende vertikale Gravitationswirkung:

$$b_z = G \rho \pi R^2 \frac{z}{y^2 + z^2} \quad (2.9)$$

Der Gang ist von anderem Gestein umgeben. Deshalb muss für die Dichte die Dichtedifferenz zwischen Basalt und anstehendem Gestein eingesetzt werden, da bei den Messungen nur die relative Schwere betrachtet wird.

Modell für eine Spaltenintrusion

Für ein Modell einer Spaltenintrusion wird die Formel verwendet, die in der zur Verfügung gestellten Handreichung Nr. 6 (Westerhaus (2016b)) im Anhang aufgeführt ist. Bei der Berechnung wird von einem Quader ausgegangen, der senkrecht zum Profil unendlich ausgedehnt ist. Dem Quader wird eine Länge l und eine Breite b zugewiesen, sowie ein Winkel α unter dem der Quader einfällt. Mit dem Dichtekontrast zwischen dem Basalt und dem anstehenden Gestein $\Delta\rho$ ergibt sich die, in Gleichung (2.10) angegebene Schwereanomalie.

$$\begin{aligned}\Delta g = & \Delta\rho b 2G \left(\frac{1}{2} \sin\alpha \log \left(\frac{(z + l \sin\alpha)^2 + (x - x_{lage})^2 + l^2 \cos^2\alpha}{(x - x_{lage})^2 + z^2} \right) \right) \\ & - \Delta\rho b 2G \left(\cos\alpha \left(\arctan \left(\frac{z \sin\alpha + l + (x - x_{lage}) \cos\alpha}{(x - x_{lage}) \sin\alpha - z \cos\alpha} \right) \right) \right) \\ & - \Delta\rho b 2G \left(\cos\alpha \left(\arctan \left(\frac{z \sin\alpha + (x - x_{lage}) \cos\alpha}{(x - x_{lage}) \sin\alpha - z \cos\alpha} \right) \right) \right)\end{aligned}\quad (2.10)$$

Dabei entspricht x_{lage} gerade der Profilkordinate, unter der sich der Quader befindet.

In der Modellierung soll diese Formel verwendet werden, um mit den vermuteten Parametern die Schwerbeschleunigung für jeden Profelpunkt zu berechnen. Das Ergebnis kann mit den Messwerten verglichen und weiter angepasst werden, bis die erzeugten Werte den gemessenen entsprechen.

2.2. Reduktionen

Die Informationen zu den Reduktionen wurden mit Hilfe von Bartlakowski et al (2014) und Forbriger (2014) zusammengestellt.

2.2.1. Niveaureduktion δg_N

Nach Gleichung (2.1) verringert sich die Gravitationskraft mit dem Abstand der Schwerpunkte beider Massen. Dieser Abstand entspricht auf der Erde effektiv der Entfernung zum Erdmittelpunkt. Dadurch nimmt die Schwere mit Zunahme der Höhe ab. Der Vertikalgradient ist überall auf der Erde gleich und beträgt

$$\delta g_N = -0.3086 \frac{\text{mGal}}{\text{m}}. \quad (2.11)$$

2.2.2. Breitenreduktion δg_{Br}

In den Physikalischen Grundlagen wurde angesprochen, dass sich die Schwere aus der Gravitationsbeschleunigung und der Zentrifugalbeschleunigung zusammensetzt. Da die Zentrifugalbeschleunigung breitenabhängig ist, muss sie vor allem dann berücksichtigt werden, wenn auf langen Profilen in Nord-Süd-Richtung gemessen wird. Die Koordinaten im Gauß-Krüger-System sind in Meter angegeben. Der Rechtswert ΔL_R , bezüglich des Referenzpunktes, gibt den Abstand in Ostrichtung zu diesem Punkt an und der relative Hochwert ΔL_H den Abstand in Nordrichtung. Die Breitenreduktion berechnet sich in der Region des Messgebiets durch

$$\delta g_{Br} = 0.00082 \cdot \Delta L_H \frac{\text{mGal}}{\text{m}} \quad (2.12)$$

2.2.3. Geländereduktion δg_G

Durch gravitative Wirkung topographischer Elemente verringert sich die gemessene Schwere. So führt zum Beispiel bei Tälern die fehlende Masse zu einer Verkleinerung von g . Bei Bergen wird die Masse im Gravimeter zusätzlich von Massen über dem Untergrund angezogen. Auch dadurch wird der gemessene Schwerewert kleiner. Zur Berechnung dieses Effektes wird ein Digitales Geländemodell verwendet, das vom Landesamt für Geoinformationen und Landentwicklung erstellt wurde. Mit diesem Modell können die gravitativen Effekte der Topographie von den Messwerten abgezogen werden.

2.2.4. Trendkorrektur δg_T

Die Schwerewirkung großräumiger geologischer Strukturen unter der Erde überlagert die gemessenen Schwere. Durch Informationen aus einer regionalen Schwereanomalienkarte kann dieser Einfluss minimiert werden.

Für den Messstandort wird die Trendkorrektur mit

$$\delta g_T = (0.00953 \Delta L_H - 0.00055 \Delta_R) \frac{\text{mGal}}{\text{m}} \quad (2.13)$$

angegeben. Mit der Annahme, dass die Bedingungen im Untergrund auf beiden Seiten der Anomalie dieselben sind und beide Punkte sich auf der gleichen Höhe befinden, kann zusätzlich noch eine lineare Regression durch den Anfang und den Endpunkt gelegt werden, da beide den gleichen Schwerewert aufweisen müssten.

2.2.5. Bougerplattenreduktion δg_{Bou}

Befinden sich die Messpunkte nicht auf der gleichen Höhe, so muss die Schwerewirkung der Massen zwischen Referenz- und Messpunkt berücksichtigt werden. Diese ergibt sich durch die Definition einer unendlichen Platte mit der Dichte ρ . Die Dichte entspricht der des anliegenden Gesteins. Zusätzlich wird mit der Höhe H des Messpunktes, bezüglich des Referenzpunktes, multipliziert.

$$\delta g_B = 2\pi\rho GH \quad (2.14)$$

Solange man keine geologischen Zeiträume betrachtet, sind die beschriebenen Schwerewirkungen zeitlich konstant. Die folgenden Reduktionen sind zeitlich variabel und müssen durch Vergleichsmessungen oder Vorhersagen periodischer Vorgänge bestimmt werden.

2.2.6. Gezeitenreduktion δg_{Gez}

Alle Massen bewirken eine Gravitationskraft. Deren Betrag ist vom Abstand und Größe der Massen abhängig. Für Schweremessungen ist hauptsächlich der Mond von Bedeutung. Bei genaueren Untersuchungen ist auch die gravitative Wirkung weiterer Planeten messbar. Durch die Rotation des Mondes um die Erde sind 12- und 24-stündige Perioden zu beobachten. Die Einflüsse der Gezeiten liegen in einer Größenordnung von bis zu 100 - 200 μGal .

2.2.7. Driftreduktion δg_D

Das Gravimeter ist ein mechanisches Messgerät, bei dem sich Eigenschaften der Bauteile im Laufe der Zeit ändern können. Die daraus folgende Verschiebung der Messskala wird als Drift bezeichnet. Um diese Veränderung quantitativ zu erfassen, werden Messpunkte doppelt gemessen. Betrachtet man nur einen Messpunkt, so entspricht der einfache Drift gerade der Differenz zwischen den beiden Messungen. Mit mehreren Wiederholungsmessungen kann eine Funktion erstellt werden, die den Drift in Abhängigkeit von der Zeit darstellt. Die Berechnung der Driftkorrektur erfolgt mit einem zur Verfügung gestellten Matlab-Skript, welches auf dem Ausgleichsansatz von Berardino u. a. (2002) beruht.

Bei der Auswertung muss diese Korrektur nach der Gezeitenkorrektur erfolgen, um

zeitliche Veränderungen aus den Messungen zu eliminieren.

Es gibt noch weitere Faktoren, wie Temperatur, Luftdruck oder Wasserstandsänderungen, die in diesem Protokoll jedoch nicht berücksichtigt werden sollen.

Für jeden Messpunkt i muss die jeweilige Korrektur berechnet und von dem Messwert g_i abgezogen werden. Damit ergibt sich die Bougeranomalie, die die Schwerewirkung einer Dichteinhomogenität im Untergrund beschreibt:

$$\Delta g_{Bouger,i} = g_i - g_1 - \Delta g_{Gez,i} - \Delta g_{D,i} - \Delta g_{Br,i} - \Delta g_{G,i} - \Delta g_{T,i} - \Delta g_{N,i} - \Delta g_{Bou,i} \quad (2.15)$$

Da nur die relative Schwere von Interesse ist, wird der erste Messpunkt, der außerhalb der Anomalie liegt, mit Null gleichgesetzt. Sein ursprünglicher Schwerewert g_1 wird von allen anderen Messwerten abgezogen.

2.3. Messinstrumente

2.3.1. Gravimeter

Die Schwerebeschleunigung kann absolut mit Pendel- oder Fallexperimenten bestimmt werden. Für die vorliegende Untersuchung wurden nur relative Messungen durchgeführt, auf deren Prinzip eingegangen werden soll. Die folgenden Ausführungen sind an dem Vorlesungsmaterial von Westerhaus (2016a) angelehnt.

Eine Masse, die im Schwerefeld an einer vertikalen Feder befestigt ist, wird proportional zur Schwerebeschleunigung ausgelenkt. Eine Schwereänderung verursacht dadurch eine Änderung der Länge der Feder.

Bei den Messungen wurden Lacoste-Romberg-Gravimeter verwendet, deren Genauigkeit durch Astasierung sehr hoch ist.

Dabei wird, wie in Abbildung 2.1 zu sehen ist, ein Massearm an einer schrägen aufgehängten Feder im Gerät befestigt. Die konstanten Größen, wie Länge des Arms, Federkonstante und Masse, werden so gewählt, dass sich die Änderung der Drehmomente von Feder- und Schwerkraft bei Veränderung des Auslenkwinkels ähneln. Dadurch besteht ein instabiles Gleichgewicht, das sehr empfindlich gegenüber Schwereänderungen ist. Ein astasiertes Gravimeter ist bis zu 2000-Mal empfindlicher, als vertikale Federgravimeter.

Bei den Berechnungen wird davon ausgegangen, dass die Rückstellkraft der Feder proportional zur Länge der Feder ist. Wirkt keine Kraft auf die Feder, müsste sie die Länge $l = 0$ besitzen. Da jedoch keine "Nulllängenfedern" existieren, wird das gleiche Ergebnis durch eine Vorspannung der Feder realisiert.

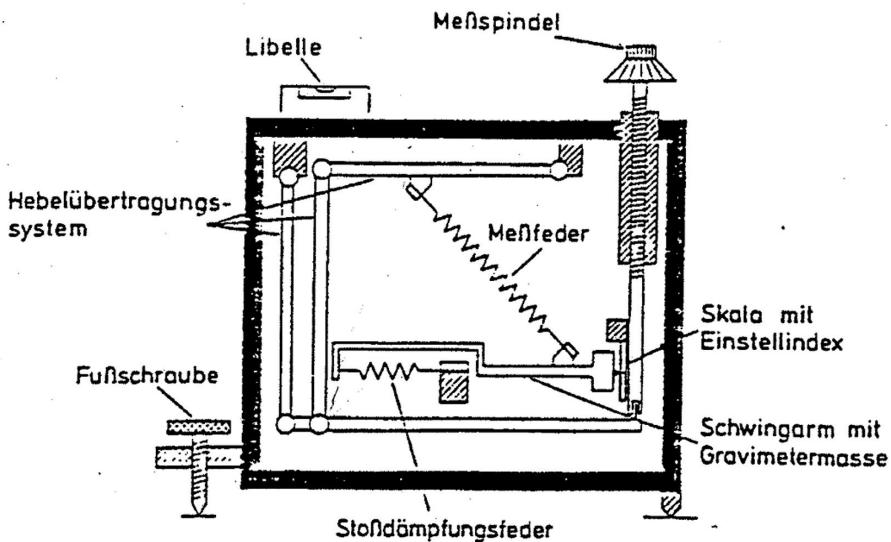


Abbildung 2.1.: Darstellung eines LaCoste-Romberg G-Gravimeter (Forbriger (2014))

2.3.2. Tachymeter

Tachymeter sind optische Instrumente, mit denen Winkel und Strecken gemessen werden können. Durch ein Fernrohr kann das zu messende Objekt anvisiert werden. Dabei wird das Fernrohr um eine vertikale Achse gedreht und um die horizontale Achse verkippt. Um einen Achsenfehler zu vermeiden, wird immer in beiden Lagen gemessen. Das heißt, das Messgerät wird nach der Messung um 180° horizontal oder vertikal gedreht und die Messung wird wiederholt. Das Mittel der beiden Messungen bildet den wahren Winkel.

