
Nachweis einer vulkanischen Struktur
auf der Schwäbischen Alb
mittels gravimetrischer Messungen
und unterstützender Höhenbestimmung

Diplomarbeit im Studiengang
Geodäsie und Geoinformatik
an der Universität Stuttgart

Annette Scheider

Stuttgart, Februar 2010

Betreuer: Dipl.-Ing.(FH) Ron Schlesinger,
Dipl.-Ing. Ralf Laufer
Universität Stuttgart
Prüfer: Prof. Dr.-Ing. Nico Sneeuw
Universität Stuttgart

Erklärung der Urheberschaft

Ich erkläre hiermit an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit ohne Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe; die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht. Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form in keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht.

Ort, Datum

Unterschrift

Zusammenfassung

Im Bereich der Schwäbischen Alb und des Albvorlandes existieren eine Vielzahl von vulkanischen Strukturen unterschiedlicher Größe, die man zusammen als Schwäbischer Vulkan bezeichnet. Sie entstanden bereits im Miozän und sind heute oft nicht mehr als solche zu erkennen. Besonders viele davon befinden sich im Gebiet von Kirchheim u.T. und Bad Urach. Das Maar am Hofbrunnen ist eine dieser Strukturen und liegt in der Gemeinde Münsingen, nahe des Ortes Trailfingen auf der Schwäbischen Alb. Diese Struktur ist bereits seit langer Zeit bekannt, dennoch ist sie in einigen neueren Karten nicht enthalten. In dieser Diplomarbeit soll ein Teilgebiet im Süden des Maars untersucht werden und es wird überprüft, ob eine vulkanische Struktur mittels gravimetrischer Messungen und unterstützender Höhenbestimmungen nachgewiesen werden kann.

Zunächst werden die geologischen Grundlagen, die die Entstehung dieser vulkanischen Strukturen und speziell zu der des Maars am Hofbrunnen erklären, betrachtet. Da sowohl Höhen- als auch Schweremessungen durchgeführt werden sollen, werden anschließend die verschiedenen möglichen Messverfahren genauer betrachtet und die für diesen Zweck am besten geeigneten ausgewählt. Um die notwendigen Messungen durchführen zu können, muss im nächsten Schritt ein geeignetes Messkonzept aufgestellt werden, das dann bei der Durchführung der Messungen im Gelände umgesetzt werden kann. Bei der Auswertung wird zuerst aus den erhaltenen Höhendaten ein DGM generiert, das die Ausgangslage für die Auswertung der Schwere-Messergebnisse liefert. Für die Herleitung der Schwereanomalien auf das Geoid müssen einige Reduktionen und Korrekturen angebracht werden, so dass im Ergebnis die vulkanische Struktur sichtbar wird. In einem letzten Schritt wird der Einfluss der vulkanischen Struktur, die eine Störmasse im Untergrund darstellt, auf die Schwere modelliert. Dazu wird die Struktur aufgeteilt, vereinfacht und als geometrische Körper aufgefasst, die aus einem Gestein bestehen, dessen Dichte sich vom Umgebungsgestein unterscheiden. Die Ergebnisse dieser Modellierung werden abschließend mit den Messergebnissen verglichen.

Abstract

You can find a large number of volcanic structures of very different sizes on the low-mountains *Schwäbische Alb* and the surrounding area. All these structures are called „Swabian volcano“ and exist since Miocene. They are not often recognized as such ones. Many are located in an area round of Kirchheim u.T. and Bad Urach. One of these structures is the *Maar am Hofbrunnen* part of the community Münsingen on the low-mountains near the village Trailfingen. It is already well-known for a long time, nevertheless it was not printed in several maps. So this thesis will examine if it's possible to prove the existence of this volcanic structure with relative gravity measurements and additional determinations of the height.

First of all we look at the geological processes which caused the origin of all those structures and especially of the *Maar am Hofbrunnen*. It is necessary to compare the different possible measuring methods and to choose the best way for the determination of height and gravity. Another step before real measurements can start is to find a suitable concept for the measurements which can be used in field.

Evaluation of the results starts with the creation of a DTM, so the reductions and corrections for computing gravity anomalies on the geoid can be identified. As result a volcanic structure will be visible. In a last step the effects of the volcanic structure is modeled as a disturbing mass under a surface. For that reason we need a simple structure which can be divided into several parts, so it can be approximated by geometric bodies. These bodies are filled with rocks which densities differ from the surrounding. Finally the modeled results can be compared with the results of the measurements.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	V
Abstract	VII
1 Einleitung	1
2 Geologische Grundlagen	5
2.1 Vulkanismus	5
2.2 Süddeutsche Schichtstufenlandschaft	7
2.3 Urach-Kirchheimer Vulkangebiet	7
2.3.1 Entstehung und Erscheinungsformen des Vulkangebiets	7
2.3.2 Das Maar am Hofbrunnen	11
3 Messungplanung und -durchführung	13
3.1 Messverfahren	13
3.1.1 DGM	13
3.1.2 Schweremessungen	19
3.2 Messkonzept	19
3.3 Messdurchführung	22
4 Analyse und Interpretation	25
4.1 Analyse	25
4.1.1 DGM	25
4.1.2 Schwereanomalien	30
4.2 Interpretation	37
5 Modellierung	43
5.1 Approximation des DGMS	43
5.2 Schweremodellierung	47
5.2.1 Einfluss des Schlots	47
5.2.2 Einfluss des Kraters	54
5.2.3 Modellierung der Schwere für das Messgebiet	59
5.2.4 Vergleich mit den Messergebnissen	60
6 Fazit	67
A Messdaten	XIX
B Matlab-Programme	XXV

Abbildungsverzeichnis

1.1	Vermutete Ausmaße des Maars am Hofbrunnen mit Messanordnung der geophysikalischen Untersuchungen [Kopp, 2009]	3
2.1	Klassifikationsschema explosiver Eruptionen anhand der von pyroklastischen Fallablagerungen bedeckten Fläche (D) und des Grades des Tephrazerkleinerung (F)	5
2.2	vereinfachte Darstellung der Schichtstufenlandschaft in Baden-Württemberg . .	8
2.3	Bekannte Eruptionspunkte des Schwäbischen Vulkans	9
2.4	Maar am Hofbrunnen mit ungefährender Lage des Kraters und des Schlots	12
3.1	Geplante Punktverteilung im Messgebiet	20
3.2	Gitterpunkte, S1 und S2 im Messgebiet	23
4.1	Punktlagegenauigkeit der Messpunkte (Messtage 1 und 2)	26
4.2	Punktlagegenauigkeit der Messpunkte (Messtag 3)	26
4.3	Höhengenauigkeit der Messpunkte	27
4.4	Delaunay-Triangulation	28
4.5	Interpoliertes DGM	29
4.6	DGM im Bezug zum Gelände	29
4.7	Standardabweichung der Schwere für die einzelnen Messpunkte	30
4.8	Interpolierte Messdaten ohne angebrachte Reduktionen	31
4.9	Normalhöhe und orthometrische Höhe	31
4.10	Interpolierte Schweredifferenzen mit angebrachter Freiluft-Reduktion	33
4.11	lokale Gradienten	34
4.12	Schweredifferenzen nach einfacher Bouguerreduktion	35
4.13	einfache Bougueranomalien im Bezug auf das Gelände	35
4.14	Schweredifferenzen nach verfeinerter Bouguerreduktion	37
4.15	Unterschiede zwischen verfeinerten und einfachen Bougueranomalien	38
4.16	verschiedene Bereiche des Messgebiets	38
4.17	Schwereprofil welches ungefähr Profil 1 von Kopp entspricht	40
5.1	Aufbau der modellierten vulkanischen Struktur	44
5.2	Geländeapproximation durch ein Flächenpolynom 2. Grades	45
5.3	Geländeapproximation durch ein Flächenpolynom 3. Grades	45
5.4	Höhendifferenzen zwischen DGM und dem Flächenpolynom 2.Grades	46
5.5	Höhendifferenzen zwischen DGM und dem Flächenpolynom 3.Grades	46
5.6	approximiertes DGM	48
5.7	Höhendifferenzen zwischen gemessenem und approximiertem DGM	48
5.8	Delaunay-Triangulation für das approximierte DGM	49
5.9	Störeinfluss eines zylinderförmigen Körpers im Untergrund auf die Schwere bei einem Dichteunterschied von 281 kg/m^3 zum umgebenden Gestein	53

