Geophysikalisches Laborpraktikum

Auswertung einer Schweremessung

Miriam Schwarz (*uedow@student.kit.edu*)
Regina Beckmann (*regina.beckmann26@gmx.de*)

25. November 2014

Karlsruher Institut für Technologie

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung

Dieses Protokoll beschäftigt sich mit Versuch 7 der Geophysikalischen Laborübung mit dem Titel "Auswertung einer Schweremessung". Mit dem Methode der Schweremessung, auch Gravimetrie genannt, kann man Dichteinhomogenitäten der Erdkruste erkennen, modellieren und geophysikalisch interpretieren. Dadurch erhält man Auskunft über die Zusammensetzung der Erdkruste, weshalb diese Technik beispielsweise im Bereich der Rohstoffexploration eingesetzt wird. Im gegebenen Fall handelt es sich um ein Sedimentbecken, in dem nach Erdöl gesucht wird.
Für die Auswertung der Schweremessung haben wir gravimetrische Daten erhalten, aus denen durch diverse Reduktionen die Bouguer-Anomalie bestimmt werden soll. Das Dichtemodell, welches daraus resultiert, soll im gegebenen geologischen Kontext diskutiert werden, Ziel der Auswertung ist deshalb die Interpretation der Messergebnisse im Hinblick auf Erdölvorkommen.

2 Theoretische Grundlagen

2.1 Physikalische Grundlagen

Der gravimetrischen Messung liegt folgendes physikalisches Gesetz von Sir Isaac Newton zugrunde:

$$\vec{F} = G\frac{m_1 m_2}{|\vec{r_2} - \vec{r_1}|^3}(\vec{r_2} - \vec{r_1}) \tag{1}$$

mit $R = |\vec{r_2} - \vec{r_1}|$ gilt:

$$\vec{F} = G\frac{m_1 m_2}{R^2} \tag{2}$$

mit der Gravitationskonstante $G = 6,673(10) \cdot 10^{-11}\ \frac{\mathrm{m}^3}{\mathrm{kg\,s}^2}$

Dies ist das Gesetz zur Massenanziehung. "Dieses besagt, dass zwei Massen m_1 und m_2 sich mit einer Kraft $\vec{F}$ anziehen, die proportional zu den Massen selbst und ihrem Abstand $\vec{r_2} - \vec{r_1}$ ist"[1]
Da wir diesen Versuch im Schwerefeld der Erde durchführen, können wir $m_2 = m_e$ setzen und die Gleichung (2) gleichsetzen mit $\vec{F} = m_1 g$ (1.Newtonsches Kraftgesetz)

$$m_1 g = G\frac{m_1 m_2}{R^2} \tag{3}$$

$$\Rightarrow g = G\frac{m_e}{R^2} \tag{4}$$

Aufgrund der Tatsache, dass die Erde jedoch keine (radial) homogene Massenverteilung hat, ist $\vec{g}$ auf der Erde nicht konstant, zudem variieren durch die Rotation bedingt der Erdradius und die Zentrifugalbeschleunigung, was bei der Verarbeitung der Messwerte berücksichtigt werden muss.

In diesem Versuch soll die Bouguer-Anomalie bestimmt werden. Diese setzt sich aus folgenden Elementen zusammen:

$$\Delta g_{B,i} = g_{mess,i} - g_{0,i} + \delta g_{Topographie,i} - \delta g_{regional} + \delta g_{Niveau,i} - \delta g_{Platte,i} \tag{5}$$

Dabei sind $g_{mess,i}$ die Messdaten der gravimetrischen Messung. Diese müssen aufbereitet werden, da es diverse Störfaktoren gibt, welche die Messergebnisse beeinflussen und somit die geophysikalische Interpretation verfälschen.
Im Folgenden werden die Schwerereduktionen weiter erläutert.