In der Geodäsie werden Winkel in Gon angegeben. Dabei entsprechen $100\text{ Gon} = 90^\circ$.

Da die Drehachsen vertikal und horizontal verlaufen müssen, ist eine Horizontierung des Messgeräts durch Dosenlibellen notwendig.

Strecken werden bei dem Tachymeter Typ TC 500 mit Laserstrahlen gemessen, die an den Messpunkten von Reflektoren reflektiert werden. Dabei wird die Zeit t zwischen dem Entsenden und Empfangen des Lasersignals gemessen und mit der Lichtgeschwindigkeit c die Entfernung $s = c \cdot \frac{t}{2}$ berechnet. (vgl. Rösch (2015))

Mit der Tachymetrie wurden sowohl die Abstände der Messpunkte, als auch die Höhe der Messpunkte gegenüber dem Referenzpunkt gemessen.

2.3.3. GNSS

Das Global Navigation Satellite System ist der Überbegriff für alle Satellitenprogramme, mit denen weltweit zu jeder Tageszeit Positionen bestimmt werden. Das bekannteste ist das amerikanische GPS, das mit 31 Satelliten auch das größte Positionierungssystem darstellt. Das Prinzip der Positionsbestimmung beruht auf der Laufzeitmessung elektromagnetischer Signale, die vom Satelliten dauerhaft ausgesendet werden und vom Nutzer empfangen werden können. Die Signale enthalten Informationen über die Position des Satelliten, seine Laufbahn und Korrekturen zur genauen Uhrzeit des Satelliten. Für die Positionsbestimmung sind mindestens vier Satelliten notwendig, mit denen die drei räumlichen Unbekannten und die zeitliche Unbekannte bestimmt werden können. Da mit einer Genauigkeit von wenigen Zentimetern gemessen wird, reicht es nicht aus den modulierten Code auf den Signalen auszuwerten, sondern es muss die Phase der Signale betrachtet werden. Vor allem durch die Nutzung von Korrekturwerten, die von regionalen GNSS-Stationen übermittelt werden, kann die Positionsbestimmung verbessert werden. (vgl. Mayer (2016))

Im Zusammenhang mit der Schweremessung wurden die genauen Koordinaten der Messpunkte bestimmt. Diese müssen für die Trend- und Breitenreduktion bekannt sein. Die Höhe und die Abstände der Punkte werden mit dem Tachymeter gemessen, der die Genauigkeit des GNSS übertrifft.

3. Messdurchführung

Die Schweremessung wurde mit zwei LaCoste-Romberg Gravimetern (Typ G 156 und G 686) durchgeführt. Der Abstand der Messpunkte ergab sich durch Winkel- und Streckenmessungen mit dem elektronischen Tachymeter Leica TC 500. Die Koordinaten der Messpunkte konnte mit einem GNSS-Empfänger der Firma Topcon ermittelt werden.

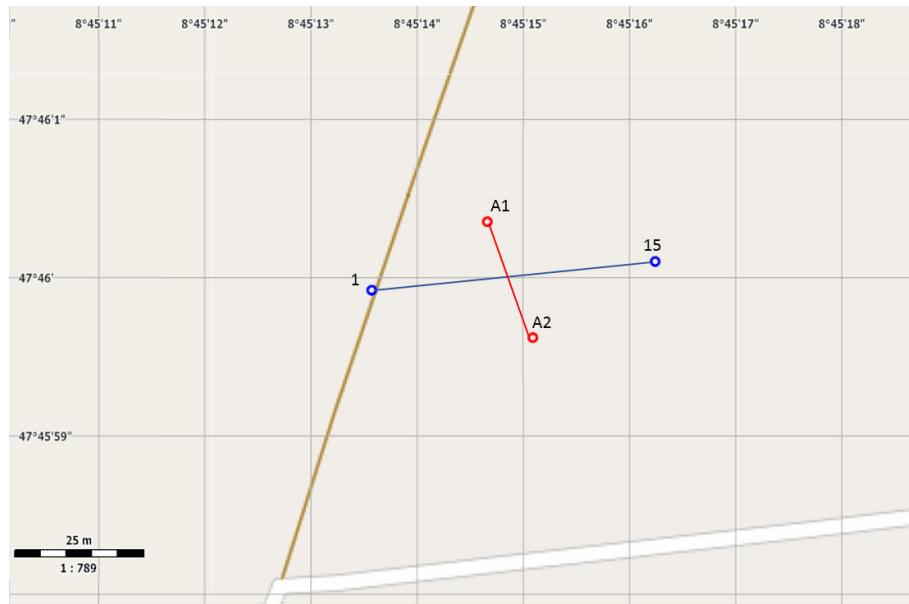


Abbildung 3.1.: Profilskizze: Messpunkt 1 und 15 der Gravimetriemessung (blau) und vermuteter Verlauf der Anomalie (rot)

3.1. Profil

Das Messprofil befindet sich entlang des Profils D1-D2, welches schon in den vorherigen Messungen Anwendung fand. Der erste Messpunkt ist jedoch etwa 3 m gegenüber dem Beginn des Profils D1-D2 nach Westen verschoben. Dieses Profil bietet sich an, da es fast senkrecht auf dem vermuteten Verlauf des Basaltgangs steht. Zusätzlich sind schon Informationen über dieses Profil von der Magnetik, der Geoelektrik und

der Seismik bekannt. Des Weiteren konnte in der Mitte des Profils mit Hilfe der Magnetik und der Geoelektrik, Hinweise auf eine kleinräumige Anomalie gefunden werden, die weiter untersucht werden sollte.

Insgesamt wird für 15 Messpunkte eine Profillänge von knapp 56 m gewählt, sodass alle 4 m ein Messpunkt gesetzt wird. Die Messpunkte in der Wiese werden mit Pflöcken markiert.

Der erste Messpunkt, der insgesamt fünf Mal gemessen wurde, befindet sich, wie in Abbildung 3.1 zu sehen ist, auf der Straße. Somit wird sichergestellt, dass möglichst wenige Fehler bei dieser Messung durch leichte Bodenbewegungen auftreten.

Das Profil ist fast exakt in Ost-West-Richtung orientiert und weicht nur um 5.6° in Richtung Nordost bzw. Südwest ab.

3.2. Durchführung

Um die, in der Theorie erwähnte Driftkorrektur durchzuführen, wird an allen Messpunkten doppelt gemessen. Die Messreihenfolge folgte dabei dem Prinzip der Schleifenmessung (Abbildung 3.2), bei der zuerst das komplette Profil vermessen wird, um dann wieder bei dem ersten Messpunkt zu beginnen. Da zwei Messgeräte zu

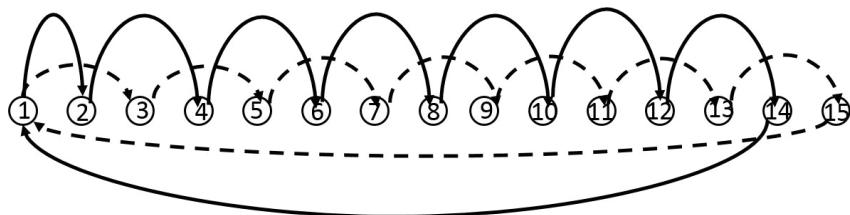


Abbildung 3.2.: Messreihenfolge: gestrichelte Linie entspricht G 156 - Gravimeter und durchgehende Linie G 686 - Gravimeter, nach Messpunkt 15 wird das Schema wiederholt

Verfügung standen, wurde mit dem LaCoste-Romberg Gravimeter des Typs G 686 an allen ungeraden Messpunkten gemessen und mit dem des Typs G 156 an allen geraden. Beide Messgeräte ermittelten zusätzlich die Schwere an dem ersten Messpunkt. Dadurch kann ein Offset zwischen den beiden Messgeräten bestimmt werden, über den die beiden Messungen zusammengeführt werden können.

Start der Messung war mit Gerät G 686 um 11:28 Uhr und mit Gerät G 156 um 11:50 Uhr (MEZ).

Eine gravimetrische Messung besteht aus folgenden Schritten:

Horizontierung

Das Gravimeter befindet sich in einem Abstand von höchstens 0.5 m zum markierten

Messpunkt auf einem Stativ. Dort wird es mit Hilfe der Libellen horizontiert, damit der arretierte Messarm senkrecht zum Schwervektor steht. Das Gravimeter wird an jedem Messpunkt gleich ausgerichtet, um den magnetischen Einfluss zu minimieren.

Bestimmung der Höhe

In Abbildung 3.3 wird dieser Schritt verdeutlicht. Auf dem Gravimeter ist eine Markierung zu erkennen, die die Position des Messarms in der Horizontalen anzeigt. Die Höhendifferenz zwischen dieser Markierung und dem Messpunkt wird mit einem Maßstab gemessen. Da das Gravimeter nicht direkt neben dem Messpflock steht, wird die Markierung am Gehäuse mit Hilfe einer Wasserwaage bis zum Maßstab verlängert.

Rückdrehen auf Horizontale



Abbildung 3.3.: Höhenbestimmung des Gravimeter bezüglich des Messpunktes

Nachdem die Arretierung gelöst wird, schlägt der Messarm im Gerät aus. Mittels einer Spindel wird die Position des Aufhängepunktes der Feder so lange verändert, bis der Messarm sich in der Horizontalen befindet. Der dann angezeigte Skalenwert wird abgelesen. Der Skalenwert wird mit Hilfe eines Umrechnungsfaktors in die Schwere in mGal umgerechnet. Bei Gerät G 156 beträgt er für diese Messung $1.049\,56\frac{1}{\text{mGal}}$ und bei Gerät G 686 $1.023\,95\frac{1}{\text{mGal}}$.

Nach der Umrechnung in die Schwere sind schon im Feld die Einflüsse der Gezeiten (Abbildung A.1 im Anhang) und die Höhe über dem Messpflock reduziert worden. Zeitgleich werden Messung mit dem Tachymeter und danach mit dem GPS-Gerät durchgeführt.

Die Tachymeter-Position befindet sich ungefähr 6 m von der Mitte des Profils entfernt, sodass Sichtkontakt zu allen Messpunkten möglich ist. Mit einem Reflektor, der auf die Messpflocke gestellt wird, kann die Distanz s und der Winkel α zwischen Horizontalen und Reflektor bestimmt werden. Daraus kann mit $h = \sin\alpha \cdot s$

die Höhe zwischen dem Tachymeter und den Messpunkten berechnet werden. Das Gerät führt diese Rechnung intern aus und gibt die Höhendifferenz zur Horizontalen aus. Für die Auswertung wird die Höhe relativ zum ersten Messpunkt angegeben. Zudem kann mit dem Tachymeter der Abstand der einzelnen Pflöcke zum ersten Messpunkt berechnet werden. Dafür muss die Distanz zu den Messpunkten und der Winkel zwischen ihnen bestimmt werden.

Die Durchführung der Messungen erfolgt in beiden Lagen.

Mithilfe des GNSS-Empfängers, der sowohl GPS- als auch GLONASS-Signale empfangen kann, wird die Position der Messpunkte, sowie der meisten Messpflöcke bestimmt, die im Laufe der Geländeübungen genutzt wurden. Dazu positioniert man den etwa 2 m hohen Empfänger direkt am Messpunkt, um die Messwerte auf dem Display abzulesen.

3.3. Dichtebestimmung

Nach der Gravimetrie-Messung wurden in der Mitte des Profils in 50 cm Tiefe Gesteinsproben entnommen. Die dort gefundenen Gesteinsbruchstücke konnten der oberen Verwitterungsschicht des Basaltgang zugeordnet werden. Durch das archimedische Prinzip kann für die Proben das Volumen V und mit einer Waage die Masse m bestimmt werden. Mit $\rho = \frac{m}{V}$ ergibt sich die Dichte ρ .

4. Auswertung

4.1. Reduktionen

4.1.1. Driftkorrektur

Nachdem die Messergebnisse schon im Feld von dem Gezeiteneffekt befreit wurden, konnte der Drift der Messgeräte bestimmt werden. In den Abbildungen 4.1 und 4.2 ist die Differenz der Schwerewerte an den mehrfach gemessenen Punkten über die Zeit dargestellt. Es wird der Eindruck erweckt, dass der Drift bei Gerät G 156 größer ist, als bei Gerät G 686. Bei Gerät G 156 beträgt die maximale Differenz zweier Messungen 0.065 mGal, während die des Geräts G 686 mit 0.024 mGal deutlich kleiner ist.

Dieser Eindruck wird auch in Abbildung 4.3 und 4.4 verstärkt. Dort ist der modellierte Drift der verwendeten Messgeräte mit den Messpunkten dargestellt. Es wird deutlich, dass die Schwere durch den Drift um $150 \mu\text{Gal}$ bei beiden Messgeräten schwankt. Aber bei Messgerät G 156 scheinen die Messpunkte stärker um die Driftkurve zu streuen.

Eine Gemeinsamkeit der beiden Graphen ist jedoch die Zunahme der Schwere durch den Drift bis drei Stunden nach Start der Messung.