5.10	Schwereinfluss eines Zylinders nach Tsoulis und nach Damiata	53
5.11	Einfluss eines zylinderförmigen Schlots auf die relativen Schwerewerte für das approximier- te Messgebiet bei einem Dichteunterschied von 281 kg/m^3 zum umgebenden Gestein	54
5.12	Störeinfluss eines Kegelstumpfs unterhalb der Oberfläche auf die Schwere bei einem Dichteunterschied von 285 kg/m^3 zum umgebenden Gestein	56
5.13	Kegelstumpf aus einzelnen Säulen	57
5.14	Kegelstumpf aus Zylinderscheiben	57
5.15	Schwereinfluss eines Kegelstumpfes modelliert durch Quader und durch Zylinderscheiben	57
5.16	Differenzen zwischen den Schwereinflüssen beim Kegelstumpf mit unterschiedlicher Modellierung	57
5.17	Einfluss eines kegelförmigen Kraters auf die relativen Schwerewerte für das approximier- te Messgebiet	58
5.18	Einfluss des gesamten Störkörpers auf die Schwere	59
5.19	Profil 1 aus Bougueranomalien und modellierten Werten	61
5.20	Differenzen zwischen den modellierten Werten und den einfachen Bouguer- anomalien	61
5.21	Differenzen zwischen den modellierten Werten und den einfachen Bouguer- anomalien nach Verminderung des Dichtekontrasts zwischen Jurakalk und Dia- trembrekzie um 100 kg/m^3	64
5.22	Differenzen zwischen den modellierten Werten und den einfachen Bouguer- anomalien nach Reduzierung der Kratertiefe auf 200 m	65
A.1	Messpunkte	XXIII
B.1	Symbole beim Flussdiagramm	XXVII
B.2	Programm gravmodell_zyl.m	XXVIII
B.3	Programm gravmodell_kegel.m	XXIX
B.4	Programm gravmodell_ges.m	XXX
B.5	Programm fl_approx.m	XXXI
B.6	Programm netz.m	XXXII
B.7	Programm modell_ablauf.m	XXXIII
B.8	Programm modell_bearb.m	XXXIV

Tabellenverzeichnis

3.1	Servicebereiche in SAPOS	15
3.2	Genauigkeit (rms) bei GPS-Messungen	16
3.3	Genauigkeitsangaben zum Tachymeter TRPS 1201 in [mm]	17
3.4	Genauigkeit Nivellement	18
4.1	Dichte der verschiedenen Gesteinsarten	39
5.1	Fälle, in denen bei der Berechnung der Anziehung von rechtwinkligen Prismen Singularitäten auftreten	55
5.2	Auswirkungen eines veränderten Dichtekontrasts	63
A.1	Standpunkte und Anschlusspunkte	XIX
A.2	Messpunkte	XXI
B.1	Bereits vorhandene Programme	XXV
B.2	Eigene Programme	XXVI

Kapitel 1

Einleitung

Überall auf der Welt existieren Vulkane, aktive, bereits erloschene oder auch nur ruhende, die noch nach 10 000 jähriger Pause wieder zum Leben erwachen und ausbrechen können. Man findet sie zu Land, auf Inseln oder auch unter Wasser, überall dort wo weit unterhalb der Erdoberfläche geologische Störzonen auftreten. Die wenigstens Vulkane gleichen sich, jeder einzelne hat seinen eigenen Charakter, der sich durch Lage, Form und Art der Eruptionen unterscheiden. Am bekanntesten sind die imposanten Schichtvulkane, wie sie etwa der Fujiyama in Japan, der Mayon auf den Philippinen oder der Vesuv in Italien verkörpern. Aber auch die flachen, weit ausgedehnten Lavafelder auf Hawaii werden von den meisten Menschen als vulkanische Ausbruchsform erkannt. Schwieriger wird es bei schon lange erloschenen Vulkanen, deren Strukturen teilweise im Laufe der Zeit wieder abgetragen worden sind und die deshalb nicht leicht aufzufinden sind.

Auch in Baden-Württemberg befinden sich solche kaum noch zu erkennenden vulkanischen Überbleibsel: Der Schwäbische Vulkan, dessen einzelne Schlote weit auf der Schwäbischen Alb und im Albvorland verteilt liegen und die daher oft nicht offensichtlich sind. Dabei nutzten die Menschen jedoch stets die Überbleibsel dieser Aktivitäten: Vulkanisches Gestein wurde in Steinbrüchen abgebaut und als Baumaterial verwendet; die Seen, die sich über den Schloten in den Kratern bildeten, waren wichtige Wasserspeicher. Besonders letzteres war bei dem kalkhaltigen Untergrund der Siedlungen auf der Alb überlebenswichtig, versickerte sonst doch jede Art von Niederschlag sofort im Boden und war für die Menschen nicht mehr erreichbar. Den Menschen war sehr wohl bewusst, dass sich an manchen Stellen anstatt des üblichen Weißjurakalks andere Gesteine im Untergrund befanden, die damals als „Basalt“ bezeichnet wurden. Aber erst Anfang des 19. Jahrhunderts wurden erste wissenschaftliche Beschreibungen angefertigt. In der darauf folgenden Zeit beschäftigten sich mehrere Wissenschaftler mit dem Alb-Vulkanismus, wobei sich besonders W. Branco¹ mit seiner Untersuchung und Katalogisierung von 125 Vulkanschlotten (veröffentlicht 1894/95) hervor tat [Meier, 1990]. Die momentan gründlichste Untersuchung wurde von Otto Mäussnest² mit der gravimetrischen Untersuchungen von 351 Vulkanschlotten durchgeführt [Mäussnest, 1956], [Meier, 1990].

Das Maar am Hofbrunnen ist eines dieser vulkanischen Zeugnisse, welches bereits von Branco entdeckt wurde. In neuerer Zeit wurde diese Struktur in Karten jedoch nicht mehr verzeichnet. Nachdem bereits in der Diplomarbeit „*Das Maar am Hofbrunnen - Untersuchungen zur Eruptionsgeschichte*“ von Ralf Kopp eine umfangreiche geologische Untersuchung dieses Maarres durchgeführt wurde, sollen nun gravimetrische Messungen durchgeführt und überprüft

¹Wilhelm von Branco, geb. 9. September 1844 in Potsdam, gest. 12. März 1928 in München, Geologe und Paläontologe

²Otto Mäussnest, geb. 19. Januar 1931 in Kirchheim u.T., gest. 1983, Geowissenschaftler

werden, ob sich auf diese Weise eine vulkanische Struktur erkennen lässt. In der Arbeit von R. Kopp wurden zur Evaluierung des Untergrundes verschiedene Methoden eingesetzt: Geomagnetik, Geoelektrik, Gravimetrie und petrographische Verfahren. Durch die Auswertung dieser Messverfahren bestätigte sich, dass sich im Untergrund dieses Maares tatsächlich vulkanische Strukturen befinden. Die vermutliche Ausdehnung des Maares ist in Abb. 1.1 [Kopp, 2009] dargestellt, die das Ergebnis der geophysikalischen Untersuchungen darstellt. Bei zwei der eingesetzten Methoden, Geoelektrik und Gravimetrie, wurden jedoch keine flächenhafte Messungen durchgeführt, es wurden lediglich Profilschnitte vermessen. Für die gravimetrischen Messungen soll dies hier verändert werden. In dieser Arbeit wird eine gravimetrische Untersuchung eines Teilgebietes des Maars durchgeführt, in dem sich vermutlich auch der Vulkanschlot befindet. Zunächst muss hierzu eine Entscheidung hinsichtlich des Messverfahrens und des Messkonzepts sowohl für Höhen- als auch für die Schweremessungen getroffen werden, um anschließend die Messungen durchführen zu können. Nach der Auswertung der Ergebnisse und der Ableitung eines digitalen Geländemodells können auch die notwendigen Reduktionen und Korrekturen an den Schwere-Messwerten angebracht werden; so sollte sich idealerweise ein genauer Eindruck über die Lage und die Größe des Schlotes und auch des Kraters in diesem Gebiet ergeben. Um eine Vergleichsmöglichkeit für die erhaltenen Ergebnisse zu erhalten wird zum Schluss eine Modellierung der Auswirkung der Störmassen im Untergrund auf die Schwere durchgeführt und bewertet.