2.1.1 Die Schwere auf dem Ellipsoid g_0

Um gravimetrische Messungen auf der Erde vergleichbar zu machen, benötigen wir ein einheitliches Bezugsniveau, auf das sich die Messungen beziehen. Es gibt zwei verschiedene Modelle, die man hierfür verwendet.
"**Geoid:** Das Geoid stellt eine Äquipotentialfläche des Schwerefeldes der Erde dar und kann ungefähr mit der mittleren Meereshöhe verglichen werden.
Normalellipsoid: Bei einem Normalellipsoid handelt es sich um den Körper, der entsteht, wenn man eine flüssige, homogene Kugel um eine Achse rotieren lässt. So entsteht

[1] Quelle: Skript zu "Geophysikalische Laborübungen";J.Bartlakowski u.a.; Stand:Okt.2014; Versuch 7 Auswertung einer Schweremessung, Kapitel 7.2.Grundlagen

an den Polen aufgrund der Zentrifugalkraft eine Abplattung. Das die Erde repräsentierende Normalellipsoid hat einen der Erde äquivalenten Äquatorradius sowie Abplattungskoeffizienten und stellt eine möglichst gute symmetrische Anpassung an das Geoid dar“[2]

2.1.2 Einfluss der Topographie $\delta g_{\text{Topographie,i}}$

Bei der topographischen Reduktion wird der Einfluss der umliegenden Gebirge und Täler auf die Gravitationsbeschleunigung der Erde berücksichtigt. Befindet sich in der Nähe der Messstation ein Berg, wirkt auf die Probemasse im Gravimeter eine von diesem ausgehende Schwerebeschleunigung. Liegt die Messstation hingegen in der Nähe eines Tals, fällt die Beschleunigung aufgrund der fehlenden Masse unterhalb des Bezugsniveaus geringer aus. Dadurch werden die Messwerte beeinflusst, was in der Bouguer-Anomalie durch den Term $\delta g_{Topographie}$ berücksichtigt wird.

2.1.3 Regionale geologische Einflüsse und langwelliger Trend $\delta g_{\text{regional}}$

Befinden sich großräumige geologische Änderungen innerhalb der Erde, an denen man jedoch nicht interessiert ist, kann man diese an einem Trend in den Schweredaten erkennen. Dazu legt man eine Regressionsgerade über alle Messwerte und zieht an jeder Messstation den entsprechenden Wert $\delta g_{regional}$ der Gerade ab. Das Auftreten solcher größräumiger Änderungen wird auch als langwelliger Trend bezeichnet.

2.1.4 Höheneinfluss des Messpunktes über dem Ellipsoid $\delta g_{\text{Niveau,i}}$

Durch die Freiluftreduktion wird berücksichtigt, dass eine Masse, die sich in der Höhe dh über dem Bezugsmodell befindet, weniger stark von der Erde angezogen wird. Die Beschleunigung g auf der Höhe dh über dem Bezugsniveau berechnet sich als

$$g_{Niveau,i} = \frac{G\, m_e}{(R + dh)^2} \tag{6}$$

Die Erdoberfläche liegt somit auf der Beschleunigung g_0 mit

$$g_0 = \frac{G\, m_E}{R^2} \tag{7}$$

Aus der Differenz dieser beiden Werte berechnet sich nun die Höhenkorrektur

$$\delta g_{Niveau,i} = g_0 - g_{Niveau,i}$$

2.1.5 Einfluss der Gesteinsplatte zwischen Station und Bezugsniveau $\delta g_{\text{i,Platte}}$

Der letzte Term in der Formel der Bouguer-Anomalie $\Delta g_{B},_{i}$ beschäftigt sich wie schon die Niveaukorrektur mit dem Problem, dass sich in der Regel die einzelnen Messstationen nicht auf der selben Höhe befinden. Bei der Niveaukorrektur haben wir angenommen, dass bei einer Stationshöhe dh das Messgerät über der Erde schwebt. Man muss jedoch berücksichtigen, dass sich zwischen Station und Ellipsoid auch Masse befindet, welche die Probemasse anzieht. Bei der Berechnung der Schwerewirkung dieser Gesteinsmasse

[2] Quelle: Skript zu “Geophysikalische Laborübungen“;J.Bartlakowski u.a.; Stand:Okt.2014; Versuch 7 Auswertung einer Schweremessung, Kapitel 7.2.Grundlagen

kann statt einem homogenen Kugelschalenelement eine homogene Platte als Näherung verwendet werden. Vorrausetzung dafür ist ein lokales Messprofil (bei größeren Entfernungen ist der Einfluss der gekrümmten Erdfoberläche zu groß) und die Plattendicke h_S ist klein gegenüber dem Erdradius R_E . Mit diesen Vereinfachungen gilt für die Schwerewirkung der Gesteinsplatte:

$$\delta g_{Platte,i} \approx 2\pi G \rho_{Pl} h_S \tag{8}$$

2.2 Bestimmung einer Dichteanomalie aus Bouguer-Schweredaten

Hat man alle Messdaten mit den oben genannten Verfahren korrigiert und nach Gleichung (4) die Bouguer-Anomalie bestimmt, bleibt das Problem, dass man weiterhin lediglich eine unbekannte Dichteanomalie betrachtet. Diesen geologischen Körper möchte man nun modellieren. Um die Bouguer-Schweredaten interpretieren zu können, gibt es die folgenden Möglichkeiten.