Nach der Driftkorrektur wird bei beiden Geräten der Messwert des ersten Messpunktes mit Null gleichgesetzt und von allen anderen Werten abgezogen. So wird nur die relative Schwereänderung betrachtet, die zusammen mit Informationen aus der Vermessung in Tabelle 4.1 aufgeführt sind.

In Abbildung 4.5 ist die Drift- und Gezeitenreduzierte Schwere graphisch dargestellt. Dort ist auch ein Vergleich zu den anderen Reduktionen aufgeführt, die in der Reihenfolge der Legende durchgeführt wurde.

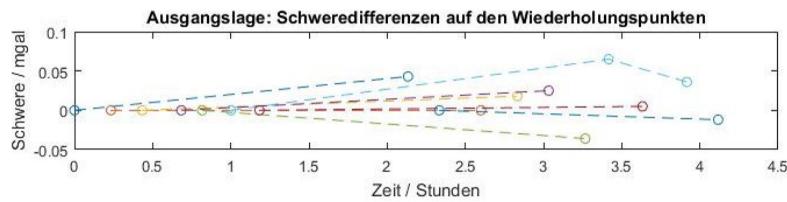


Abbildung 4.1.: Messgerät G 156

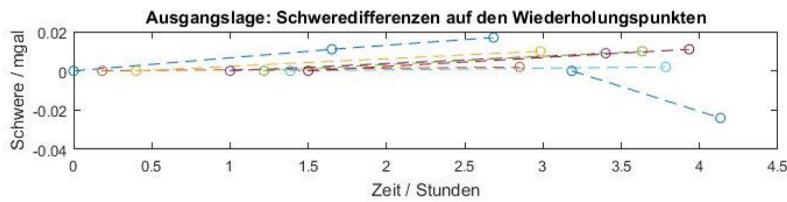


Abbildung 4.2.: Messgeräte 686

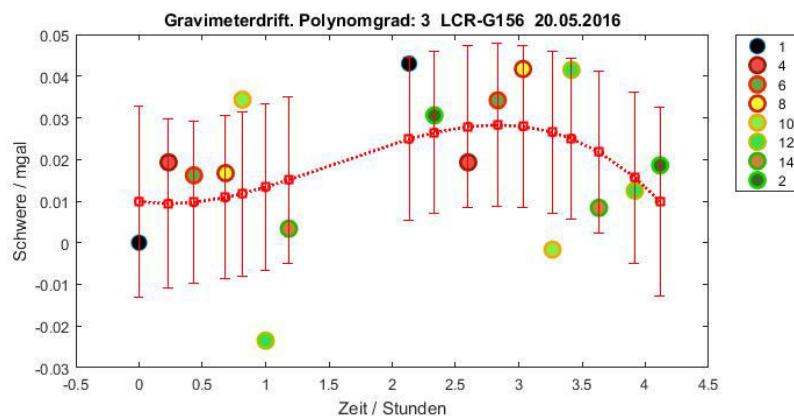


Abbildung 4.3.: modellierter Drift des Messgerätes G 156 über die Zeit

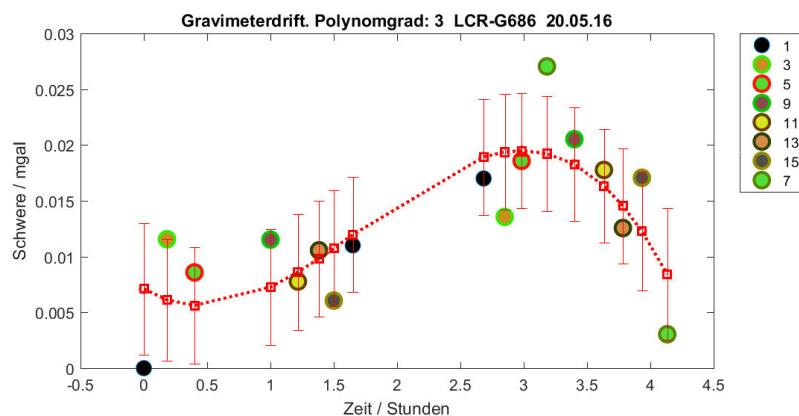


Abbildung 4.4.: modellierter Drift des Messgerätes G 686 über die Zeit

Tabelle 4.1.: Geometrie des Messprofils mit der relativen Schwere zum ersten Messpunkt Δg , dem Profilabstand x , der Höhe des Digitalen Geländemodells h_{DGM} , der relativen Höhe Δh , dem Rechtswert L_R und dem Hochwert L_H

Punkt	$\Delta g / \text{mGal}$	x / m	h_{DGM} / m	$\Delta h / \text{m}$	L_R / m	L_H / m
1	0	0	563,894	0	3481618,41	5292070,19
2	0,024	3,977	563,957	0,08	3481622,38	5292070,38
3	-0,0342	8,006	564,011	0,126	3481626,4	5292070,79
4	-0,0075	11,995	564,168	0,291	3481630,37	5292071,09
5	-0,0692	15,982	564,398	0,485	3481634,34	5292071,47
6	-0,046	20,016	564,577	0,694	3481638,36	5292071,86
7	-0,1252	24,001	564,847	0,927	3481642,33	5292072,22
8	-0,083	27,978	565,072	1,181	3481646,29	5292072,61
9	-0,1787	31,978	565,366	1,473	3481650,27	5292072,96
10	-0,2515	35,952	565,621	1,717	3481654,23	5292073,35
11	-0,3132	39,956	565,78	1,879	3481658,21	5292073,72
12	-0,3283	43,92	565,863	1,968	3481662,16	5292074,04
13	-0,3712	47,91	565,995	2,104	3481666,14	5292074,42
14	-0,384	51,851	566,137	2,252	3481670,04	5292075,04
15	-0,4457	55,854	566,313	2,419	3481674	5292075,62

4.1.2. Geländereduktion

Durch die Daten aus dem Digitalen Geländemodell wird über alle Massen im Umkreis von 5 km integriert. Dazu wird die typische Dichte der Kruste ($2.67 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$) benutzt. Es ergibt sich die in Abbildung 4.5 dargestellte Korrektur der Schwere. Das Ergebnis bestätigt die Vermutung aus der Theorie, dass der Einfluss des Geländes den Messwert verringert. Durch die Reduktion steigt die Schwere um ungefähr 0.7 mGal an. Die Auswirkung des Geländes auf die einzelnen Messpunkte ist sehr ähnlich und unterschiedet sich maximal um 0.012 mGal (Punkt 1 und 12).

4.1.3. Niveaureduktion

Die in Tabelle 4.1 angegebenen Höhen bezüglich des 1. Messpunktes, werden in Gleichung (2.11) eingesetzt, um deren Einfluss zu reduzieren.

Bei Betrachtung der Höhe der Messpunkte ist zu erkennen, dass sie mit dem Abstand zum 1. Messpunkt ansteigt. Dadurch lässt sich in Abbildung 4.5 erklären, dass die Zunahme der Schwere durch die Reduktion bei höheren Profilkordinaten größer ist, als bei kleineren.

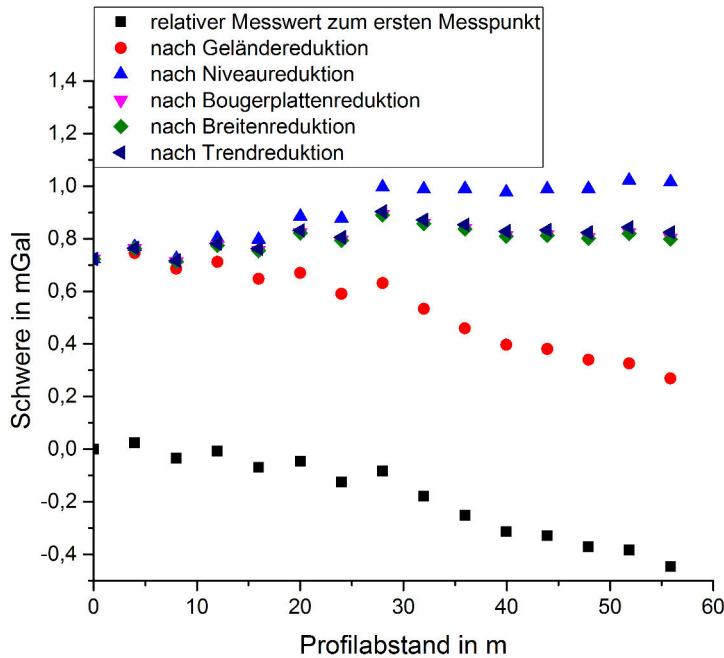


Abbildung 4.5.: Vergleich der Auswirkung der einzelnen Reduktionen, die in Reihenfolge der Legende durchgeführt wurden

4.1.4. Bougerplattenreduktion

Für die Bougerplattenreduktion wird die Wirkung einer unendlichen Gesteinsplatte betrachtet, die sich zwischen dem Messpunkt und dem Referenzpunkt (1. Messpunkt) befindet. Die Dichte der Gesteinsplatte entspricht der des umgebenden Gesteins. Mit der geologischen Karte aus dem Anhang wird dieses Gestein als Geschiebemergel mit teilweise hohem Kiesanteil einer Grundmoräne identifiziert. In der Literatur wird für Mergel allgemein eine Dichte zwischen $1.2 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ und $3 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ angegeben (Kobranova (1989)).

Für den Messstandort wird von dem mittleren Wert ($2.1 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$) ausgegangen. Da aber keine Gesteinsprobe genommen wurde und der Literaturwert stark schwankt, wird eine Unsicherheit von $\Delta\rho = 0.5 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ angenommen.

Mit Gleichung (2.14) und der Höhe aus Tabelle 4.1 ergeben sich die in Abbildung 4.5 dargestellten Schwerdaten. Wie schon bei der Niveaureduktion ist hier die Korrektur bei höheren Profilkordinaten größer, da die Höhe mit dem Profil steigt.

4.1.5. Breitenreduktion

Mit den Gauß-Krüger-Koordinaten der Messpunkte, die in Tabelle 4.1 angegeben sind, kann der Breiteneffekt aus den Messwerten reduziert werden. Dazu wird Glei-

chung (2.12) verwendet. Abbildung 4.5 macht deutlich, dass der Einfluss der Breite auf die durchgeführte Messung sehr gering ist. Entscheidend ist hier die Ost-West-Orientierung des Profils, die dazu führt, dass sich der Hochwert der Messpunkte erst in der 7. Nachkommastelle ändert.

4.1.6. Trendreduktion

Die geologische Trendkorrektur beruht auf regionalen Strukturen, die mit Hilfe von Höhenkarten bestimmt werden können. Für das Messgebiet kann Gleichung (2.13) verwendet werden, in die die Koordinaten aus Tabelle 4.1 eingesetzt werden. Der Einfluss des geologischen Trends ist sehr gering und ändert den Verlauf der Schwere in Abbildung 4.5 kaum.

Durch die durchgeführten Reduktionen konnte die Bougeranomalie ermittelt werden, die in Abbildung 4.6 dargestellt ist. Dafür wurde von alle Messpunkten der Messwert des ersten Punktes abgezogen, um nur relative Änderungen zu betrachten.

Es fällt auf, dass die Messwerte der unterschiedlichen Messgeräte ab 30 m gut zusammenpassen. Wie erwartet liegen dort die Schwerewerte der einzelnen Punkte näherungsweise auf einer stetigen Kurve. Auf die ersten vier Messpunkte trifft dies jedoch nicht zu und die Messwerte des Geräts G 686 erscheinen zu gering im Vergleich zu denen des Geräts G 156.

Trotzdem ist deutlich eine Erhöhung der Schwere bis zur Mitte des Profils zu erkennen. Die maximale Differenz des höchsten Schwerewertes (Messpunkt 8) und des niedrigsten (Messpunkt 2) beträgt 0.17 mGal.

4.2. Dichtebestimmung

Die Masse m und das Volumen V der beiden Bruchstücke sind in Tabelle 4.2 angegeben.