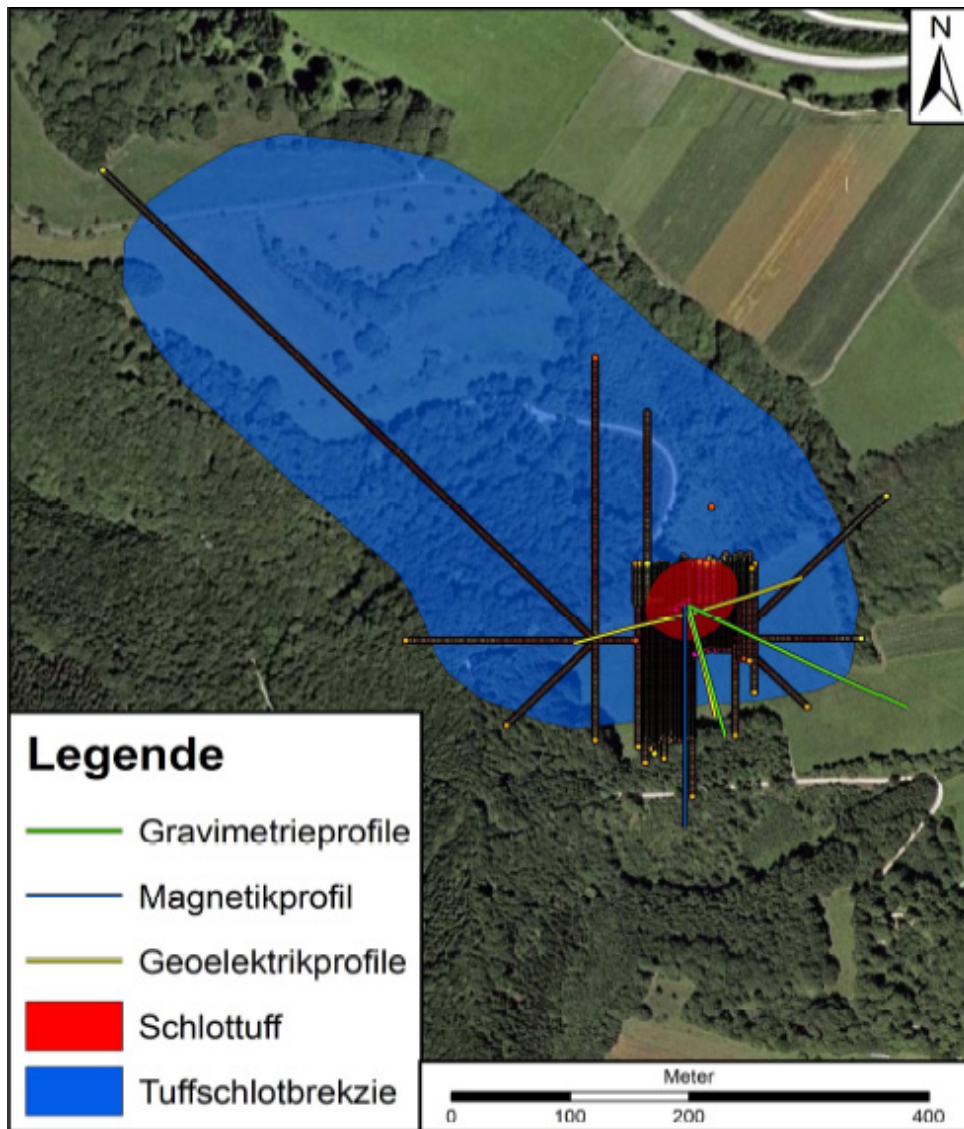


Abbildung 1.1: Vermutete Ausmaße des Maars am Hofbrunnen mit Messanordnung der geophysikalischen Untersuchungen [Kopp, 2009]

Kapitel 2

Geologische Grundlagen

2.1 Vulkanismus

Die Erde ist aus mehreren übereinander liegenden Schichten aufgebaut. Von Vulkanismus spricht man, wenn Magma an der Erdoberfläche austritt, d.h wenn eine flüssige Gesteinschmelze die Erdkruste durchdringt.

Vulkanische Tätigkeiten verlaufen nicht immer gleich, es gibt verschiedene Eruptionsformen, die sich in Explosivität und Höhe der Eruptionssäule stark unterscheiden. Man unterscheidet zwischen

1. „magmatische Eruptionen, deren Explosivität allein von der Viskosität und vom Anteil an juvenilen (von Magma mitgeführten) Volatilen bestimmt wird,(...)
2. phreatomagmatische Eruptionen, bei denen unterschiedliche Mengen von externem Wasser eine große Rolle spielen“ und
3. phreatische Eruptionen, bei denen „externes Wasser, welches sich im Kontakt zu Magma oder heißem Gestein aufgeheizt hat, explosionsartig“ [Bahlburg und Breitzkreuz, 1998] verdampft.

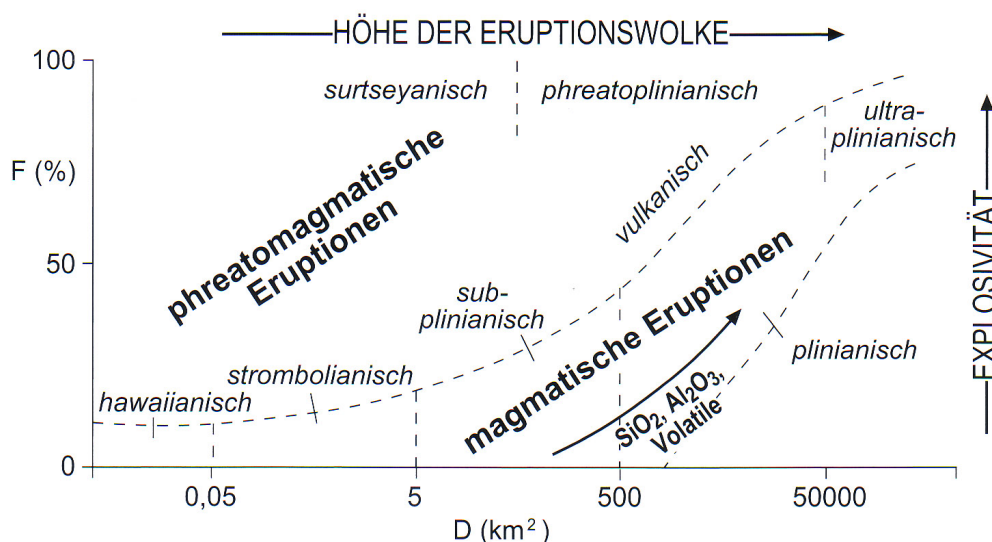


Abbildung 2.1: Klassifikationsschema explosiver Eruptionen anhand der von pyroklastischen Fallablagerungen bedeckten Fläche (D) und des Grades der Tephrazerkleinerung (F)

Diese verschiedene Formen können noch weiter unterteilt werden, wie man in Abb. 2.1 aus [Bahlburg und Breitzkreuz, 1998] sieht. Die Klassifikation wird in Abhängigkeit von der „von pyroklastischen Fallablagerungen bedeckten Fläche (D) und des Grades der Tephrazerkleinerung¹ (F)“ [Bahlburg und Breitzkreuz, 1998] durchgeführt.

Die Erdkruste besteht aus vielen großen und kleinen Platten, die sich auf der Asthenosphäre bewegen können und von Strömungen im Erdmantel angetrieben werden. Man unterscheidet dabei die leichteren kontinentalen und die dichteren ozeanischen Platten. Vulkane findet man über die ganze Welt verteilt, vor allem aber an tektonischen Bruchzonen, an denen eine Erdplatte unter eine andere abtaucht (Subduktionszonen). In einem solchen Fall taucht zumeist die schwerere Platte, also diejenige mit einer höheren Dichte, unter der leichteren ab. Die Kruste schmilzt beim Abtauchen, die entstandene Gesteinsschmelze hat jedoch immer noch eine geringere Temperatur und eine höhere Dichte als die umgebende Schmelze. Außerdem gelangen mit der Platte Kohlendioxid, Wasser und andere Stoffe, die im Gestein gebunden sind, ins Erdinnere und werden dort freigesetzt. Volatile steigen aus dem Mantel auf und verursachen an der oberen Platte vulkanische Tätigkeiten. Viele der bekanntesten Vulkanausbrüche wurden so verursacht, z.B. der Ausbruch des Krakatau (1883) oder der Mt. St. Helens (1980).

Ein anderer Typ von Vulkanen sind die sogenannten *Hot Spots*, die sich über Manteldiapiren² befinden. Sie können sowohl an divergenten Plattengrenzen als auch inmitten einer tektonischen Platte vorkommen. Es wurde angenommen, dass sich die Platten über die Aufstiegszone hinweg bewegt, wobei es immer wieder zur Bildung von neuen Vulkanen kommt, wenn sich die alten von den Manteldiapiren zu weit entfernt haben. Dies wird vor allem durch die Existenz von vulkanischen Inselketten wie bei Hawaii belegt. Heute ordnet man die Entstehung solcher Intraplattenvulkane verschiedenen Ursachen zu:

- „Vulkanfelder, die meistens über gehobenen oder sich noch hebenden Gebieten liegen, (...)“
- auf den Schultern von kontinentalen Riftzonen, die sich über Tausende von Kilometern hinziehen können und zum Teil mit gehobenen Blöcken assoziiert wird“ oder
- „Flutbasaltplateaus, von denen einige im Zusammenhang mit dem Auseinanderdriften von Kontinenten entstanden sind.“ [Schmincke, 2000]

In den ersten beiden Fällen findet man meistens Schlackenkegel oder, bei phreatomagmatischen Eruptionen, auch Maare und Tuffringe; zum Teil kommen auch Mischformen vor.