2.2.1 Projektion einer Dichteanomalie

Für eine spätere Anwendung des Zweikreisverfahrens ist es sinnvoll, sich zunächst Überlegungen über eine Beziehung zwischen der Oberkannte einer Dichteanomalie und dem Betrachtungswinkel zu machen. Hilfreich ist hierbei die Einheitskugel. Zunächst verwendet man nur die Oberkannte der Anomalie, deshalb denkt man sich die tatsächliche Dichteanomalie in einer Fläche komprimiert. Für diesen Schritt benötigt man die Flächendichte μ (in der Einheit $\frac{\text{g}}{\text{cm}^2}$). Die Masse m der Dichteanomalie folgt aus dem Produkt der Flächendichte und -ausdehnung. Nach einigen geometrischen (bzw. mathematischen) Überlegungen einer Projektion der Dichteanomalie auf die Oberfläche der Einheitskugel erhält man für die Schwereanomalie folgende Formel [3]

$$\delta g = G\mu df' \tag{9}$$

mit G=Gravitationskonstante , μ=Flächenladungsdichte und df'=Fläche auf der Einheitskugel

Auf die exakte Herleitung verzichten wir an dieser Stelle, sie ist in angegebener Quelle zu finden. Durch diese Formel bekommt man die Möglichkeit, die Schwereanomalie δg zu berechnen. Als Modellannahme für die Dichteanomalie kann ein unendlich langer Streifen angenommen werden. In diesem Fall gibt es folgende Formel zur Berechnung seiner Projektionsfläche: $F' = KF\frac{\psi}{2\pi}$ mit KF= gesamte Kugelfläche. Die Fläche der Einheitskugel ist 4π (mit R=1 folgt $R^2 = 1$). Durch vorherige geometrische Überlegungen weiß man, dass durch den Beobachtungswinkel ψ die Schwerewirkung eines unendlich langen Streifens vom Punkt P aus durch die folgende Formel bestimmt wird:

$$\delta g_{\text{B,max}} = 2G \cdot \mu \cdot \psi \tag{10}$$

Um die Flächendichte μ bestimmen zu können, muss man zu der in einem Punkt bekannten Schwereanomalie δg den Beobachtungswinkel ψ finden. Dazu wird das Zweikreisverfahren angewandt.

[3] Quelle: Skript zu "Geophysikalische Laborübungen";J.Bartlakowski u.a.; Stand:Okt.2014; Versuch 7 Auswertung einer Schweremessung, Kapitel 7.2.Grundlagen

2.2.2 Zweikreisverfahren

Für das Zweikreisverfahren wird ein unendlich langer Streifen auf eine Einheitskugel projiziert.Diese Vorgehensweise wurde in der Vorbereitung besprochen. Das Zweikreisverfahren selbst wird zur Bestimmung der Tiefenlage und der Querausdehnung der langgestreckten Anomalie verwendet. Die theoretische Grundlage liefert der Peripheriewinkelsatz: Zwei Punkte, die durch den Schnitt eines Kreises mit einer Geraden entstehen werden von jedem Punkt des Kreises unter dem gleichen Winkel gesehen, welcher genau halb so groß ist, wie der Mittelpunktswinkel. Dieser Satz wird doppelt angewandt. Ablauf des Zweikreisverfahrens[4]:

1. Bestimmung von δg_{max}, $\frac{\delta g_{max}}{2}$, $\frac{\delta g_{max}}{4}$.
2. Konstruktion eines Kreises durch x_{max} und $x_{max,1/2}$ $\Rightarrow$ Scheitelpunkt ist P.
3. Nun zeichnet man einen zweiten Kreis um P und durch $x_{max,1/4}$.
4. Die Sekante durch den Schnittpunkt beider Kreise ist die Oberkannte der Anomalie.
5. Bestimmung des Winkels ψ und der Tiefe z_a.
6. zuletzt bestimmt man den Dichtekontrast und die Mächtigkeit h anhand folgender Formeln:

   $\mu = \Delta\rho h$ mit $\Delta\rho = Dichtekontrast$

   mit $\delta g_{B,max} = G\mu 2\psi$ folgt $\mu = \frac{\delta g_{B,max}}{G2\psi}$

   und somit für $h = \frac{\mu}{\delta\rho}$

2.2.3 Jungsches Auszähldiagramm

Das Jungsche Auszähldiagramm beruht auf der Beobachtung, dass jeder Balken der eine Dichteanomalie $\Delta\rho$ und eine Dicke h_s besitzt und unter gleichem Winkel ψ betrachtet wird, in einem Punkt A die gleiche Schwerewirkung erzeugt. Das Auszähldiagramm wird benutzt, um die Schwerewirkung einer Anomalie in einem Punkt (beispielsweise eine Messstation im Diagramm) abzuschätzen. Die Schablone, die verwendet wird, ist in waagerechte Balken unterteilt mit der Mächtigkeit h_s. Von einem Punkt A aus laufen Geraden in gleichen Winkelabständen, welche die Balken in Trapeze unterteilen. Jedes dieser Trapeze hat die gleiche Schwerewirkung im Punkt A, sofern sie von einer gleichen Dichteanomalie $\Delta\rho$ erzeugt worden ist.
Zum Vorgehen beim Jungschen Auszähldiagramm: Wir haben bereits die Bouguer-Anomalie in einem Diagramm eingezeichnet und das Zweikreisverfahren angewendet um die Position der Anomalie zu bestimmen. Nun wird zunächst ein Körper vorgegeben und dann die Anzahl der Trapeze für jeden Punkt (in unserem Fall sind das die Messstationen) gezählt, die innerhalb dieser Anomalie liegen. Den (theoretischen) Schwerewert erhält man, indem man die Anzahl der Kästchen pro Messpunkt mit folgender Gleichung multipliziert:

$$\delta g = 2G\Delta\rho h_s \psi$$

[4] siehe Skript zu “Geophysikalische Laborübungen“;J.Bartlakowski u.a.; Stand:Okt.2014; Versuch 7: Auswertung einer Schweremessung, Kap. 7.2.2.4 und Abb. 2b)

Aus den theoretischen Schweredaten wird nun eine graphische Darstellung der Schwereanomalie erstellt. Die gegebene Anomalie wird daraufhin solange angepasst, bis beide Körper ungefähr übereinstimmen.[5]

[5]siehe Anhang,Tabelle 2, Abb. 3a)

3 Auswertung der Messdaten

3.1 Korrektur der Messwerte

3.1.1 1a) Erfassen der Messwerte

Die gegebenen Messwerte aus Tabelle 7.1 sollen entlang des Profils in ein Diagramm gezeichnet werden. Dieses wird im Anhang als Abb. 1a) bezeichnet.Bei der Betrachtung der Kurven fällt auf, dass die Kurve der Stationshöhe dh relativ symmetrisch um ihr Maximum bei Station 11-13 angeordnet ist. Die Höhendifferen beträgt dort etwa 16m. Bei den Stationen 0 und 21 ist keine Höhendifferenz vorhanden.

Die Kurve, welche die gemessene Schwereanomalie darstellt, beginnt bei Station 0 mit Werten nahe 0 mGal, um dann bei Station 7 ihr Maximum mit 5.2 mGal zu erreichen und danach steil abzufallen bis zum Minimum bei Station 12. Dieses beträgt -2 mGal. Bis Station 21 steigt die Kurve wieder streng monoton an und erreicht schließlich bei Station 21 3,24 mGal.

3.1.2 1b) Eliminieren des langwelligen Trends

Nun wird der langwellige Trend aus den Messwerten eliminiert. Dazu bildet man die Regressionsgerade, die in unserem Fall eine Steigung m von etwa $0,1486\,\frac{\text{mGal}}{\text{Station}}$ hat. Dies erkennt man, indem man die Werte von Station 0 und 21 durch eine Gerade verbindet und die Steigung dieser abliest.

$$m = \frac{g_{21} - g_0}{\text{Anz.Stationen} - 1} = 0,1486\,\frac{\text{mGal}}{\text{Station}}$$

Zur Eliminierung des langwelligen Trends $\delta g_{\text{regional}}$ zieht man vom gemessenen Wert jeweils den Wert der Gerade an dieser Station ab. Die entsprechenden Werte finden sich in Tabelle 1 und Abbildung 1b). Die Schwerekurve wird durch diese Korrektur nach unten korrigiert, je größer die Stationszahl desto größer der abgezogene Wert. Die ursprüngliche Form der Kurve wird etwa beibehalten.