Tabelle 4.2.: Ergebnis der Dichtebestimmung

Probe	Masse m /g	Volumen V /cm 3	Dichte/ $\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$	Fehler $\delta\rho/\frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$
I	1018	341	2.985	0.041
II	990	337	2.937	0.041

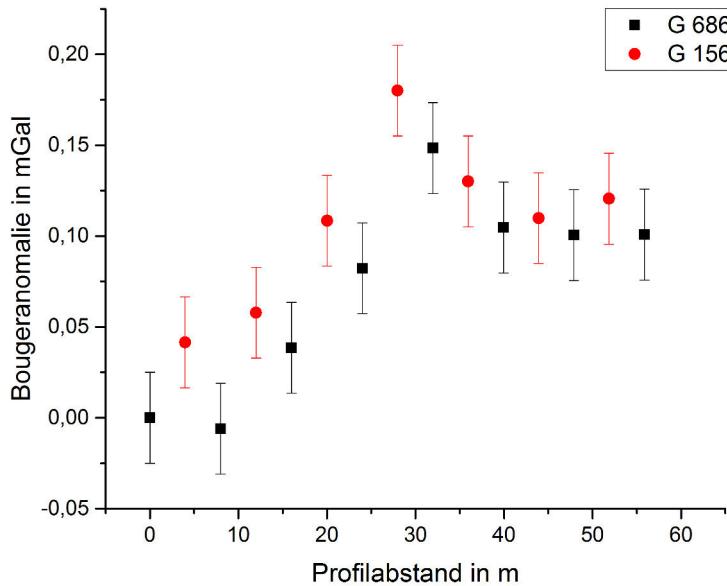


Abbildung 4.6.: Bougeranomalie

Die Messung der Masse und des Volumens ist mit Fehlern behaftet. $\delta m = 2 \text{ g}$ und $\delta V = 4 \text{ g}$. Daraus ergibt sich folgende Unsicherheit auf die Dichte:

$$\Delta\rho = \left| \frac{d\rho}{dV} \delta V \right| + \left| \frac{d\rho}{dm} \delta m \right| = \frac{m}{V^2} \delta V + \frac{1}{V} \delta m = 0.041 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3} \quad (4.1)$$

Für die mittlere Dichte des Basalt ergibt sich damit $\rho_{\text{Basalt}} = 2.96 + 0.04 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$.

4.3. Modellierung

Mit einem Matlab-Skript werden die, in der Theorie vorgestellten Rechnungen ausgeführt. Dazu werden verschiedene Modelle erstellt, um die gemessenen Daten bestmöglich zu beschreiben. Für den Beobachtungsfehler wird $\delta g = 0.026 \text{ mGal}$ angenommen. Dieser Wert wird in der Fehlerdiskussion weiter erläutert.

4.3.1. Basaltgang

In der Annahme, dass die Anomalie eine zylindrische Geometrie besitzt, werden Modelle für einen horizontalen Basaltgang erstellt. Im Modell wird ein zusätzlicher Trend mitgeschätzt, der abgezogen wird. Dadurch ist der Graph symmetrischer be-

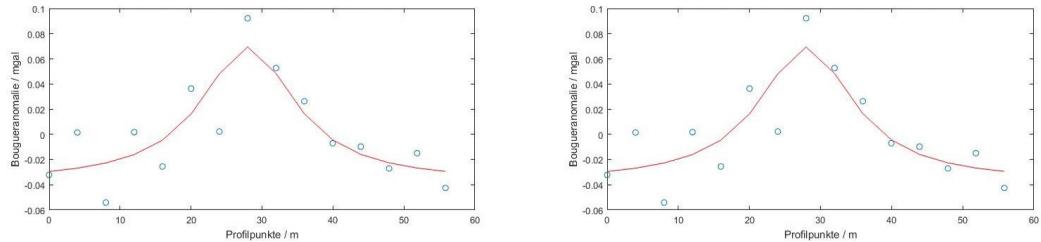


Abbildung 4.7.: Modelle eines zylindrischen Basaltgangs in Nord-Süd-Richtung mit Dichtekontrast zum umgebenden Gestein von von $860 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ (links) und von $700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ (rechts); in blau: Messwerte nach Trendkorrektur und in rot: resultierende Schwere des Modells

züglich des Maximums (bei 28 m) und die Koordinate mit der halben Schwere kann besser bestimmt werden. Für die folgenden beiden Modelle wird für diese Koordinate 20 m eingesetzt.

Bei Vorerkundungen mit dem Gradiometer in der Magnetik konnte festgestellt werden, dass der Basaltgang nicht exakt in Nord-Süd-Richtung verläuft, sondern mit etwa 10° nach Südosten abweicht. Das Messprofil lag in einem Winkel von 85° zur Nordrichtung. Also ergibt sich ein Winkel zwischen dem Profil und dem vermuteten Verlauf der Anomalie von 85° , was in der Modellierung berücksichtigt wurde.

Modell 1

Für das Modell wird als Dichtedifferenz $860 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ angenommen. Diese Differenz erhält man, wenn die gemessene Dichte des Basalt und die im Protokoll angegebene Dichte des Mergels verglichen wird.

In Abbildung 4.7 ist das Modell im Vergleich zu den trendkorrigierten Werten dargestellt. Man erkennt deutlich, dass östlich des Basaltgangs (bei Profilkordinaten $>30 \text{ m}$) die gefittete Kurve gut zu den Messwerten passt. Westlich des Gangs liegt die erzeugte Kurve mittig zwischen den Werten. Die Differenz zur Kurve liegt teilweise aber nur knapp über dem Fehlerbereich durch die Standardabweichung.

Die Parameter des Modells sind in Tabelle 4.3 dargestellt.

Modell 2

Die Dichtedifferenz ist ein großer Unsicherheitsfaktor, da die Dichte des umgebenden Gesteins nur grob geschätzt werden kann und auch die Stichprobe bei der Bestimmung der Dichte des Basalts sehr gering ist. Deshalb wird für dieses Modell eine andere Dichtedifferenz ($\Delta\rho = 700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$) verwendet. Die anderen Parameter werden nicht verändert.

Bei der Betrachtung des Verlaufs der Modellkurve in Abbildung 4.7 fallen keine Unterschiede zu Modell 1 auf. Das macht deutlich, dass für das Modellierungsprogramm nur das Produkt $R^2 \Delta\rho$ von Bedeutung ist. Jede Kombination von Radius und Dichte liefert dasselbe Ergebnis im Schaubild.

In Tabelle 4.3 wird deutlich, dass sich die berechneten Parameter nur in der Tiefe des Basaltgangs unterscheiden.

Aus dem Produkt von Dichtekontrast und dem quadrierten Radius kann auch der Radius des Basaltgangs berechnet werden.

Für Modell 1 ergibt sich ein Radius von $R_1 = 4.9 \text{ m} \pm 0.97 \text{ m}$ und für Modell 2 $R_2 = 5.4 \text{ m} \pm 0.93 \text{ m}$.

Eine Verringerung des Dichtekontrastes verursacht eine geringere Tiefe und einen erhöhten Durchmesser der Anomalie.

Tabelle 4.3.: Vergleich der Modellparameter des zylindrischen Basaltgangs mit dem Dichtekontrast $\Delta\rho$, der Tiefe der Oberkante t , dem Produkt aus Dichtekontrast und dem quadrierten Radius $R^2 \Delta\rho$, der Masse der Anomalie M und der Standardabweichung des Residuums δg

Modell	$\Delta\rho / \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$	t / m	$R^2 \Delta\rho / \frac{\text{kg}}{\text{m}}$	M / kg	$\delta g \text{ mGal}$
1	860	3.13 ± 0.64	20412 ± 3782	64125 ± 11880	0.022
2	700	2.60 ± 0.71	20412 ± 3782	64125 ± 11880	0.022
3	700	1.92 ± 0.66	18055 ± 3312	56731 ± 10404	0.022

Modell 3

Für dieses Modell wird nun die Koordinate des halben Schweremaximums leicht verändert. Nimmt man ein breiteres Maximum an, so steigt die, im Programm angegebene Standardabweichung. Deshalb wird die Profilkordinate stattdessen um 1 m erhöht, sodass sie damit 21 m beträgt. Der Winkel zwischen Profil und Gang wird bei 85° belassen und es wird ein Dichtekontrast von $700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ angegeben.

Damit ergibt sich ein Radius für den Basaltgang von etwa 5 m.

Das Maximum der berechneten Schwere ist schmäler, als in den anderen beiden Modellen und es ist größer.

Wird auch für dieses Modell die Dichtedifferenz auf $860 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ erhöht, so verringert sich der Radius auf $4.6 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$. In diesem Modell würde sich der Basaltgang 2.4 m unter der Erdoberfläche befinden.

Bei allen drei Modellen ist die Standardabweichung kleiner, als die der Wiederholungsmessung. Die Modelle sind also durchaus mögliche Abbildungen der Realität.

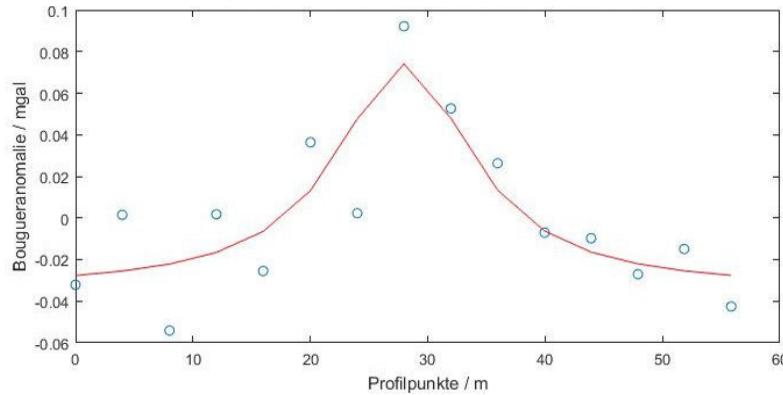


Abbildung 4.8.: Modell (3) eines zylindrischen Basaltgangs mit Dichtekontrast von $860 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ zum umgebenden Gestein und Verlauf in Nord-Süd-Richtung; in blau: Messwerte nach Trendkorrektur und in rot: resultierende Schwere des Modells

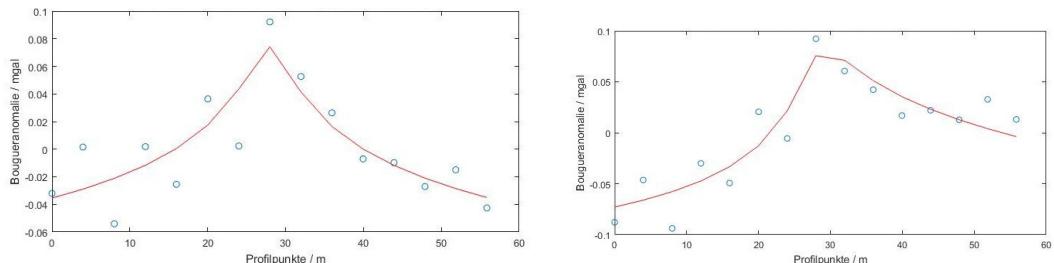


Abbildung 4.9.: Spaltenintrusion: Modell 1 links und Modell 2 rechts; in blau: Messwerte (bei Modell 1 nach Trendkorrektur) und in rot: resultierende Schwere des Modells

4.3.2. Spaltenintrusion

Bei der Modellierung einer Spaltenintrusion können einige Parameter frei gewählt werden. Dadurch können auch hier unendlich viele Modelle gefunden werden. Es werden zusätzliche Informationen zu Rate gezogen, um die Parameter besser abzuschätzen.

In der Geoelektrik konnte mit der Tomographie ein Modell erstellt werden, das schon in wenigen Dezimeter Tiefe Gestein mit erhöhtem spezifischen Widerstand enthält. Auch bei einer Grabung wurden schon ab einem halben Meter Tiefe basaltische Gesteinsfragmente entdeckt. Deswegen wird der Abstand zwischen Erdoberfläche und Anomalie auf höchstens 2 m geschätzt.

In dem geoelektrischen Modell ist die Ausdehnung der Basaltanomalie in vertikaler Richtung größer als 9 m.

Für alle Modelle wird 28 m als Koordinate mit den höchsten Schwerewerten gewählt und der Winkel zwischen Anomalie auf 85° festgesetzt.

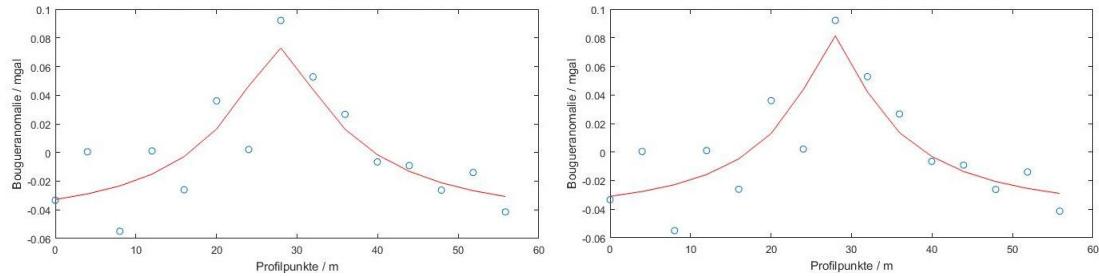


Abbildung 4.10.: Spaltenintrusion: Modell 3 links und Modell 4 rechts; in blau: Messwerte nach Trendkorrektur und in rot: resultierende Schwere des Modells

Modell 1

Für Modell 1 wurde eine Höhe der Intrusion von 200 m eingesetzt. Es wird angenommen, dass die Anomalie vertikal verläuft, also unter einem Winkel von 90° einfällt. Dafür wurde der lineare Trend entfernt. Als Tiefe t der Oberkante der Anomalie wird 1 m angegeben, was gut mit den Seismik-Messwerten ($0.58 \text{ m} < t < 0.86 \text{ m}$) und den Magnetik-Messwerten ($1 \text{ m} < t < 2 \text{ m}$) zusammenpasst. Für größere Tiefen ergeben sich größere Fehler.