Unter einem Maar versteht man eine trichter- oder schüsselförmige Vertiefung, die bei einer solchen phreatomagmatischen Explosion freigeräumt wurde. Bei der Eruption wird vulkanisches Material (Tuffe, Aschen) und Nebengestein ausgeworfen und an der Oberfläche, um den Trichter herum abgelagert. Die Vertiefung selbst, das Maar, ist „generell in eine nichtvulkanische Unterlage eingesenkt“ [Mühlhaus, 1987]. Ein Kratersee hingegen ist rundum von vulkanischen Materialien begrenzt. Bei den Maaren unterscheidet man zwischen Maarseen, die im Grunde (Grund-) Wasser gefüllte Maare sind, und Trockenmaaren. „Ein Trockenmaar ist ein mit Sediment aufgefüllter (verlandeter), angelandeter oder trockengelegter Maarsee.(...) In einigen Fällen ist der Untergrund so wasserdurchlässig, dass sich kein Maarsee bilden kann.“

¹Tephra: Explosiver Auswurf eines Vulkanes

²Manteldiapire: „vertikale, schlauchförmige Zonen von einigen hundert Kilometern Durchmesser (...), in denen heißes Mantelmaterial aus dem tieferen Mantel bzw, von der Mantel-Kern-Grenze nach oben steigt.“ [Bahlburg und Breitzkreuz, 1998]

Nach schneereichen Wintern und starken Regenfällen füllen sich manche Trockenmaare partiell und temporär mit Wasser, andere enthalten kleine Moore oder oft künstlich angelegte Weiler, die jedoch nur Teile der Hohlform einnehmen“[Wikipedia, n.d.].

2.2 Süddeutsche Schichtstufenlandschaft

Die hier zu untersuchende vulkanische Struktur auf der Schwäbischen Alb befindet sich in einer Landschaft, die durch die Süddeutsche Schichtstufenlandschaft geprägt ist. In der wechselhaften Erdgeschichte wurde das Grundgebirge im Gebiet des heutigen Süddeutschlands durch unterschiedliche Sedimentschichten überdeckt. Aufgrund der Bildung des Oberrheingrabens vor ca. 30 Millionen Jahren wurde die Landschaft beiderseits des Rheins stark angehoben. Möglicherweise geschah dies durch ein Manteldiapir, das unter der neuen tektonischen Plattengrenze aufstieg und das deren Ränder dabei besonders stark anhub. Die vorhandenen Sedimentschichten wurden dadurch schräg gestellt, in Süddeutschland fielen sie nach Süd-Osten hin ab. Die Entwässerung erfolgte zunächst zur Donau. Infolge von Dehnungen und Zerrungen kam es zum langsamen stückweisen Absinken kleiner Schollen im Rheingebiet, womit ein Grabenbruch entstand, der heutige Oberrheingraben. Dadurch waren die aufgewölbten Sedimente verstärkt der Verwitterung ausgesetzt, besonders natürlich in den am höchsten angehobenen Gebieten am Rande des entstandenen Grabens, wobei die Abtragung je nach Sediment, unterschiedlich schnell von statten ging: Härtere Schichten wie Sandstein oder Kalk konnten der Abtragung wesentlich länger widerstehen als die weicheren Tonsteine. Zusätzlich zur Verwitterung führte auch das starke Einschneiden der Rheinzuflüsse zur Abtragung der Schichten, so dass diese immer weiter nach Süd-Osten wandern. Dadurch entstehen die Mittelgebirge Baden-Württembergs, wie der Schwarzwald und die Schwäbische Alb. Während im Schwarzwald, das ursprünglich am höchsten angehobene Gebiet, mittlerweile weitgehendst alle Sedimentschichten abgetragen sind und das Grundgebirge an die Oberfläche tritt, findet am Rande der Schwäbischen Alb der Übergang zu einer mächtigen, langsamer verwitterten Schicht statt, dem Jurakalk (siehe Abb. 2.2 aus [Groschopf und Villinger, 1998]). Doch auch diese Kante wandert, zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit befand sie sich viel weiter nord-westlich als heute. Mit diesen Schichtstufenrändern wandert auch die Wasserscheide, der Rhein vergrößert sein Einzugsgebiet auf Kosten der Donau.

2.3 Urach-Kirchheimer Vulkangebiet

2.3.1 Entstehung und Erscheinungsformen des Vulkangebiets

Im Gebiet der heutigen Schwäbischen Alb und des Albvorlands kam es im Mittelmiozän³ vor 16–11 Millionen Jahre zu vulkanischer Tätigkeit. In einem ca. 1600 km² großen Gebiet entstanden über 350 Eruptionspunkte, zwei Drittel von ihnen liegen heute auf der Albhochfläche und ein Drittel im Albvorland, wie in Abb. 2.3 [Kopp, 2009] zu erkennen ist. Das Zentrum dieses Vulkangebietes, das aufgrund seiner Lage auch oft Urach-Kirchheimer Vulkangebiet genannt wird, liegt im Gebiet Bad Urach.

³Miozän: Serie im Neogen (früher Tertiär); Beginn vor 23,03 Millionen Jahre, Ende vor 5,332 Millionen Jahre (vgl. [Wikipedia, n.d.]

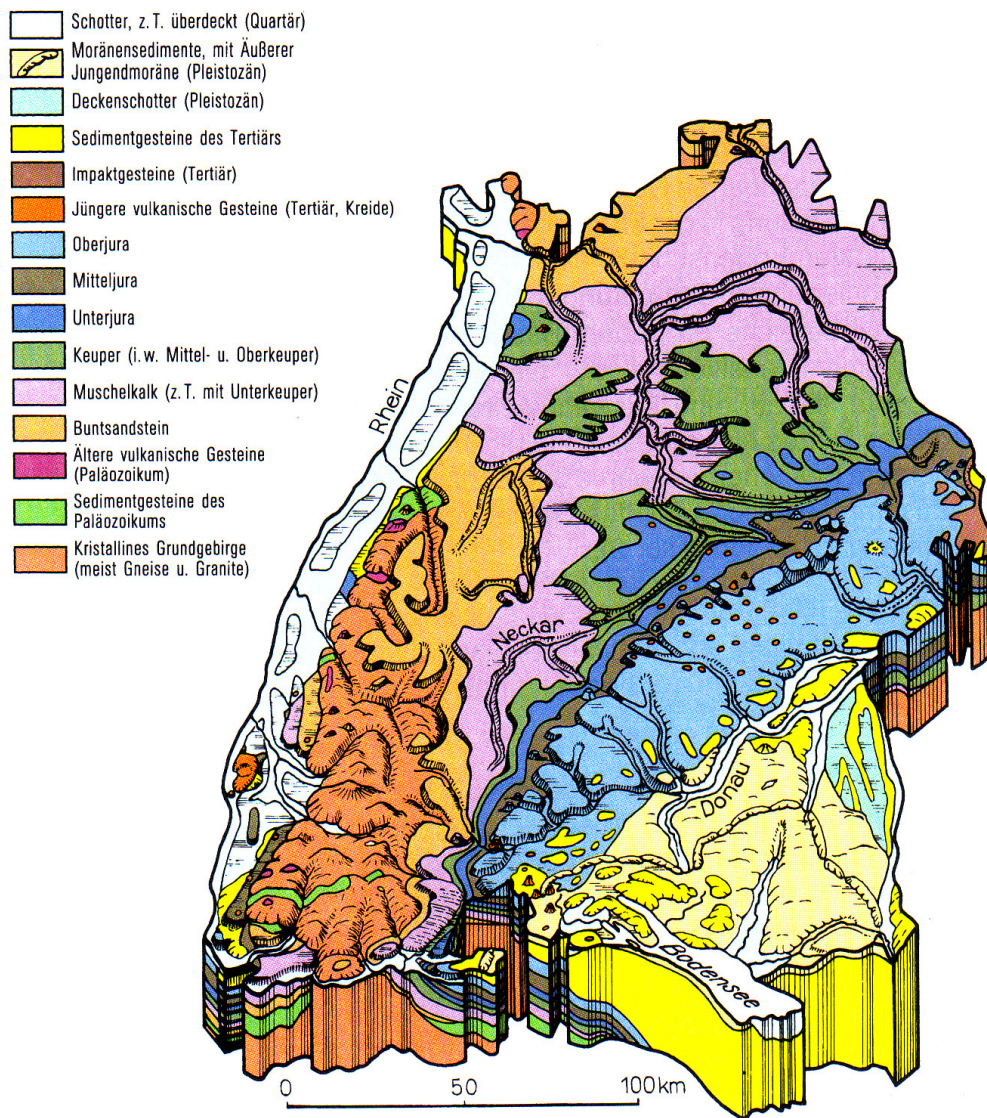


Abbildung 2.2: vereinfachte Darstellung der Schichtstufenlandschaft in Baden-Württemberg