3.1.3 1c) Durchführen der Niveaukorrektur

Für die Höhenkorrektur berechnen wir die Änderung der Schwerebeschleunigung für Werte nahe dem Erdradius R_E.

$$\frac{dg}{dr} = -2\frac{G\,m_E}{r^3}$$

Setzen wir nun $r = R_E$, folgt daraus die Änderung der Schwerebeschleunigung an der Erdoberfläche. Es ergibt sich für die Niveaukorrektur

$$\delta g_{\text{Niveau}} = \frac{-2\,G\,m_E}{R_E^3} dh = -0,308\,\frac{\text{mGal}}{\text{m}} dh$$

mit R_E=6371km.
Die so berechneten Korrekturwerte wurden in Tabelle 1 erfasst. An der neuen Schwerekurve in Abbildung 1c) fällt auf, dass das Maximum bei Station 7/8 erhalten ist, während das Minimum bei Station 12 verschwunden ist. Alle Werte sind nun positiv

und der Graph ist etwa symmetrisch um sein Maximum angeordnet und fällt an den äußeren Stationen auf Werte nahe 0 mGal ab.

3.1.4 1d) Durchführen der Plattenkorrektur

Für die Plattenkorrektur nehmen wir für die Dichte der Platte ρ_{Platte} einen Wert von $2\ \frac{\mathrm{g}}{\mathrm{cm}^3}$ an. Dieser Wert ist die durchschnittliche Dichte der oberen Bodenschichten. Wir haben ihn gewählt, da die Mächtigkeit der Platte gerade dem Höhenunterschied dh der Station über dem Bezugsniveau entspricht, und die Werte von dh im Größenbereich der oberen Schicht liegt, die aus Kies und Schotter zusammengesetzt ist. Es handelt sich deshalb dabei um eine gute Näherung. Der Wert der Plattenkorrektur berechnet sich dann aus

$$\delta g_{Platte} = 2\pi\, G\, \rho_{Platte}\, dh$$

Die genaue Rechnung und die Ergebnisse für die Plattenkorrektur δg_{Platte} finden sich in Abbildung $1d)_1$ und Tabelle 1. Die Schwerekurve ändert sich durch die Plattenreduktion nur noch wenig, das Maximum bei Station 7/8 bleibt erhalten und die Bouguer-Anomalie Δg_B bei den Stationen 12-21 verschwindet. Die Kurve findet sich in Abbildung $1d)_2$. Jetzt sind alle Korrekturen durchgeführt und die Messwerte damit vergleichbar gemacht. Im Folgenden wird nun mit der Erstellung eines ersten Modells der Dichteanomalie begonnen.

3.2 Modell für die Dichteanomalie

3.2.1 2a) Tiefenabschätzung der Dichteanomalie

Für verschiedene Formen einer Dichteanomalie gibt es Formeln, die eine ungefähre Aussage über deren Tiefenlage geben. Dazu benötigt man die halbe Breite l am Wert des halben Maximums $\frac{1}{2}\Delta g_{\mathrm{B,max}}$ der Bouguer-Anomalie-Kurve (siehe Abb. $1\mathrm{d})_2$). In der entsprechenden Abbildung sieht man, dass für die gegebenen Messwerte l einen Wert von ungefähr 950m annimmt.
Die Formel für die Mittelpunktstiefe d_1 einer homogenen Kugel lautet

$$d_1 \approx 1,3l$$

Für einen horizontal liegenden Zylinder ist die Mittelpunktstiefe d_2 angenähert durch

$$d_2 \approx l$$

Wenn jedoch ein unförmiger Körper vorliegt, wie es oft der Fall ist, gilt für die Tiefe des höchsten Punkts d_3

$$d_3 \leq 0,86 \cdot \delta g_{max} \cdot (\frac{dg}{dx})^{-1}_{max}$$

Mit einem Wert von 950m für l kommt man so auf $d_1 = 1235\mathrm{m}$ und $d_2 = 950\mathrm{m}$.
In Abbildung $1\mathrm{d})_2$ wurde die Steigung $(\frac{dg}{dx})_{max}$ mit 0,005 mGal bestimmt. Mit $\delta g_{max} = 5,823$ mGal ergibt sich so $d_3 \leq 1001,56\mathrm{m}$.