Für dieses Modell wird durch die große Ausdehnung der Intrusion die größte Störmasse ermittelt. Die Breite wird in Tabelle 4.4 mit etwa 3.8 m angegeben. In Abbildung 4.9 wird deutlich, dass die Schwere bei einer erhöhten Tiefenausstreckung flacher abfällt, als bei den anderen Modellen.

Modell 2

Die Parameter dieses Modells unterscheiden sich nur leicht zu Modell 1. Hier wird der Trend nicht entfernt aber dafür das Einfallen der Anomalie geändert. Die kleinsten Fehler ergeben sich für ein Einfallen nach Westen unter einem Winkel von 60° zur Erdoberfläche. Durch das Einfallen verändert sich die, als Parameter eingegebene, Tiefe der Anomalie. Deshalb wird für die Tiefe 1.5 m angegeben, da die resultierende Tiefe sonst negativ wäre. In Tabelle 4.4 sind die Parameter des Modells aufgelistet. Die Breite der Anomalie beträgt etwa 4.8 m und die Anomalie ist schon in einer Tiefe von ungefähr 29 cm zu finden.

Modell 3

Die Höhe der Intrusion beträgt in diesem Modell 20 m. Bei einem Dichtekontrast $\Delta\rho = 860 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$ ergibt sich der in Abbildung 4.10 dargestellte Verlauf der Schwereanomalie. Die Breite der Anomalie beträgt $5.27 \pm 0.96 \text{ m}$ (Tabelle 4.4). Verringert

man den Dichtekontrast auf $700 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$, dann ist die Anomalie $6.48 \pm 1.18 \text{ m}$ breit. Der Verlauf der Schwereanomalie ist in Abbildung 4.10 dargestellt.

Modell 4

Für Modell 4 werden dieselben Parameter verwendet, wie für Modell 3. Es wird nur die Tiefe der Oberkante auf 1 m verringert.

Die Breite von Modell 4 wird in Tabelle 4.4 mit etwa 4.67 m angegeben.

Beim Vergleich der Diagramme von Modell 3 und 4 in Abbildung 4.10 wird deutlich, dass eine Anomalie, die sich näher an der Oberfläche befindet, ein höheres und schmales Maximum aufweist.

Tabelle 4.4.: Vergleich der Modellparameter der Spaltenintrusion mit dem Dichtekontrast $\Delta \rho$, der Tiefe der Oberkante t , dem Produkt aus Dichtekontrast und Breite $b \Delta \rho$, der Breite b , der Masse der Anomalie M und der Standardabweichung des Residuums δg

Modell	$\Delta \rho / \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$	t / m	$b \Delta \rho / \frac{\text{kg}}{\text{m}}$	b / m	$M / 10^3 \text{kg}$	$\delta g \text{ mGal}$
1	860	1	3225 ± 581	3.75 ± 0.68	645.0 ± 116.1	0.022
2	860	0.288 ± 0.148	4169 ± 507.4	4.85 ± 0.59	834 ± 101	0.022
3	860	2	4535 ± 825	5.27 ± 0.96	90.7 ± 16.5	0.022
4	860	1	4014 ± 700.4	4.67 ± 0.81	80.3 ± 14.0	0.022

5. Fehlerdiskussion

Gravimetrische Messungen gehören zu den sensibelsten Messungen, die in der Geophysik gemacht werden können, da minimale Änderungen gemessen werden. Für die durchgeführte Messung werden Fehler im 10^{-5} Gal-Bereich erwartet.

Durch diese hohe Genauigkeit können schon Temperatur und Luftdruckschwankungen zu fehlerbehafteten Messungen führen.

Luftdruckschwankungen werden für diesen Versuch nicht betrachtet, da sich das Wetter während des Messtages kaum änderte.

5.1. Messung

Um den Einfluss der Temperatur auf die Feder zu verringern, wird das Messgerät konstant bei ungefähr 50°C gehalten. Bei dieser Temperatur heben sich die Längenänderung der Feder durch den materialabhängigen Ausdehnungskoeffizienten und der Einfluss der Temperatur auf die Federkonstante in guter Näherung gerade auf. Ein systematischer Fehler wäre zu erwarten, falls die Regelung der Temperatur im Messgerät nicht erfolgt, aber davon soll in diesen Versuch nicht ausgegangen werden.

Trotzdem ist darauf zu achten, dass die Messgeräte nicht direkt durch die Sonne bestrahlt werden, da sonst die Anzeige der Libellen beeinflusst wird. Die Libellen sind unter der Oberseite des Gehäuses befestigt. Durch ungleichmäßige Erwärmung der Oberfläche ist eine ortsabhängige Ausdehnung der Libellen zu erwarten, die eine Horizontierung des Gerätes unmöglich macht. Da sich die Gravimeter fast durchgängig im Schatten befanden, ist auch dieser Effekt sehr gering.

Die Horizontierung selbst bietet eine großes Fehlerpotential, falls unsauber gearbeitet wird. So hat eine Abweichung von 1° schon einen Einfluss im mGal-Bereich. Die Messungen erfolgten im Gras, was die Horizontierung erschwerte. Denn durch den weichen Boden konnte das Stativ leicht einsinken und man muss dadurch mit einem größeren Fehler rechnen.

In der Annahme, dass sich bei allen Messungen die Libelle nicht mehr als einen Strich

auf der Skala verschoben hat, wird von einem maximalen Fehler von $\delta g_{Horiz} = \frac{g_{abs}}{2} \alpha^2 = 10 \mu\text{Gal}$ für die Horizontierung ausgegangen. Dies entspricht einer maximalen Abweichung des Messgeräts von weniger als $\alpha = \frac{1}{100}^\circ$ aus der Horizontalen. Zusätzlich konnte bei den Messungen beobachtet werden, dass die Messnadel durch Positionsänderungen der Personen in nächster Umgebung leicht ausschlug. Der resultierende Fehler wird aber nur auf $\delta g_{Beweg} = 1 \mu\text{Gal}$ geschätzt.

Die Ablesung der Messung konnte nur bis zu einer Genauigkeit von $\delta g_{Abl} = \text{Eichfaktor} \cdot 0.005 Skt = 5 \mu\text{Gal}$ erfolgen, da 0.005 Skalenteile (Skt) dem halben Abstand der kleinsten Ableseskala entsprechen.

Wie in der Versuchsdurchführung beschrieben ist, wurde die Höhe des Gravimeters relativ zu dem Messpflock mit einem Maßstab ermittelt. Die Unsicherheit beträgt durch die Skalierung und die Messmethode $\delta h = 1 \text{ mm}$. Mit Gleichung 2.11 ergibt sich dadurch $\delta g_H = 0.3 \mu\text{Gal}$. Dass das Gravimeter nicht genau auf dem Messpunkt steht, kann vernachlässigt werden, da der Einfluss zu gering ist.

Der "tote Gang" des Messinstruments hat bei den durchgeführten Messungen keinen Einfluss, da die Spindel bei der Einstellung der Horizontalen immer in dieselbe Richtung gedreht wurde.

Bei der Gezeitenreduktion wurden die Korrekturen aus einem Graph ausgelesen. Dadurch ist ein Ablesefehler von $\delta g_{Gez} = 2.5 \mu\text{Gal}$ möglich, der durch die Skala des Graphen zustande kommt. Der Einfluss der Uhrzeit ist sehr gering, da mit zwei zeitlich abgestimmten Uhren gemessen wurde, die mit der MESZ abgeglichen waren.

Aus den angegebenen Unsicherheiten kann der Fehler auf die Messung insgesamt bestimmt werden:

$$\delta g_{Messung} = \delta g_{Horiz} + \delta g_{Beweg} + \delta g_{Abl} + \delta g_H + \delta g_{Gez} = 18.5 \mu\text{Gal} \quad (5.1)$$

Die Horizontierung macht dabei mehr als die Hälfte des Messfehlers aus. Eventuell war der Fehler pessimistisch geschätzt, doch er kann nicht ausgeschlossen werden. Damit wird die Vorgabe, dass sich die Schwere bei zwei aufeinanderfolgenden Messungen nicht um mehr als $10 \mu\text{Gal}$ voneinander unterscheiden soll, nicht erfüllt. Insgesamt entspricht der Messfehler damit mehr als 10% der gemessenen Anomalie. Damit ist die Aussagekraft der Messwerte eingeschränkt.

Auch bei der Vermessung muss von Messungenauigkeiten ausgegangen werden. Die Unsicherheiten der Tachymettermessung sind aber recht gering. So beträgt der Fehler der Winkelmessung $1.8 \cdot 10^{-3}^\circ$. Der Fehler der Distanzmessung ergibt sich aus dem Messwert, multipliziert mit 10^{-6} . Der Fehler der Höhe berechnet sich aus diesen beiden Unsicherheiten durch die Größtfehlerabschätzung. Da er aber geringer ist,

als die Höhenbestimmung mit dem Maßstab, fällt er nicht weiter ins Gewicht. Die GNSS-Messungen haben zwar keinen direkten Einfluss auf die gravimetrische Messung, aber da deren Messergebnisse in der Auswertung verwendet werden, soll der Fehler trotzdem diskutiert werden. Ein großes Problem der Positionsbestimmung mit Satelliten ist die Abschattung, die verhindert, dass Satellitensignale empfangen werden. Direkt auf dem Feld gab es dadurch keinen Einfluss. Aber da sich einige Messpunkte direkt unter Bäumen befanden, war das Signal dort schwächer, bzw. an einem Messpunkt konnte überhaupt keine Messung durchgeführt werden. Doch solange Satellitensignale empfangen werden, kann für die Unsicherheit die messgerätabhängige Genauigkeit angenommen werden, die in Westerhaus (2016b) angegeben ist. Die Gauß-Krüger-Koordinaten weisen dadurch eine Unsicherheit von $\Delta L_H = \Delta L_R = 1.5 \text{ cm}$ auf und für die Höhe gilt $\Delta h = 3 \text{ cm}$. Ein Einfluss des so genannten "Nordlochs", das in mittleren nördlichen Breiten durch die Bahnkurve der Satelliten zustande kommt, wird als gering eingeschätzt. Denn die Abschattung im Süden war meist gering und auch im Norden gab es wenige Hindernisse, die Mehrwegeeffekte hervorrufen könnten.

Eine weitere Fehlerquelle konnte durch das Messobjekt selbst nicht ausgeschlossen werden. So reagiert die Feder auf Magnetfelder und wird deswegen immer in die gleiche Richtung ausgerichtet. Im Magnetik-Versuch konnte jedoch gezeigt werden, dass der Basaltgang das Erdmagnetfeld verändert. Es ist dadurch nicht auszuschließen, dass die erhaltenen Messwerte auch durch den magnetischen Einfluss auf die Feder entstanden sind. Um diesen Einfluss quantitativ zu erfassen, müsste zusätzlich im Labor die Schweren in Abhängigkeit verschiedener Magnetfelder gemessen werden.

5.2. Auswertung

Um beide Gravimeter miteinander vergleichen zu können, wurde der erste Messpunkt von beiden Geräten gemessen und damit der Offset bestimmt. Sind nun bei dieser Messung Messfehler aufgetreten, so sind die Werte der beiden Geräten versetzt. Genau das scheint bei den ersten 4 Messungen der jeweiligen Geräte der Fall zu sein. Da die meisten Abweichungen aber noch innerhalb des Bereich der Messfehler liegen und der Verlauf für die weiteren Messpunkt besser passt, wird diese Fehlerquelle nicht weiter berücksichtigt.

Bis auf die Geländereduktion kann für jede Reduktion ein Fehler durch lineare Fehlerfortpflanzung angegeben werden. Es wird keine Gaußsche Fehlerfortpflanzung verwendet, da es sich um Einzelmessungen handelt die statistisch schlecht ausgewertet

werden können. Ausnahme dabei ist die Driftkorrektur.

Der Abstand zwischen den Punkten des DGM-Gitters, das für die Geländereduktion verwendet wurde, beträgt 1 m. Dadurch tritt trotz hoher Genauigkeit der Koordinaten ein Fehler für die Werte des Geländemodells auf. Auch die Verwendung von einer durchschnittlichen Dichte ($2.67 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$) führt zu Ungenauigkeiten in der Berechnung. Zum Beispiel der Hohenstoffel befindet sich innerhalb des Integrationsradius und weist eine viel höhere Dichte auf, als der Geschiebemergel und Juranagelfluh. Durch weitere Messungen (Dichte, besseres Geländemodell) könnten diese systematischen Fehler aus den Daten entfernt werden.