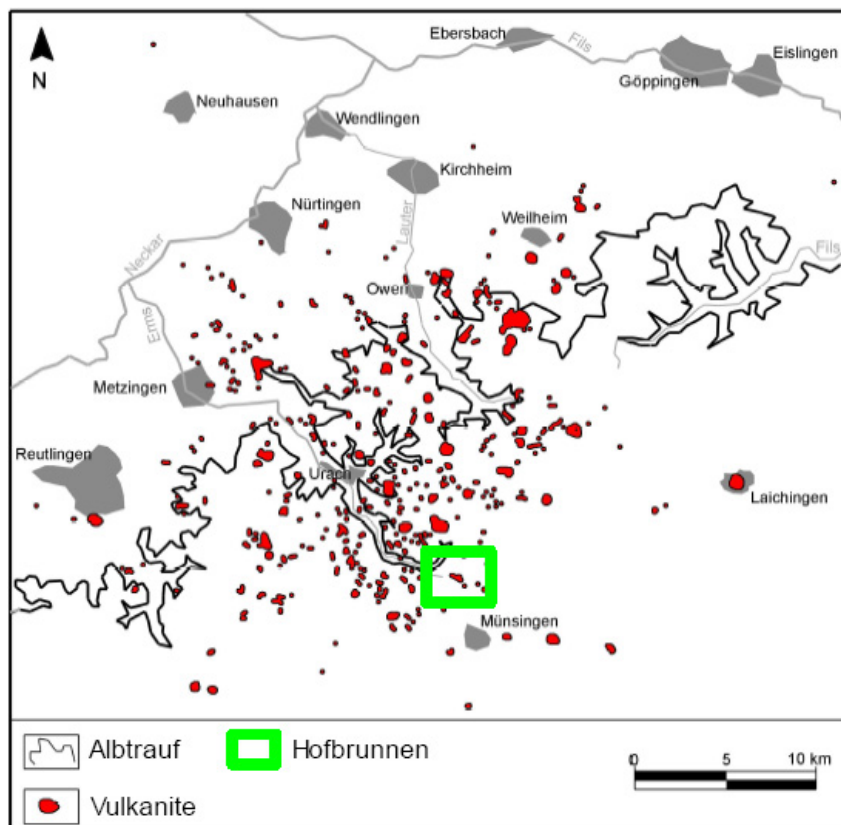


Abbildung 2.3: Bekannte Eruptionspunkte des Schwäbischen Vulkans

Welche Ursache dieser vulkanischen Tätigkeit zugrunde lag ist noch nicht endgültig geklärt: Eine Möglichkeit wäre eine Aufwölbung des Erdmantels; eine andere Vermutung ist, dass es Zusammenhänge mit tektonischen Strukturen gibt, die sich allerdings in großer Tiefe befinden müssten. Durch bereits bestehende Klüfte und Spalten im Gestein drang flüssiges Magma in Randbereichen des Vulkangebiets vermutlich direkt bis an die Oberfläche empor, "im Zentrum des Vulkangebiets hingegen bildeten sich offenbar innerhalb der Erdkruste in wesentlich geringeren Tiefen von 13 bis 20 Kilometern Zwischenherde aus" [Schweigert, 1998]. Man nimmt daher an, dass alle vulkanischen Vorkommen in dem Gebiet diesen einen gemeinsamen Ursprung in der Tiefe haben, so dass man von einem *Schwäbischen Vulkan* spricht. Von diesem Zwischenherd aus stieg das heiße Magma weiter entlang von vorhandenen und neu entstandenen Spalten auf, wobei sich mit abnehmenden Umgebungsdruck Gase bilden. Diese Gase stiegen weiter nach oben indem sie das vorhandene Gestein zerbrechen. Gelangten sie an die Oberfläche, kam es durch die Dekompression des Gases zu einer ersten Explosion; der dabei entstandene Krater war nur wenig größer als der Schlot selbst. Anschließend folgte eine ruhigere Phase der Entgasung; während dieser Zeit wurde das bereits gelockerte Gestein entlang der vorhandenen Gänge weiter zerkleinert. Gleichzeitig stieg das Magma weiter nach oben, bis es schließlich auf eine grundwasserführende Sedimentschicht traf. Dadurch wurde eine phreatomagmatische Eruptionen ausgelöst, eine gewaltige Explosion, bei der das darüberliegende Material ausgeworfen wurde; ein wesentlich größerer Krater war entstanden. Diese Explosionen dauerten solange an, bis in der Zone, in der das Magma und das Wasser reagierten, kein Wasser mehr vorhanden war. Wahrscheinlich wurde durch die andauernden Explosionen die Wurzelzone bis in eine tiefere Schicht verlegt, die nicht genügend Wasser führte, um die Reaktion aufrechtzuerhalten [Kopp, 2009], [Geyer und Gwinner, 1991].

Nur selten gelangte bei solchen Eruptionen Magma bis an die Oberfläche, lediglich an 22 Schloten ist an der heutigen Erdoberfläche daraus entstandener Basalt vorhanden. In den Schloten existieren jedoch häufig Pfropfen aus basaltartigem Gestein, entstanden aus erhärtetem Magma [Schweigert, 1998]. Meistens entstand durch die Explosionen Schlotbrekzie, eine Mischung aus vulkanischem Tuff⁴ und mitgerissenen nicht-vulkanischen Gesteinspartiklen, die während der Explosionen ausgeworfen wurde und später den Krater füllte. Aufgrund ihrer Zusammensetzung sackten diese Füllungen jedoch bald zusammen, es bildeten sich oft Maare, die sich dann mit Wasser füllten. An manchen Stellen rutschten nach einer Explosion sogar ganze Schollen des umgebenden Gesteins komplett in den Schlot. Die gesamte vulkanische Tätigkeit dauerte wohl 2 oder 6 Millionen Jahre.

Auf der Alb erkennt man die Schlotte heute nur sehr schlecht. Manchmal kennzeichnen Senken im Gelände die Tuffschlote oder das Vorhandensein von Wasser, das sonst durch die Karststrukturen der Alb sehr schnell abfließt. Heute sind allerdings nur noch sehr wenige Maare mit Wasser gefüllt. Das größte dieser Maare war einst das Randecker Maar mit einem Durchmesser von über 1 km. Aufgrund seiner Lage wurde dieser See jedoch durch die fortschreitende Erosion des Albtraufs angeschnitten und enthält heute kein Wasser mehr. Genaugenommen entsprechen die heute noch sichtbaren Senken nicht den einstigen Maaren, es handelt sich meist eher um „Ausräumungsformen im Vulkantuff, soweit dieser nachgiebiger ist als das umgebende Gestein des Oberjura. Meist deuten nur Nischen an Talhängen oder flache Senken auf der Hochfläche auf ehemalige Maare hin“ [Roser und Mauch, 2003]. Im Albvorland sind viele der Schlotte deutlich als Berge zu erkennen: Als die Sedimentschichten verwitterten und von

⁴Tuff: Mischung aus Aschen und Lapilli; Lapilli: Förderprodukte von Vulkanen, durchschnittliche Größe von 2 mm - 64 mm

Wasser abgetragen wurden, blieben die härteren vulkanischen Überbleibsel stehen und bildeten Erhöhungen in der Landschaft. Die noch vorhandene Schlotbrekzie ist widerstandsfähiger als das umgebende Gestein, weshalb sie erhalten blieb, als die umgebenden Sedimentschichten verwitterten. Sie enthält oft Bruchstücke des Unteren Juras, daher kann man davon ausgehen, dass diese Orte zum Zeitpunkt des Ausbruchs noch von diesem Sediment bedeckt waren, d.h. der heutige Albtrauf befand sich wesentlich weiter nordwestlich.

2.3.2 Das Maar am Hofbrunnen

Das hier untersuchte Maar am Hofbrunnen liegt nördlich des Ortes Trailfingen, einem Teilort der Gemeinde Münsingen, und damit süd-östlich von Bad Urach. Das Maar, für das die Quelle *Hofbrunnen* namensgebend war, hat eine Ausdehnung von etwa 350 m auf 800 m. Ein Großteil dieser Fläche ist heute von Wald bewachsen, im Süden existiert jedoch auch eine landwirtschaftlich-bewirtschaftete Fläche.