3.2.2 2b) Modellierung durch das Zweikreisverfahren

Zur ersten Modellierung der Anomalie wendet man an dieser Stelle das Zweikreisverfahren an. Die Durchführung findet sich in Abbildung 2b). Die Schnittpunkte der beiden Kreise bilden eine Linie, die in etwa 400m Tiefe liegt. Hier befindet sich die Oberkante der Dichteanomalie. In der Abbildung erkennt man auch, dass der Winkel ψ, unter dem man die Anomalie zwischen Station 7 und 8 sieht, 2,232 rad misst. Der Einfachkeit halber nehmen wir an, dass die Anomalie flach im Untergrund liegt und eine Flächendichte μ besitzt (siehe Kapitel 2.2.1). Der Winkel ψ wird dazu genutzt, diese zu berechnen. Daraus kann man dann die Mächtigkeit einer quaderförmigen Anomalie berechnen. Dieses Modell ist einfach und deshalb relativ ungenau, da es in fast keinem Fall dem tatsächlichen Zustand entspricht, doch es soll durch das Jungsche Auszählverfahren noch weiter verbessert werden.

3.2.3 2c) Flächendichte und Mächtigkeit

Der Zusammenhang zwischen Mächtigkeit h, Dichtekontrast $\delta\rho$ und Flächendichte μ ist durch Formel (10) gegeben: $\mu = \delta\rho \cdot h$
Der Wert der Flächendichte der Anomalie berechnet sich nun aus

$$\mu = \frac{\Delta g_{B,max}}{2 \cdot G \cdot \psi} = \frac{5{,}8\text{mGal}}{2 \cdot 2{,}232 \cdot 6{,}67 \cdot 10^{-11}} = 19462 \frac{\text{g}}{\text{cm}^2}$$

Diese Daten können wir jedoch nicht nutzen,um $\delta\rho$ und h zu bestimmen, da keiner der beiden Werte bekannt ist. Hier macht das Bohrprofil in Abbildung 7.12 eine wichtige Aussage. Man sieht, dass es bei Station 7/8 eine Aufwölbung der seismisch ermittelten Tertiärbasis gibt, also genau dort, wo sich die Oberkante der Anomalie befindet. Dort gehen im Untergrund mergelige Tone des Oligozän über in paläozoische Schiefer. In Tabelle 7.3 sieht man, dass der Dichtekontrast zwischen Tonen und Schiefer etwa $0,2 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ beträgt. Wir können deshalb für $\delta\rho$ eben diesen Wert annehmen. Diese Annahme ist nicht ganz genau, deshalb wird in den folgenden Kapiteln zue besseren Modellierung der Anomalie dieser Wert variiert.
Da nun alle Werte da sind, die man braucht, um h zu berechnen, setzen wir in die erste Formel ein und erhalten $h = \frac{\mu}{\delta\rho} = 973\text{m}$.
Nun ist die Modellierung der Dichteanomalie fürs Erste abgeschlossen, was bleibt, ist zu prüfen, ob unser Modell den Messwerten entspricht.

3.2.4 3a) Jungsches Auszählverfahren

Mithilfe des Jungschen Auszähldiagramms kann geprüft werden, ob die Form und der Dichtekontrast der Anomalie mit den Messdaten übereinstimmt. Dazu benutzt man eine Schablone mit Schichten konstanter Mächtigkeit h_S und Projektionsstrahlen, die alle von einem Punkt ausgehen und gleiche Winkel mit dem benachbarten Strahl einschließen. Jedes dieser so entstehenden Trapeze hat die gleiche Schwerewirkung auf den Ausgangspunkt der Projektionsstrahlen, die sich berechnet aus

$$\delta g_{\text{Trapez}} = 2 \cdot \text{G} \cdot \delta\rho \cdot h_S \cdot \alpha$$

Die Schablone wird an jeder Messstation angelegt und man zählt die Kästchen, die in der Anomalie liegen. Diese Zahl multipliziert man mit dem zuvor berechneten Wert δg_{Trapez}. So erhält man die von diesem Modell verursachte Bouguer Anomalie an einer Station. Um eine möglichst gute Anpassung an die Messwerte zu erreichen, variiert man $\delta\rho$ oder die Form der Anomalie. Die Anpassung soll bei dieser Messung 0,5 mGal erreichen.