Die Unsicherheit δg_{Niv} , die durch die Berechnung der Niveaukorrektur auftritt, ergibt sich durch Gleichung (5.2).

$$\delta g_{Niv} = \left| -0.3086 \frac{\text{mGal}}{\text{m}} \cdot \delta h \right| = 0.3 \mu\text{Gal} \quad (5.2)$$

Der Vertikalgradient wird dabei als konstant angenommen, was mit zusätzlichen Messungen überprüft werden sollte. Trotzdem ist der Einfluss der Niveaukorrektur allgemein sehr klein, sodass diese Unsicherheit vernachlässigt werden kann.

Bei der Bougerplattenreduktion muss eine Dichte für das umgebende Gestein angenommen werden. Die Unsicherheit $\delta\rho$ ist mit $0.5 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ sehr groß. Wird zusätzlich noch der Fehler der Höhenbestimmung der Punkte berücksichtigt, kann δg_{Bou} für jeden Messpunkt i berechnet werden.

$$\delta g_{Bou} = 2\pi \rho G \cdot \delta h + 2\pi h_i G \cdot \delta\rho \quad (5.3)$$

Da ohne weitere Messungen keine genauen Angaben über die Dichte gemacht werden können, soll dieser systematische Anteil des Fehlers nicht berücksichtigt werden. Der Fehler durch die Bougerreduktion wird dadurch mit $\delta g_{Bou} = 2\pi \rho G \cdot \delta h = 0.09 \mu\text{Gal}$ ausgedrückt.

Bei der Breitenreduktion spielt die Genauigkeit des Hochwerts eine Rolle, der von der GNSS-Messung und der Tachymetrie abhängig ist. Da die Ungenauigkeit der Positionsbestimmung mit GNSS im Vergleich zur Distanzbestimmung der Tachymetrie sehr groß ist, soll nur dieser Fehler betrachtet werden. Damit ist $\delta L_H = 1.5 \text{ cm}$. Der Fehler der Breitenreduktion entspricht dadurch $\delta g_{Breite} = 0.01 \mu\text{Gal}$.

Da bei der Trendkorrektur sowohl Hochwert, als auch Rechtswert in die Berech-

nung mit eingehen, ist die Unsicherheit δg_{Trend} gerade doppelt so groß, wie bei der Breitenreduktion. Das heißt, $\delta g_{Breite} = 0.02 \mu\text{Gal}$.

Zusätzlich tritt ein systematischer Fehler auf, der aus der verwendeten Schwereanomalienkarte hervorgeht. Eher lokale Dichtevariationen sind in dieser Karte nicht berücksichtigt.

Insgesamt wird deutlich, dass die Fehler der Reduktionen im Vergleich zu den Messfehlern sehr klein sind. Insgesamt ergibt sich durch die Reduktion nur ein Fehler von $\delta g_{Reduktion} = 0.42 \mu\text{Gal}$ zusätzlich zu dem Fehler auf den Messwerten, solange keine systematischen Fehler betrachtet werden. Diese Fehler fallen im Gegensatz zu den Messfehlern nicht ins Gewicht.

Eine alternative Betrachtung der Messfehler ist mit den Wiederholungsmessungen möglich. Die Differenz beider Messwerte sollte an gleichen Messpunkten nach der Gezeitenkorrektur 0 sein. Die Abweichungen davon ergeben sich durch den Drift, aber auch durch die Fehler, die während der Messung auftreten. Wird die Standardabweichung der Differenzen der einzelnen Messpunkte gebildet, so enthält diese die Messfehler, aber auch weitere Effekte, wie Temperatur oder Luftdruck.

Die Standardabweichung wird, wie in der Handreichung Nr. 3 (Westerhaus (2016b)) vorgeschlagen, mit den Differenzen der Messungen ($\Delta g_i = \Delta g_{i,1} - \Delta g_{i,2}$) und dem Mittelwert der Differenzen $\bar{\Delta g}$ berechnet:

$$\delta g_{std} = \sqrt{\frac{\sum_i (\Delta g_i - \bar{\Delta g})^2}{n - 1}} = 0.02585 \text{ mGal} \quad (5.4)$$

Die Berechnungen zu diesem Ergebnis sind im Anhang (Tabelle A.1) aufgeführt. Der Fehler, der sich durch die Standardabweichung ergibt, ist um ca. 7 μGal größer, als der oben angegebene. Da δg_{std} auch weitere zufällige Einflüsse enthält, ist die obige Schätzung nicht abwegig. Trotzdem wird in der Modellierung von δg_{std} ausgegangen.

Für die Modellierungen, in denen eine zylindrische Anomalie angenommen wird, muss die Profilkordinate abgeschätzt werden, an der die Schwere die Hälfte des Maximums beträgt. Die genaue Profilkordinate kann um 2 m von der angegebenen abweichen, da die Ablesung aus dem Diagramm mit den diskreten Werten nicht eindeutig ist. Als Parameter wird deswegen die Profilkordinate angegeben, bei denen die geringsten Fehler auftreten.

Mit dem Matlab-Skript wird das Produkt aus Dichtedifferenz und dem quadrierten Radius angegeben. Der Fehler für den Radius δr selbst ergibt sich durch Größtfeh-

lerabschätzung:

$$\delta r = \frac{1}{2} \left(\left| \sqrt{\frac{\Delta\rho}{R^2 \Delta\rho}} \frac{1}{\Delta\rho} \right| \delta(R^2 \Delta\rho) + \left| -\sqrt{\frac{\Delta\rho}{R^2 \Delta\rho}} \frac{R^2 \Delta\rho}{\Delta\rho^2} \right| \delta\Delta\rho \right) \quad (5.5)$$

$$= \frac{1}{2} \sqrt{\frac{1}{R^2}} \left(\frac{1}{\Delta\rho} \delta(R^2 \Delta\rho) + \frac{R^2}{\Delta\rho} \delta\Delta\rho \right) \quad (5.6)$$

Die Fehler von $R^2 \Delta\rho$ sind in Tabelle 4.3 angegeben und können in die Formel eingesetzt werden. Der maximale Fehler auf die Dichtedifferenz beträgt durch die ungenauen Angaben für das umgebende Gestein $\delta\Delta\rho = 0.9 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$. Damit kann der in der Auswertung angegebene Fehler bestimmt werden.

6. Interpretation

Die Messergebnisse zeigen eindeutig, dass sich unter der Mitte des Profils eine Anomalie befindet. Diese Anomalie muss eine höhere Dichte aufweisen, als das umgebende Gestein (4.6).

Da etwa 100 m nördlich des Messprofils ein Aufschluss eines Basalts angetroffen wurde, kann vermutet werden, dass die Basaltanomalie unter der Erdoberfläche ihren Verlauf fortsetzt. Da auch mit der Magnetik und der Geoelektrik eine Anomalie in diesem Bereich gemessen wurde, scheint diese Annahme sehr wahrscheinlich. Auch Wall, Kontny und Vahle (2004) gehen davon aus, dass der Basaltgang nach dem Aufschluss weitere 450 m in Richtung Süden verläuft.

Durch die Mehrdeutigkeit kommen mehrere Modelle für die Anomalie infrage.

In der Auswertung für eine Spaltenintrusion wurde angenommen, dass sich die Anomalie 2 m unter der Erdoberfläche befindet, obwohl schon in etwa 50 cm Tiefe einzelne Basaltfragmente anzutreffen waren. Die getroffene Entscheidung ist dennoch plausibel, da der Basaltgang ungefähr 12.5 Millionen Jahre alt ist (vgl. Schreiner (2008)). In dieser Zeit entstand der Hohenstoffel, mit dessen Entstehung auch der Basaltgang zusammenhängt. Im Laufe der Zeit ist es gut möglich, dass der Basalt an den Rändern der Anomalie verwittert ist und nur noch in der Mitte fester Basalt zu finden ist. Die gefundenen Basaltstücke könnten Überreste dieser äußeren Schicht sein, während der Grund für die eigentliche Schwereanomalie tiefer liegt.

Sowohl Modelle für eine Spaltenintrusion, als auch für einen Basaltgang scheinen sinnvoll.

In Wall, Kontny und Vahle (2004) wird die Anomalie als Intrusion beschrieben. Deshalb werden diese Modelle bevorzugt. Aber betrachtet man nur die Ergebnisse der Messung, so sind die Modelle gleichwertig.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass der Trend, der in den Messdaten vorhanden ist, durch die Anomalie erzeugt wird. Da jedoch bei der Geoelektrik auch Unterschiede zwischen dem Untergrund westlich und östlich des Basaltgangs gemessen wurden, erscheint ein zusätzlicher Trend durch regionale Strukturen unwahrscheinlich. Somit ist durchaus denkbar, dass die Struktur des Basaltgangs geneigt ist.

Zu diesem Modell passt auch die Beobachtung, dass bei einer Grabung schon erste

Basaltstücke ab einer Tiefe von ungefähr 50 cm gefunden werden können. In Modell 2 ist der minimale Abstand 30 cm kleiner. Dieser ist jedoch nicht bei der Profilkordinate des maximalen Schwerewertes zu finden, da die Anomalie gekippt ist. Damit hätte die Intrusion eine Breite von 4.85 m. An dem Aufschluss beträgt die Dicke des Basaltgangs nach Wall, Kontny und Vahle (2004) 16 m. Es ist denkbar, dass die Dicke des Basaltgangs im Verlauf leicht abnimmt. Möglich ist aber auch, dass diese 16 m die verwitterten Anteile des Gangs beinhalten, die einen geringeren Einfluss auf die Schwere haben. Trotzdem erscheint die Differenz sehr groß. Vor allem wird auch mit der Tomographie in der Geoelektrik eine Breite des Basaltgangs von mehr als 5 m angenommen.

Modell 1 der Spaltenintrusion hat noch eine geringere Breite und ist daher noch unwahrscheinlicher. Bei Modell 3 und 4 wird das Problem der Inversion besonders deutlich. Die Modellierungen zeigen, dass die Höhe der Anomalie einen geringen Einfluss auf die Messwerte hat. Selbst durch eine Veränderung um eine Zehnerpotenz, verändert sich der berechnete Schwereverlauf nur leicht.

Eine Aussage über die Höhe kann dadurch nicht getroffen werden. Mit Blick auf die Literatur (Wall, Kontny und Vahle (2004)), die durch die geologischen Bedingungen eine Höhe von 200 m vorschlagen, ist das zweite Modell der Spaltenintrusion am wahrscheinlichsten.

Die Anomalie aus der Geoelektrik konnte nicht gemessen werden. Dazu ist der Einfluss einer kleinräumigen Anomalie im Vergleich zu der Größe des Basaltgangs zu gering.

Die Dichtedifferenz zwischen Basalt und dem umgebenden Gestein kann nicht genau angegeben werden. Dadurch sind Änderungen der Parameter möglich. Mit einer zusätzlichen Messung der Dichte von dem Geschiebemergel könnte eine bessere Aussage über die Geometrie des Basaltgangs getroffen werden. Die bestimmte Dichte der Basaltproben passt gut zu dem Literaturwert aus Berckhemer (1990), der eine Dichte von $2.9 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ vorschlägt.

7. Zusammenfassung

Durch die Gravimetriemessung konnte die Lage des Basaltgangs bestimmt werden, die sich auf Profilkoordinate 25 m des D1-D2-Profil befindet. Die maximal gemessene Schweredifferenz auf dem Profil beträgt $173\mu\text{Gal} \pm 25\mu\text{Gal}$.

Mit der Dichtemessung kann für den angetroffenen Basalt eine Dichte von $\rho_{Basalt} = 2.96 \pm 0.04 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ angegeben werden. Mit dem gemittelten Wert aus der Literatur für Geschiebemergel ergibt sich dadurch ein Dichtekontrast von $0.86 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ zwischen Anomalie und dem umgebenden Gestein, der die Schwereanomalie verursacht.

Damit konnten zwei der gesetzten Ziele erreicht werden.

Die kleinräumige Anomalie, die mit der Geoelektrik gemessen wurde, konnte nicht bestätigt werden.

Aussagen über die Geometrie des Basaltgangs sind jedoch durch die Inversion der Messdaten schwerer zu treffen. Durch die Messungen ist es nicht möglich zu entscheiden, ob es sich bei der Anomalie um eine Spaltenintrusion oder einen horizontalen Basaltgang handelt.

Nur durch zusätzliche Informationen aus der Literatur kann das Modell einer nach Westen einfallenden Spaltenintrusion zugeordnet werden. Der Winkel zwischen Anomalie und Erdoberfläche beträgt dabei 60° . Die Anomalie befindet sich tiefer $29 \pm 15\text{ cm}$ im Untergrund.