Die heutige Oberfläche liegt wahrscheinlich um einiges tiefer als zur Zeit der vulkanischen Tätigkeit. Zusätzlich wurde das vulkanische Gestein möglicherweise abgebaut und die Vertiefungen eventuell später wieder mit Bauschutt aufgefüllt.

Die vulkanische Tätigkeit begann mit dem Aufsteigen heißen Gases, das sich einen Weg durch das bestehende Gestein bahnte. Anschließend stieg Magma auf, das jedoch in Berührung mit Grundwasser kam, was eine phreatomagmatische Explosion auslöste. Dabei wurde das umgebende Gestein an der Oberfläche weg gesprengt, so dass ein tiefer Trichter entstand. Zu einem bestimmten Zeitpunkt war jedoch das verfügbare Wasser verbraucht, weshalb die Eruption zum Stillstand kam und der entstandene Krater durch nachrutschendes Nebengestein und juvenile Materialien aufgefüllt wurde. Die vulkanische Tätigkeit war damit jedoch nicht beendet: Die Annahme liegt nahe, dass sich an dieser Stelle anschließend ein Schlackekegel bildete, der heute allerdings nicht mehr nachweisbar ist. Darauf deutet auch das Vorhandensein des Tuffschlotts hin.

Als die vulkanische Tätigkeit endete, wurde das lockere Material, das sich im Krater befand, umgewandelt und verdichtet, was durch die Sättigung mit Grundwasser begünstigt wurde. Heute findet man dort die Gesteinsarten Brekzie und Tuff vor. Da ein Grundwasserleiter angeschnitten worden war, konnte in dem porösen Material eine Quelle entstehen [Kopp, 2009].

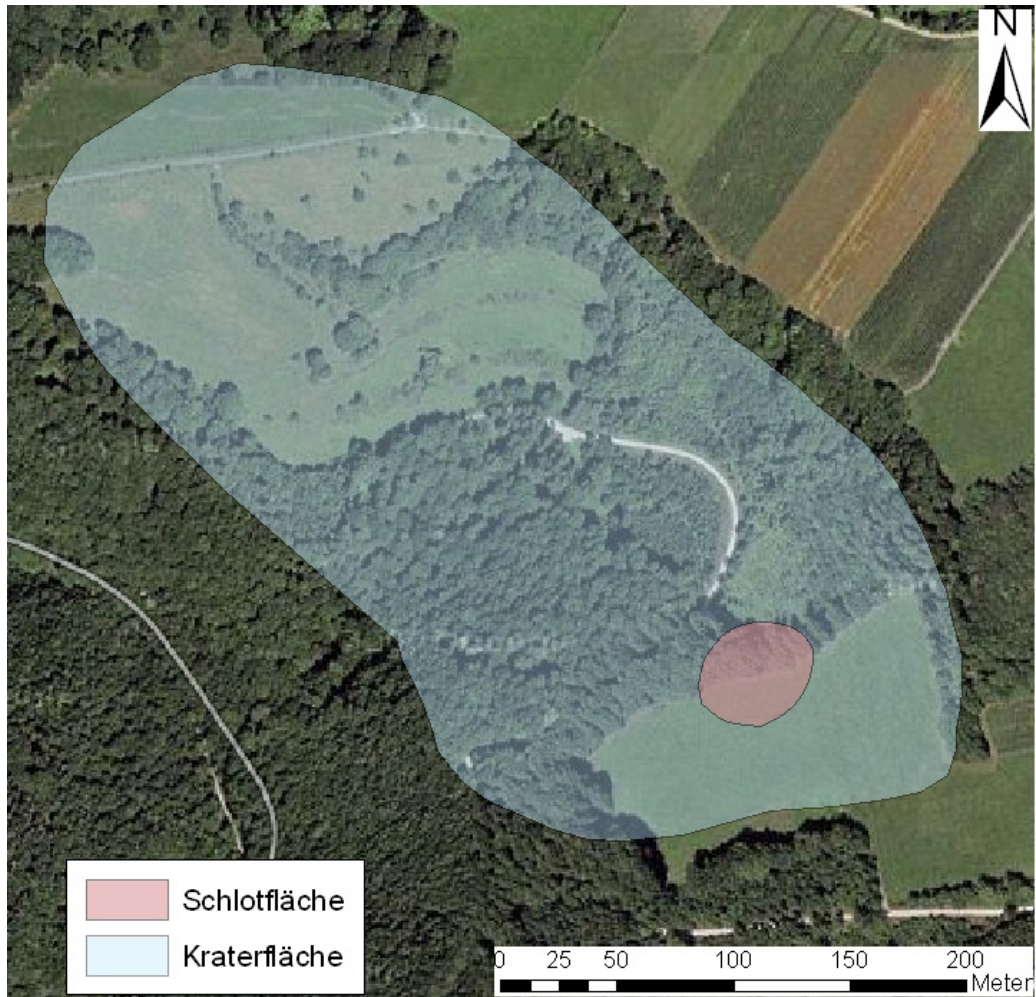


Abbildung 2.4: Maar am Hofbrunnen mit ungefähre Lage des Kraters und des Schlots

Kapitel 3

Messungsplanung und -durchführung

3.1 Messverfahren

Um die Schwereanomalien berechnen zu können, müssen zunächst topographische und gravimetrische Messungen durchgeführt werden. Zur Bestimmung der Schwere vor Ort wird am besten ein robustes und handliches Relativgravimeter eingesetzt. Hingegen kommen bei der Punkt- und der Höhenaufnahme, durch die später ein digitales Geländemodell realisiert werden soll, mehrere Verfahren in Frage. Zunächst muss deshalb, bevor die Messung gestartet werden kann, ein geeignetes Verfahren und die dazu nötigen Instrumente bestimmt werden.

3.1.1 DGM

Um ein digitales Geländemodell aufstellen zu können, muss zunächst das Gelände topographisch erfasst sein. Die Koordinaten und die Höhe jedes Messpunktes müssen bekannt sein. Zusätzlich ist es auch sinnvoll, Bruchkanten im Gelände zu erfassen mit deren Hilfe das Gelände besser modelliert werden kann. Dies kann mit unterschiedlichen Methoden erreicht werden:

1. Erfassung mit GPS
2. Tachymetrie
3. Koordinatenbestimmung mit dem Tachymeter, Höhenbestimmung durch Nivellement

Jede dieser Methoden hat ihre Vor- und Nachteile für die geplante Messung, deshalb sollen sie nun etwas genauer betrachtet werden. Die bestimmten Punkte sollten nach der Messung eine relative Höhengenaugigkeit von min. 2–3 cm aufweisen. Ausgehend vom Freiluftgradienten $\frac{\partial g}{\partial H} = -0,3086 \text{ mGal/m}$ (siehe Kap. 4.1.2) verursacht ein solcher Höhenunterschied eine Schweredifferenz kleiner als $10 \mu\text{Gal}$, was kleiner als die erwarteten Schweredifferenzen bei einem Gesamt-Höhenunterschied von über 20 m ist. Für das Messgebiet liegen noch keine Punktdaten vor, es existieren keine Festpunkte in Bezug auf Lage oder Höhe, die für eine tachymetrische Erfassung oder das Nivellement verwendet werden könnten. Deshalb wäre eine Kombination aus den unterschiedlichen Methoden sinnvoll.

Grundsätzlich sollte eine rasterförmiges Punktnetz aufgestellt werden, so dass die Punkte möglichst gleichmäßig über das gesamte Gebiet verteilt liegen. In topographisch unregelmäßigerem und damit schwerer zu modellierendem Gelände sollen die Punktabstände durch Einfügen zusätzlicher Punkte verringert werden.

Aus diesen gemessenen Punkten entsteht ein gemessenes Geländemodell. Für die weiteren Berechnungen reichen die gemessenen Punkte jedoch nicht aus, man benötigt ein viel dichteres und regelmäßigeres Punktraaster, daher muss ein gerechnetes DGM erzeugt werden. Dieses gerechnete Gitter liegt innerhalb des Messbereiches, die einzelnen Punkthöhen werden durch Interpolation bestimmt.