In Tabelle 2 finden sich die Zahl der Trapeze pro Station sowie drei entworfene Untergrundmodelle, bei denen der Dichtekontrast verschieden ist. Dabei haben wir uns auf den relevanten Bereich zwischen Station 0 und 12 konzentriert, in dem eine Bouguer-Anomalie vorhanden ist.
Alle Dichtemodelle schaffen es nicht, eine Abweichung von höchstens 0,5 mGal an allen Stationen zu erreichen (vergleiche Tabelle 1). Deshalb bestand unser nächster Schritt in der Änderung der Form der Anomalie.
Es fällt auf, dass unser Modell des homogenen Quaders vor allem an Station 10 und 11 zu geringe Schwereanomalien liefert. Deshalb haben wir uns entschlossen, den Quader in diese Richtung zu erweitern und gleichzeitig versucht, die Schwereanomalien an den anderen Stationen konstant zu halten. Dabei entstand das in Abbildung 3a) gezeigte Modell. Das Jungsche Auszähldiagramm liefert hierfür die in der Tabelle auf Abbildung 3a) vermerkten Werte. Ein Vergleich mit Tabelle 1 zeigte, dass für dieses Untergrundmodell und einen Dichtekontrast von $\delta\rho = 0,25\frac{\mathrm{g}}{\mathrm{cm}^3}$ eine Abweichung von höchstens 0,5 mGal von der errechneten Schwereanomalie erfüllt ist.
Somit haben wir ein mögliches Untergrundmodell erstellt.

3.3 Fehlerbetrachtung

Da es sich bei dem Versuch um die reine Auswertung von bereits gemessenen Daten handelt und wir keine Informationen über die Messgenauigkeit der Instrumente gegeben haben, ist und keine Aussage über Fehler und deren Fortpflanzung möglich.
Bei der Auswertung der Messdaten gibt es überall Stellen, an denen Fehler entstehen. So können zum Beispiel die Schwerekorrekturen ungenau ausgeführt werden weil die Höhe über dem Bezugsniveau im Vorfeld ungenau gemessen wurde. Auch bei der Eliminierung des sichtbaren langwelligen Trends entstehen Fehler, da nicht bekannt ist, ob die größräumige geologische Änderung wirklich wie im angenommenen Modell aussieht.
Die meisten Modellierungen basieren auf Formeln, die nur mit einer ungefähren Näherung den Sachverhalt widergeben, die größte Ungenauigkeit bei der Auswertung bringt jedoch das Jungsche Auszähldiagramm mit sich. Das Auszählen von hunderten von Trapezen ist langwierig und aufgrund der verzerrten Form der Trapeze meist schwierig, so entstehen Fehler beim Erstellen und Korrigieren des Modells. Ein weiteres Problem der Gravimetrie ist die Mehrdeutigkeit. So lassen sich für einen Sachverhalt viele Szenarien anhand der Messwerte entwickeln und man kann nur Vermutungen anstellen, welches Modell am wahrscheinlichsten ist.
Allgemein lässt sich zusammenfassen, dass die Methode der Gravimetrie relativ ungenau ist und ohne Hinzuziehung weiterer Prospektionsmethoden nur unsichere Aussagen über den Untergrund gibt.