Literatur

- Bartlakowski et al, J. (2014). »Geophysikalische Laborübung 2014«.
- Berardino, P. u. a. (2002). »A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms«. In: *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 40.11, S. 2375–2383.
- Berckhemer, H. (1990). *Grundlagen der Geophysik*. ger. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft, VII, 201 S. ISBN: 3-534-03974-2 ; 978-3-534-03974-6.
- Bohlen, T. (2014). »Vorlesung: Einführung in die Geophysik 1«. WS 2014/15.
- Forbriger, T. e. a. (2014). »Skriptum zu den Geophysikalischen Geländeübung 2016«.
- Heck, B. (2016). »Figur und Schwerefeld der Erde, SS 2016«. Vorlesung des Geodätischen Instituts am KIT.
- Kobranova, V. N. (1989). *Petrophysics*. Aus d. Russ. übers. Moscow: Mir Publ. ISBN: 3-540-51524-0; 0-387-51524-0.
- Mayer, M. (2016). »Positionsbestimmung mit GNSS, SS 2016«. Vorlesung des Geodätischen Instituts am KIT.
- Rösch, N. (2015). »Vermessungskunde, SS 2015«. Vorlesung des Geodätischen Instituts am KIT.
- Schreiner, A. (2008). *Hegau und westlicher Bodensee*. 3. bericht. Aufl. Sammlung geologischer Führer ; Bd. 62. Berlin: Borntraeger. ISBN: 978-3-443-15083-9.
- Wall, H. de, A. Kontny und C. Vahle (2004). »Magnetic susceptibility zonation of the melilititic Riedheim dyke (Hegau volcanic field, Germany): evidence for multiple magma pulses?« In: *Journal of volcanology and geothermal research* 131.1, S. 143–163.
- Westerhaus, M. (2016a). »Figur und Schwerefeld der Erde - Gravimetrie, SS 2016«. Vorlesung des Geodätischen Instituts am KIT.
- (2016b). »Hilfreiche Handreichungen«. In: für die Geophysikalische Geländeübung SS2016 zur Verfügung gestellt.

A. Anhang

A.1. Diagramm für die Gezeitenreduktion

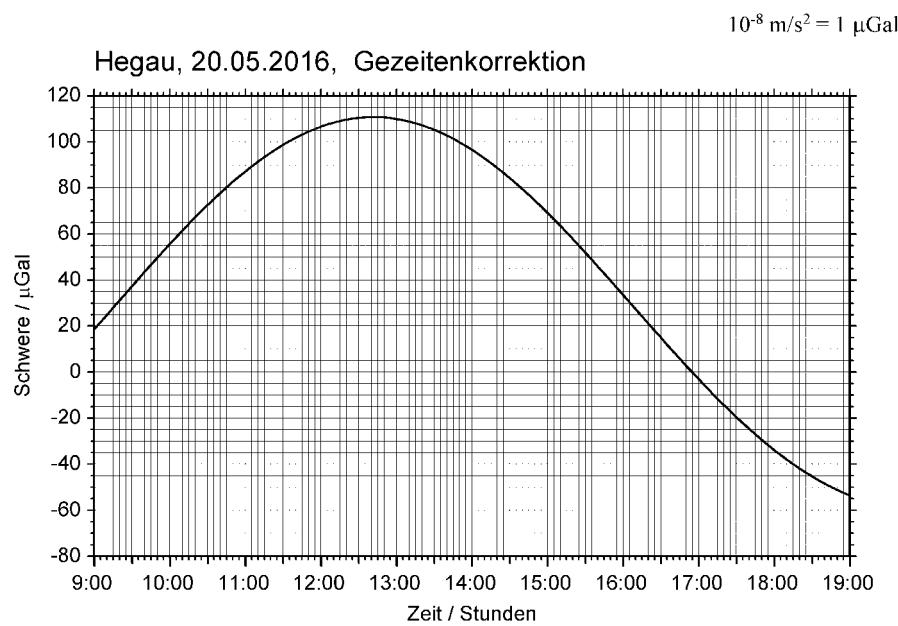


Abbildung A.1.: Diagramm zur Reduktion der gravitativen Einflüsse, von Malte Westerhaus (Geodätisches Institut, KIT) zur Verfügung gestellt

A.2. Berechnung der Standardabweichung aus den Doppelmessungen

Tabelle A.1.: Berechnung der Standardabweichung der Wiederholungsmessungen

Messpunkt	Messwert (MW)1	MW 2	MW 3	MW 4	MW 5	Differenz der Messungen	$(\Delta g_i - \bar{\Delta}g)$	$(\Delta g_i - \bar{\Delta}g)^2$	Mittelwert $\bar{\Delta}g$	
1	0	0,011	0,017	0	0,043		0,043000000	0,045800000	0,002097640	-0,002800000
2	0,052	0,04					0,012000000	0,014800000	0,000219040	
3	-0,026	-0,024					-0,002000000	0,000800000	0,000000640	
4	0,015	0,015					0,000000000	0,002800000	0,000007840	
5	-0,065	-0,055					-0,010000000	-0,007200000	0,000051840	
6	-0,032	-0,014					-0,018000000	-0,015200000	0,000231040	
7	-0,103	-0,127					0,024000000	0,026800000	0,000718240	
8	-0,072	-0,047					-0,025000000	-0,022200000	0,000492840	
9	-0,174	-0,165					-0,009000000	-0,006200000	0,000038440	
10	-0,21	-0,246					0,036000000	0,038800000	0,001505440	
11	-0,309	-0,299					-0,010000000	-0,007200000	0,000051840	
12	-0,34	-0,275	-0,304				-0,065000000	-0,062200000	0,003868840	
13	-0,363	-0,361					-0,002000000	0,000800000	0,000000640	
14	-0,364	-0,359					-0,005000000	-0,002200000	0,000004840	
15	-0,443	-0,432					-0,011000000	-0,008200000	0,000067240	

Mit dieser Berechnung ergibt sich die im Protokoll angegebene Standardabweichung von $\delta g_{std} = 0.025\text{ 85 mGal}$.

Alle Messwerte wurden bezüglich der ersten Messung des ersten Messpunktes angegeben.

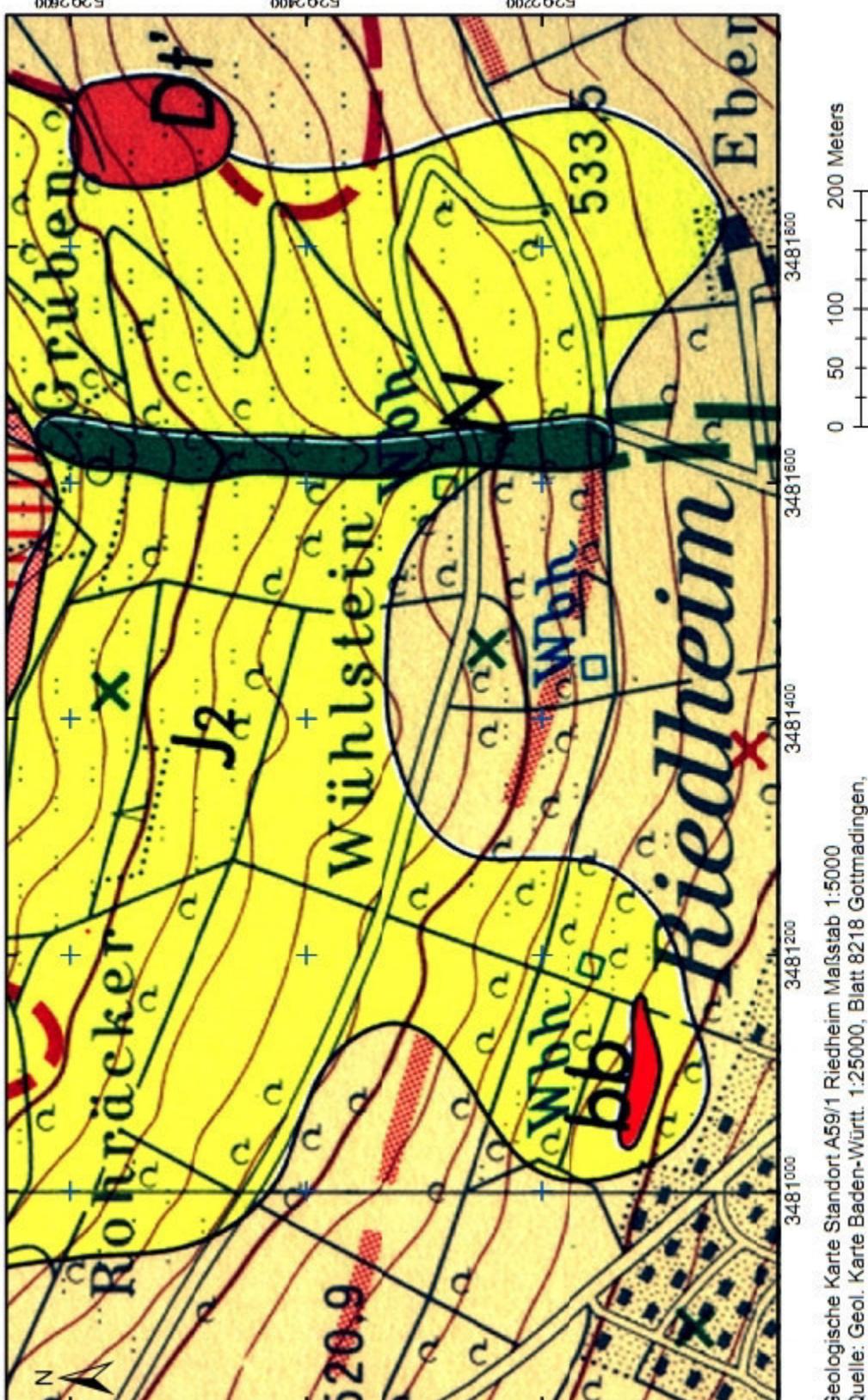
Bei den Messungen, bei denen mehr als zwei Messwerte vorhanden waren, wurde die maximale Differenz zum Weiterrechnen benutzt.

Beim Messpunkt 1 sind die ersten drei Messwerte mit Gerät G 686 und die letzten mit G 156 gemessen worden.

A.3. Reduktionen

Tabelle A.2.: Angabe der Schweren nach den jeweiligen Reduktionen, die in folgender Reihenfolge durchgeführt wurden: Gelände-reduktion Δg_G , Niveaureduktion Δg_N , Bougerplattenreduktion Δg_{Bou} , Breitenreduktion Δg_{Br} und Trendreduktion Δg_T

x / m	nach $\Delta g_G / \text{mGal}$	nach $\Delta g_N / \text{mGal}$	nach $\Delta g_{Bou} / \text{mGal}$	nach $\Delta g_{Br} / \text{mGal}$	nach $\Delta g_T / \text{mGal}$	Bougeranomalie / mGal
0	0,723	0,723	0,723	0,723	0,723	0
3,977	0,745	0,7697	0,7627	0,7625	0,7645	0,04153
8,006	0,6858	0,7247	0,7136	0,7132	0,7170	-0,00603
11,995	0,7115	0,8014	0,7758	0,7751	0,7808	0,05780
15,982	0,6478	0,7977	0,7550	0,7539	0,7615	0,03848
20,016	0,67	0,8844	0,8234	0,8220	0,8314	0,10839
24,001	0,5908	0,8772	0,7957	0,7940	0,8052	0,08223
27,978	0,631	0,9959	0,8920	0,8900	0,9030	0,18005
31,978	0,5333	0,9885	0,8588	0,8566	0,8715	0,14846
35,952	0,4595	0,9901	0,8390	0,8364	0,8531	0,13007
39,956	0,3968	0,9774	0,8121	0,8092	0,8277	0,10471
43,92	0,3807	0,9888	0,8156	0,8125	0,8329	0,10988
47,91	0,3398	0,9899	0,8048	0,8013	0,8236	0,10055
51,851	0,326	1,0219	0,8237	0,8197	0,8435	0,12051
55,854	0,2683	1,0158	0,8029	0,7985	0,8239	0,10087