GPS

Für die Erzeugung eines geeigneten DGMs wird eine Höhengenaugigkeit von 2–3 cm benötigt, d.h. die Höhendifferenzen der einzelnen Punkte zueinander sollten auf 2–3 cm genau bestimmt sein. Es existieren mehrere verschiedene Verfahren, mit denen eine solche Genauigkeit mittels GPS erreicht werden können: Eine dieser Möglichkeiten ist eine *statisches GPS-Messung*, bei der ein Empfänger über dem zu bestimmenden Messpunkt aufgebaut wird und über längere Zeit kontinuierlich die Position bestimmt. Je länger die Messdauer ist, desto höher wird die erreichbare Genauigkeit. Für diese absoluten Punktbestimmung stehen jedoch nicht genügend Empfänger zur Verfügung um über allen aufzunehmenden Punkte parallele Messungen durchführen zu können. Deshalb wären mehrere Mess-Sessions nötig, während der die Empfänger jeweils immer über unterschiedlichen Punkten aufgebaut werden müssten. Zur Positionsermittlung wird dabei mit Trägerphasen gemessen, die im Vergleich zu der Messung der Code-Phasen wesentlich genauer sind.

Diese Methode gewährleistet eine hohe Genauigkeit und wird meistens bei größeren Punktabständen eingesetzt. Die Messgenauigkeit wird durch eine lange Beobachtungsdauer erreicht, in der wiederholt die gleiche Position bestimmt wird, so dass sich ein Mittelwert berechnen lässt. Je mehr Messwerte vorliegen, umso genauer wird die gemittelte Position. Eine Faustregel besagt, dass bei einer Messzeit von 1/2 Stunde eine Lagegenauigkeit des Punktes von 0,5 cm erreicht werden kann. Die Höhengenaugigkeit ist nicht ganz so gut, eine Faustregel sagt aus, dass die Lagegenauigkeit dreimal besser als die Höhengenaugigkeit ist. Eine solche Genauigkeit wäre für diese Messung völlig ausreichend. Allerdings ist der Zeitaufwand sehr hoch, wenn jeder einzelne Gitterpunkt gemessen werden muss. Deshalb wäre diese Methode gut für die Bestimmung der Anschlusspunkte, die bei einer tachymetrischen Punktaufnahme benötigt werden, geeignet. Liegt jedoch ein genau bestimmter Festpunkt in der Nähe (z.B. ein BWREF-Punkt), kann auf diesem Punkt ein Empfänger als Referenzstation aufgebaut werden, die dann eine Positions Korrektur bestimmt mit deren Hilfe die Position der anderen, parallel dazu gemessenen Punkte verbessert werden kann.

Eine weitere Möglichkeit wäre die relative Punktbestimmung mittels RTK (Real Time Kinematic), bei der zunächst auf einem Punkt mit bereits bekannten Koordinaten ein Empfänger aufgebaut wird, der als Referenzstation genutzt wird. Die Referenzstation bestimmt ständig die eigene Position über die Satelliten. Diese vergleicht sie mit den eingespeicherten Punktkoordinaten und bestimmt so auftretende Fehler und die daraus resultierenden Korrekturdaten für Trägerphasenmessung, die per Funk zum zweiten Empfänger, dem Rover übertragen werden. Dieser wird direkt über den zu messenden Punkten aufgestellt und kann die entsprechende Position mit den erhaltenen Daten in Echtzeit bestimmen. Dabei ist eine Genauigkeit von 1–2 cm erreichbar, allerdings nur wenn die Phasenmehrdeutigkeiten gelöst sind. Der Rover ist normalerweise an einem Stab montiert und kann somit leicht von einem Punkt zum anderen bewegt werden. Durch diese Beweglichkeit können die Messungen an den einzelnen Punkten wesentlich schneller als bei einer statischen Messung durchgeführt werden. Der Nachteil

Servicebereich	Bezeichnung	Genauigkeit [m]
EPS	<i>Echtzeit</i> Positionierungs-Service	1–3
HEPS	Hochpräziser <i>Echtzeit</i> Positionierungs-Service	0,01–0,03
GPPS	Geodätischer Präziser Positionierungs-Service	0,01
GHPS	Geodätischer Hochpräziser Positionierungs-Service	< 0,01

Tabelle 3.1: Servicebereiche in SAPOS

hierbei ist, dass im Messgebiet kein bereits bekannter Punkt vorhanden ist, über dem die Referenzstation aufgebaut werden könnte, weshalb man zumindest für einen Punkt trotzdem eine statische GPS-Messung durchführen müsste.

Um dieses Problem zu umgehen kann SAPOS (Satelliten-Positionierung) eingesetzt werden, der Positionierungsdienst der Arbeitsgemeinschaft der Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV). Anstatt eine Referenzstation vor Ort zu verwenden werden die Korrekturdaten von den festen Stationen der Landesvermessungsämter über Mobilfunk zu den Nutzern im Feld übertragen, wo sie in die Positionsrechnung einfließen.

SAPOS bietet unterschiedliche Service-Arten an, die Positionierung in Echtzeit und im Post-Processing, jeweils mit unterschiedlichen Genauigkeiten (siehe Tab. 3.1 aus [Bauer, 2003]).

Aufgrund der Genauigkeitsangaben sind insbesondere HEPS und GPPS für die topographische Punktaufnahme im Gelände geeignet, eine Genauigkeit, wie sie von GHPS geliefert wird, ist hier nicht erforderlich. HEPS bietet noch den Vorteil, dass die Daten sofort in Echtzeit vorliegen und nicht erst nachträglich ausgewertet werden müssen, so dass man mit den erhaltenen Daten gleich weiterarbeiten kann. Sollen alle Messpunkte mit GPS bestimmt werden, ist dies sicher nützlich und arbeitssparend, aber nicht unbedingt relevant. Will man dagegen nur die Anschlusspunkte für eine tachymetrische Messung bestimmen, ist es sehr viel einfacher, wenn die Koordinaten sofort vorliegen und im Nachhinein keine Transformationen durchgeführt werden müssen.

Ein Problem bei den Messungen mit GPS ist, dass immer auf die Abschattungen geachtet werden muss, die Empfänger sollten eine freie Sicht zu den Satelliten haben. In bewaldeten oder dicht besiedelten Gebieten kann es daher zu Signalverlust kommen. Das Messgebiet liegt zum Teil auf einer Wiese, an diesen Stellen ist problemloser GPS-Empfang möglich. Je näher man jedoch dem Waldrand kommt, desto schlechter wird die Messung. Undurchführbar ist dieses Verfahren direkt im Wald. Hier besteht keine Verbindung mehr zu den Satelliten, womit das GPS-Verfahren in diesem Teilstück des Messgebiets nicht einsetzbar ist.

Die GPS-Empfänger die hier verwendet werden können, sind GX1230 von Leica, die je nach Messmethode die in Tab. 3.2 [Leica GPS1200+ Serie – Technische Daten, 2008] dargestellten Genauigkeiten aufweisen.

Tachymetrie

Im Gegensatz zu GPS-Messungen stellen bei tachymetrischen Messungen Abschattungen durch Gebäude oder bewaldetes Gebiet kein Problem dar; jedoch ist es hier notwendig, eine Sichtverbindung zwischen Instrument und dem Messpunkt zu haben. Um die Messpunkte in ein übergeordnetes Koordinatensystem einzugliedern, werden für die Stationierung

Messmethode	Horizontalrichtung	Vertikalrichtung
Post-Processing		
nur Code	25 cm	25 cm
Statisch und Rapid Static (Phase) mit Standard Antenne	5 mm+0,5 ppm	10 mm+0,5 ppm
Echtzeit/RTK		
nur Code	25 cm	25 cm
Rapid Static (Phase), Statischer Modus nach Initialisierung	5 mm+0,5 ppm	10 mm+0,5 ppm

Tabelle 3.2: Genauigkeit (rms) bei GPS-Messungen

Anschlusspunkte mit bekannten Koordinaten verwendet. Da solche Punkte im Messgebiet nicht vorliegen, müssen sie durch andere Messverfahren bestimmt werden, so dass mit ihrer Hilfe zunächst der Standpunkt und anschließend die Koordinaten der Messpunkte berechnet werden können. Die dabei erreichbare Genauigkeit liegt im Bereich von $\frac{1}{100}$ mgon bei Richtungs- bzw. Winkelmessungen und von unter 1 mm bei Streckenmessungen. Da der Reflektor direkt über dem Punkt aufgestellt werden muss, ist es bei diesem Messverfahren besser, wenn bei den Messungen mindestens zwei Personen anwesend sind. Natürlich gibt es noch die Möglichkeit, mit einem zielverfolgenden Tachymeter die Messung mit einer Fernsteuerung auszulösen. Kommt es dabei aber zu einem Signalverlust, muss das Instrument jedesmal wieder neu ausgerichtet werden, so dass es im Endeffekt problemloser ist, wenn zwei Personen an der Messung teilnehmen.