4 Interpretation der Ergebnisse

Im Verlauf der Aufgaben 1 und 2 wurden zunächst die Schwerekorrekturen durchgeführt, um aus den Werten der Bouguer Anomalie ein erstes Modell der Dichteanomalie zu erstellen, welches dann weiter angepasst und verfeinert wurde. Station 7/8 weisen dabei die größten Schwerewerte auf und liegen somit direkt über der Anomalie, die in Aufgabe 2a) in 400m Tiefe geschätzt wurde. Jetzt soll diskutiert werden, ob sich eine Bohrung nach Erdöl lohnt.
Bei der Erdölsuche wird vor allem nach Salzdiapiren gesucht. Dabei handelt es sich um Salzrückstände von ausgetrockneten Meeren, die aufgrund ihrer geringen Dichte im Vergleich zum umliegenden Gestein wie Blasen im Untergrund aufsteigen. Erdöl entsteht durch organische Substanzen (z.B. Meerespflanzen und Lebewesen), die nach ihrem Tod aufgrund von Sauerstoffmangel nicht vollständig zersetzt wurden. Durch Ablagerungen auf dieser Biomasse (Sedimentation) erhöhen sich Druck und Temperatur immer mehr, was zur Verdichtung der Kohlenwasserstoffe und schließlich zur Erdölentstehung führt. Dieses hat eine geringere Dichte als Gestein und steigt deshalb langsam im Boden auf, bis es auf undurchdringbare Schichten stößt und dort Lagerstätten bildet. Die Entstehung von Salzdiapiren und Erdöl ist eng miteinander verknüpft, Erdöl tritt deshalb oft in Taschen über Salzdiapiren auf. Aus diesem Grund konzentriert man sich bei der Erdölexploration vor allem auf das Auffinden ebendieser.
In unserem Beispiel liegt eine positive Bouguer-Anomalie von bis zu 6 mGal vor, was auf einen dichteren Körper im Untergrund hindeutet, Salzdiapire haben jedoch eine geringere Dichte als Gestein. Deshalb liegt die Vermutung nahe, dass in dem Sedimentbecken keine Erdölvorkommen zu finden sind, denn nur selten tritt Erdöl unabhängig von Salzdiapiren auf. Es scheint, als ob die erhöhte Schwere an diesem Ort einen einfachen Grund hat, der im Bohrprofil zu erkennen ist: die Aufwölbung der schwereren Tertiärbasis. Dadurch befindet sich diese näher an der Probemasse und die Schwerebeschleunigung wird lokal erhöht. Es wäre interessant, herauszufinden, was diese Aufwölbung genau verursacht, eventuell ist sie tektonisch bedingt, oder vielleicht doch durch aufsteigendes Erdöl. Es ist möglich, dass der Dichteüberschuss der gehobenen Tertiärbasis und der Dichteunterschuss eines darunter liegenden Salzdiapirs übereinander wirken und genau die errechnete Bouguer-Anomalie hervorrufen, doch es ist klar, dass es so viele mögliche Modelle des Untergrunds gibt, dass man so gut wie keine Aussage treffen kann, ob an einer Stelle Öl zu finden ist oder nicht. Am wahrscheinlichsten ist es, dass die Anomalie nur durch die Aufwölbung der schwereren Schichten verursacht ist, möglich sind jedoch viele Szenarien, in denen auch Erdöl vorkommen kann.

5 Zusammenfassung

Wie bereits in Kapitel 4 erwähnt, sprechen die Gegebenheiten gegen ein Vorkommen von Erdöl. Letztendlich hat man in keinem Fall eine hundertprozentige Garantie, dieses zu finden oder nicht, deshalb bleibt die Frage, ob eine Bohrung sich lohnt, auch immer eine Frage der Risiko- und Kostenabschätzung. In diesem Fall ist eine Bohrung nach Öl aufgrund des unwahrscheinlichen Szenarios und den genannten Gründen in Kapitel 4 jedoch nicht zu empfehlen.

6 Anhang

Tabelle 7.1 Ellipsoid- und topographisch reduzierte Schweredaten

Tabelle 7.2 Erkenntnisse aus dem Bohrprofil

Tabelle 7.3 Verschiedene Gesteinsdichten

Tabelle 1 Schwerekorrekturen an den Stationen

Tabelle 2 Daten Jungsches Auszähldiagramm und Untergrundmodelle

Abb. 1a) Messwerte aus Tab.7.1

Abb. 1b) Bouguer-Anomalie nach Eliminieren des langwelligen Trends

Abb. 1c) Bouguer-Anomalie nach Durchführung der Regional- und Niveaukorrektur

Abb. 1d)$_2$ Bouguer-Anomalie nach Durchführung aller Korrekturen

Abb. 1d)$_1$ Werte der Plattenkorrektur

Abb. 2b) Zweikreisverfahren

Abb. 3a) Erstellung eines möglichen Untergrundmodells

7 Literaturverzeichnis

- Skript zu "Geophysikalische Laborübungen";J.Bartlakowski, J.Ritter, E.Gottschämmer u.a.; Stand:Okt.2014; Versuch 7: Auswertung einer Schweremessung

8 Erklärung

Wir versichern wahrheitsgemäß, die Arbeit sebstständig angefertigt, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Änderungen übernommen wurde.

Regina Beckmann

Miriam Schwarz

Karlsruhe, den 25.11.2014