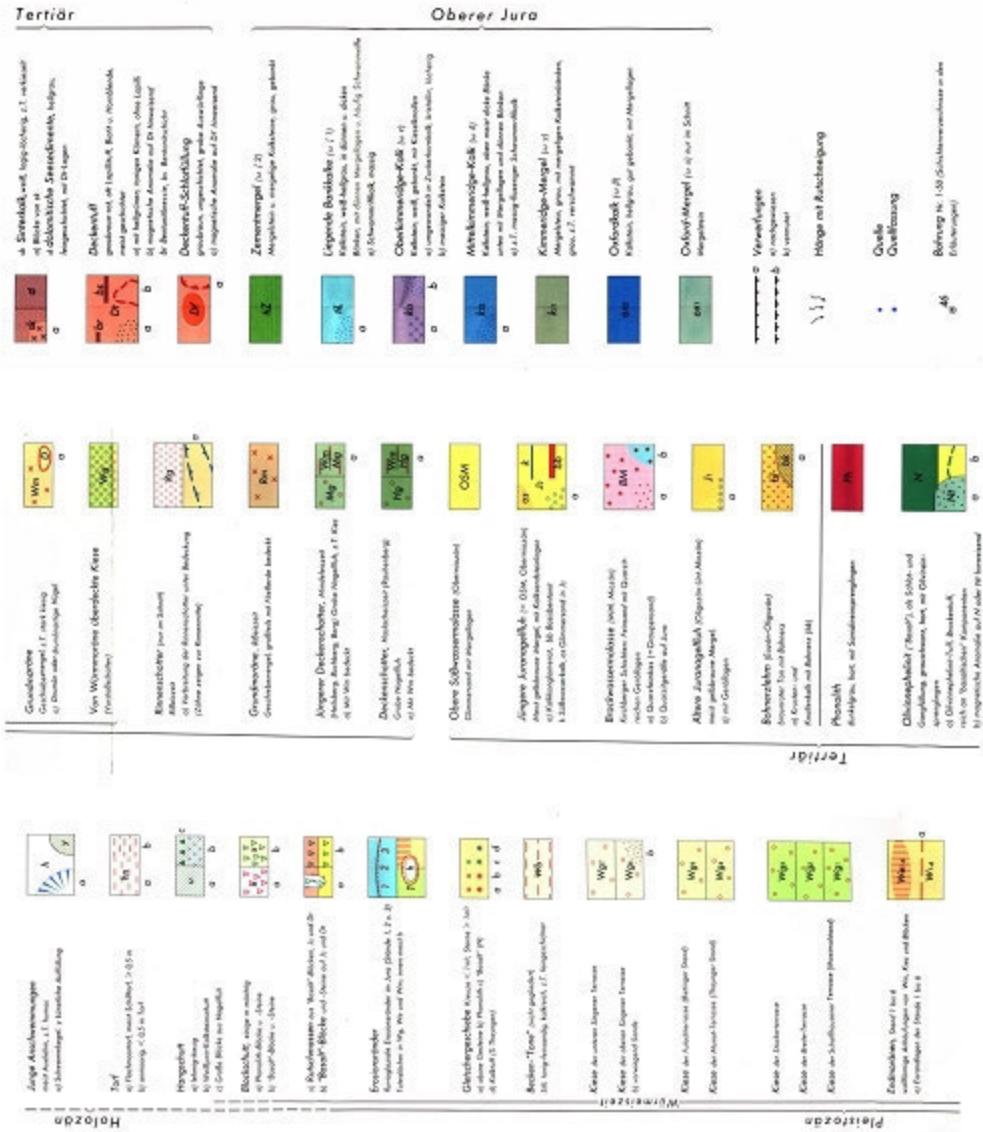
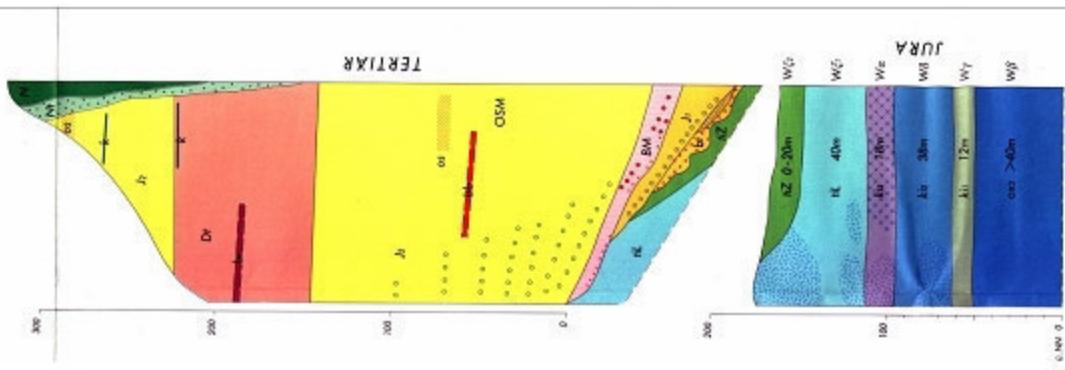


Farben- und Zeichenerklärung

Die nachstehenden Farben und Zeichen beziehen sich auf den in Aufschlüssen zugefundenen, in der Regel von Bodenbildungen bedeckten geologischen Untergrund.

Tertiär

Schichtenfolge
1:2500
(ohne Quaräär und
ohne jüngere Deckentüfle)



Page I

Tachymetrie mit elektronischem Tachymeter TC 500

Tag: 20.5.16 Beobachter/Gruppe:

Instrument:

Lage II

Tachymetrie mit elektronischem Tachymeter TC 500

Tag: 20.5.16 Beobachter/Gruppe:

Instrument:

Gravimetermessung mit LaCoste-Romberg-Gravimeter

Aufgabe: Riedheim
Tag: 2. Okt. 1966
Beobachter: (Festig.) belegt
Wetter:

Gerät-Nr.: 156... Typ: 5...

Heßgebiet, Aufgabe: Riedheim
Tag: 2. Okt. 1966
Beobachter:
Wetter: (Festig.) belegt

Innentemperatur
H_P... NN-Höhe des Gravimeterpunktes (Boden)
H_B... NN-Höhe des Höhenbezugspunktes (TP, HB ...)
H_G... NN-Höhe des Gravimeters

1,04956

Punkt H _P -H _B	Zeit (MEZ) (MESZ)	Instr.H. H _G - H _P	Temp. V.-Grad.	Ablesung	Mittel	Gez.- korr.	Δg _r	Gang- korr.	Δg _r	Mittelwert pro Punkt g _r	Interpol.-faktor	
											SE	10 ⁻⁵ ms ⁻²
1	1 2	3 4 5 6	0,308	3908 212 218 500 1	3908 212 218 500 1	0,089	4001 955	0,049	4001 955	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 1	1 1 148 151	0,195 0,309	0,375	4204 1204 1204 239 235	4204 1204 1204 239 235	0,105 0,060	4412 860	0,105 0,060	4412 860	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 2	1 1 39 41	0,41 0,309	0,375	4204 241 241 261 261 277	4204 241 241 261 261 277	0,127 0,127	4412 828	0,102 0,102	4412 828	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 4	1 2 102	0,375	0,375	4204 241 241 261 261 277	4204 241 241 261 261 277	0,142 0,142	4412 844	0,116 0,116	4412 844	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 6	1 2 146	0,375	0,375	4204 241 241 261 261 277	4204 241 241 261 261 277	0,142 0,142	4412 826	0,109 0,109	4412 826	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 8	1 2 30 32	0,340 0,309	0,375	4204 129 129 185	4204 129 129 185	0,116 0,116	4412 756	0,110 0,110	4412 756	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 10	1 2 36 40	0,310 0,309	0,375	4204 105 105 4412	4204 105 105 4412	0,112 0,112	4412 618	0,086 0,086	4412 618	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 12	1 2 47 54	0,285 0,309	0,375	4203 95 95 4412	4203 95 95 4412	0,118 0,118	4412 483	0,070 0,070	4412 483	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 14	1 2 50 57	0,292 0,188	0,375	4203 95 95 4412	4203 95 95 4412	0,110 0,110	4412 464	0,063 0,063	4412 464	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²
Δ 16	1 3 153	0,292 0,188	0,375	4204 1352 1352 4412	4204 1352 1352 4412	0,097 0,097	4412 871	0,056 0,056	4412 871	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²	10 ⁻⁵ ms ⁻²

10⁻⁵ms⁻²

* 2 Wert faden rückt, 1. Wert fällt aus der Reihe

Gravimetermessung mit LaCoste-Romberg-Gravimeter							Gerät-Nr.: 696 Typ: G			Gravimetermaßstab			Interpol.-Faktor		
							SE			10^{-5} ms^{-2}			$10^{-5} \text{ ms}^{-2} \cdot \text{SE}^{-1}$		
Meßgebiet, Aufgabe: A5V1 Recklinghausen							Innentemperatur ...								
Tag: 20.05.2016							HP... NN-Höhe des Gravimeterpunktes (Boden)								
Beobachter: Wetter: Wiss.							HB... NN-Höhe des Höhenbezugspunktes (TP, HB ...)								
Hg... NN-Höhe des Gravimeters															
Punkt H _p -H _B	Zeit (MEZ) (MESZ)	Instr.H. H _G - H _P	Temp. V.-Grad.	Ableitung	Mittel	-	Gez.-korr. Höhen-korr. 8+9+10	Δg _r	Gang-korr. g _r 11+12	Δg _r	Mittelwert pro Punkt g _r	Δg _r	g		
m	h min	m / 10^{-5} s^{-2}	mbar	SE	10^{-5} ms^{-2}	10^{-5} ms^{-2}	10^{-5} ms^{-2}	10^{-5} ms^{-2}	10^{-5} ms^{-2}	10^{-5} ms^{-2}	10^{-5} ms^{-2}	10^{-5} ms^{-2}			
1	2	3 4 5 6		7	8	9	10	11	12	13	14	15	16		
Δ1	11 03	0,16		3908,1	1212	4001,1	817	0,033	4001,1	9355					
	11 105	0,303		3908,1	1218		0,043								
Δ4	11 27	0,1657		3908,1	1201	4001,1	803	0,038	4001,1	9449					
	11 29	0,309			206		0,048								
Δ3	11 38	0,325		3908,1	123	4001,1	721	0,103	4001,1	923					
	11 40	0,305			721		0,100								
Δ5	11 50	0,305		3908,1	682	4001,1	675	0,105	4001,1	884					
	11 53	0,303			675		0,094								
Δ7	12 05	0,204		3909,1	934	4001,1	569	0,108	4001,1	768					
	12 106	0,303			1941		0,091								
Δ5	12 17	0,265		3907,1	1861	Stromlinie									
	12 18	0,303			1861		0,082								
Δ9W	12 26	0,265		3907,1	1623	4001,1	582	0,144	4001,1	475					
	12 29	0,303			1623		0,082								
ΔM	12 40	0,300		3904,1	844	4001,1	436	0,144	4001,1	649					
	12 41	0,303			843		0,065								
Δ13	12 159	0,345		3907,1	1485	4001,1	378	0,144	4001,1	526					
	12 158	0,303			1485		0,091								
Δ15	12 157	0,303		3902,1	215	4001,1	303	0,140	4001,1	506					
	12 158	0,303			215		0,053								
Δ1	13 06	0,155		3908,1	280	4001,1	803	0,103	4001,1	360					
	13 108	0,303			280		0,048								

Gravimetermessung mit LaCoste-Romberg-Gravimeter		Gerät-Nr.: 586 Typ: 6		Interpol.-faktor	
		SE	10^{-5} ms^{-2}	$10^{-5} \text{ ms}^{-2} \cdot \text{SE}^{-1}$	
Meßgebiet, Aufgabe: A5/1 Riedheim InnenTemperatur 50° C		HP... NN-Höhe des Gravimeterpunktes (Boden)		1,02395	
Tag: 20.05.2016		HP... NN-Höhe des Höhenbezugspunktes (TP, HB ...)			
Beobachter: Wetter		HG... NN-Höhe des Gravimeters			
Punkt HP-HB	Zeit (MEZ) (MESZ)	Instr.-H. HG - HP	Temp. V.-Grad.	Ableitung BA-Nr.	Mittel
m	h min	m/ 10^{-5} s^{-2}	°C / mbar	SE	10^{-5} ms^{-2}
1	2	3	4	5	6
1	14 08	0,155		38048	223
	14 10	0,303		17	40011
	14 15	0,303	5	3908	138
	14 20	0,325	7	137	40011
	14 26	0,303		3308	116
	14 28	0,303		114	40011
	14 36	0,324		3908	064
	14 40	0,303		071	40011
	14 50	0,285		3908	022
	14 52	0,303		1003	40011
	14 55	1		3908	023
	14 57	0,30			
	15 07	0,7			
	15 14	0,345			
	15 16	16			
	15 23	0,305			
	15 25	0,303			
	15 34	0,170			
	15 36	0,303			
	15 38	4			
Gez.-korr.		Δg_r		Mittelwert pro Punkt \bar{g}_r	
Höhen-korr.		g_r		g_r	
8+9+10		11+12		10^{-5} ms^{-2}	
10^{-5} ms^{-2}		10^{-5} ms^{-2}		10^{-5} ms^{-2}	
10		9		10	
11		10		11	
12		11		12	
13		11		13	
14		11		14	
15		11		15	
16		11		16	

Geophysikalische Geländeübungen

Jahr: 2016

Messgebiet/Standort: A59/1 Riedheim

Erklärung zu den schriftlichen Berichten, bestehend aus einer Gesamtübersicht und jeweils einem Protokoll zu den Versuchen Magnetik, Gravimetrie, Geoelektrik und Seismik.

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

Alicia Rohnacher, 1805798, 19.06.16 A.Rohnacher

Name, Matrikelnummer, Datum, Unterschrift

Ann-kathrin Edrich, 1785471, 19.06.16, A.Edrich

Name, Matrikelnummer, Datum, Unterschrift