Ein Problem bei tachymetrischen Messungen sind Sichthindernisse wie dichtes Unterholz und Büsche, die am im Messgebiet liegenden Waldrand fast überall vorkommen. An Stellen, die nicht weit vom Rand entfernt sind, muss nach Lücken gesucht oder Äste entfernt werden, so dass der Reflektor sichtbar ist. Will man jedoch Punkte aufnehmen, die tiefer im Wald liegen, können Schwierigkeiten auftreten. Auch sollte man in dem unebenen Gelände den Refraktions Einfluss nicht vergessen und, so weit möglich, den Zielstrahl immer mindestens 50 cm über dem Boden verlaufen lassen.

Das Tachymeter, das hier eingesetzt werden könnte, ist das TRPS 1201 von Leica. Im Standardmodus weist es eine Richtungsgenauigkeit von $\sigma_\alpha = 0,3$ mgon sowohl bei Horizontal- als auch bei Zenitwinkelmessungen auf und es erreicht eine Streckengenauigkeit von $\sigma_s = 1 \text{ mm} + 1 \text{ ppm}$.

Um die Genauigkeit der Polarpunktberechnung zu bestimmen, kann man folgende Formel verwenden [Gruber und Joeckel, 1986]:

$$\sigma_P = \sqrt{(s \cdot \sigma_\alpha [\text{rad}])^2 + \sigma_s^2}, \quad (3.1)$$

und die Genauigkeit der trigonometrischen Höhenübertragung wird folgendermaßen berechnet

$$\sigma_{\Delta h} = \sqrt{(\cot z \cdot \sigma_s)^2 + \left(\frac{\sigma_s}{\sin^2 z} \cdot \sigma_z [\text{rad}] \right)^2 + \sigma_i^2 + \sigma_f^2}. \quad (3.2)$$

σ	s	100 m	200 m	300 m	400 m	500 m
σ_s		1,15	1,3	1,45	1,6	1,75
σ_P		1,24	1,61	2,03	2,47	2,93
$\sigma_{\Delta h}$		7,23	7,43	7,75	8,17	8,68

Tabelle 3.3: Genauigkeitsangaben zum Tachymeter TRPS 1201 in [mm]

mit der Standardabweichung des Zenitwinkels $\sigma_z = \sigma_\alpha$, der Standardabweichung der Instrumentenhöhe σ_i und der Standardabweichung der Zieltafelhöhe (Reflektorhöhe) σ_t . Nimmt man für die Zenitwinkelmessung einen Erwartungswert zwischen 50 gon und 150 gon an und vernachlässigt sowohl die Standardabweichung der Instrumenten- als auch der Zieltafelhöhe, so erhält man für die unterschiedlichen Zielweiten die in Tab. 3.3 dargestellten Genauigkeiten. Dabei sind die zu erwartenden Zielweiten deutlich geringer als die hier angegebenen 500 m.

Nivellement

Beim Nivellement wird der Unterschied der Geländehöhe zwischen zwei Punkten bestimmt, „indem man den lotrechten Abstand beider Punkte von einer horizontalen Ziellinie misst“ [Kahmen, 2006]. Die lotrechten Abstände werden dabei an den Nivellierlatten abgetragen, die direkt über den Punkten aufgestellt werden. Deshalb muss beim Messvorgang besonders darauf geachtet werden, dass diese Latten genau senkrecht stehen. Dieses Verfahren ist am personalaufwendigsten, da man mindestens drei Personen benötigt: Zwei zum Aufhalten der Latten und eine zum Ablesen am Nivellier und zum Führen des Feldbuchs. Bei neueren Digitalnivellieren ist jede Latte mit einem instrumentenspezifischen Lattencode bedruckt, aus dem das Nivellier den Höhenunterschied berechnen kann, was die Messung und Auswertung wesentlich vereinfacht. Um aus den bestimmten Höhenunterschiede absolute Höhen zu erhalten, benötigt man allerdings mindestens einen Höhenfestpunkt, an den die Messung angeschlossen werden kann.

Ein Nivellements-durchgang wird im allgemeinen der besseren Genauigkeit wegen in Schleifen durchgeführt, der Anfangs- und der Endpunkt sind immer dieselben. Eine weitere Genauigkeitssteigerung wird durch zweimaliges Ablesen an jeder Latte pro Standpunkt erreicht. Durch die Bestimmung des Höhenunterschieds auf Hin- und Rückweg (*Doppelnivellement*) würde Δh viermal bestimmt, womit die höchstmögliche Genauigkeit erreichbar wäre. Beim Nivellieren ist jedoch die Position des Messpunktes unbekannt, sie muss mit einem anderen Messverfahren ermittelt werden. Bei reinen Profilmessungen reicht es aus, wenn man die Höhenunterschiede und die Strecken zwischen den Messpunkten kennt, will man jedoch ein ganzes Gebiet erheben, so sind die Koordinaten eines Punktes unbedingt notwendig um die Messungen richtig zuordnen zu können. Grundsätzlich ist Nivellement überall durchführbar. Jedoch ist auch bei diesem Verfahren eine freie Sicht zu den Latten ausschlaggebend, da sonst die Höhenunterschiede nicht ermittelt werden können. Dichtes Gebüsch verhindert eine genaue Messung, die Messschleife müsste also außen herum geführt werden, was einen höheren Messaufwand bedeutet. Bei sehr steilem Gelände muss zudem die Zielweite verkürzt werden, da die Zielachse immer min. 1 m über dem Boden auf die Messlatte treffen sollte, um den Refraktionseinfluss nicht zu groß werden zu lassen.

Instrument	Standardabweichung 1 km Doppelnivellement
Baunivellier	6–20 mm
Ingenieurnivellier	2–3 mm
Feinnivellier	≤0,5 mm

Tabelle 3.4: Genauigkeit Nivellement

Ein großer Vorteil beim Nivellement ist die Genauigkeit: Für 1 km Doppelnivellement kann, wie in Tab. 3.4 dargestellt, eine mehr als ausreichende Genauigkeit erreicht werden. Die Standardabweichung für 1 km Doppelnivellement berechnet sich zu

$$\sigma_{\text{DNiv}} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{1}{n} \left(\frac{\sum d^2}{l} \right)} \quad (3.3)$$

mit $d = \Delta h_1 - \Delta h_2$, also der Differenz der Höhenunterschiede aus Hin- und Rückmessung, bei n Teilstrecken, die die Länge l [km] haben.

Auswahl einer geeigneten Messmethode

Jedes der hier vorgestellten Verfahren hat Vor- und Nachteile: GPS-Messungen sind gegenüber den anderen Verfahren nach einigen Vorbereitungen am einfachsten durchführbar. Eine Person kann die Messungen gut alleine durchführen, die Messungen erfolgen schnell und ausreichend genau; dafür tauchen jedoch Schwierigkeiten in abgeschatteten Bereichen auf. Hier ist eine Messung mit einem Tachymeter wesentlich erfolgsversprechender und genauer. Dafür sollten aber immer zwei Personen bei der Messung mitwirken. Nach Stationierung des Tachymeters erfolgen die Messungen so schnell hintereinander, wie es dauert bis die aufzunehmenden Punkte besetzt sind. Wesentlich langsamer ist das Verfahren Nivellement, wenn auch wesentlich genauer. Man benötigt mehr Personen und mehr Zeit, außerdem ist dieses Verfahren in unwegsamem Gelände schwerer durchzuführen, wenn auch praktikabel. Man benötigt festen Untergrund, auf dem die Messlatte längere Zeit ruhig gehalten und senkrecht aufgestellt werden kann. Dichtes Unterholz ist nicht erwünscht, da es neben den Schwierigkeiten mit der freien Sicht hier auch zu Problemen führt, wenn die langen Latten von einem Punkt zum anderen zu transportiert werden müssen.

Aus diesen Gründen wird bei der hier anstehenden Messung vor allem Tachymetrie genutzt. Damit kann man problemlos vom bewaldeten in den Wiesenbereich wechseln. Die Anschlusspunkte werden mittels RTK unter Verwendung von SAPOS bestimmt. Um die berechneten Punkte abzustecken, kann sowohl ein Tachymeter als auch GPS genutzt. GPS wird an den Punkten verwendet, an denen es keine Abschattungen gibt, an den anderen kommt das Tachymeter zum Einsatz. Verwendet wird hier das System 1200 von Leica mit dem Tachymeter TRPS 1201 und den GPS-Empfängern GX1230.

3.1.2 Schweremessungen

Im Grunde gibt es zwei unterschiedliche Typen von Gravimetern: Absolutgravimeter und Relativgravimeter.

Ein Absolutgravimeter, das den absoluten Schwerewert über einem bestimmten Punkt misst, ist nicht beliebig bewegbar und für Messungen im freien Feld, bei denen das Gerät zudem noch von einem Punkt zum anderen bewegt werden muss, nicht geeignet. Zudem sind solche Geräte durch ihre enormen Anschaffungskosten nicht sehr häufig und stehen für die Messungen nicht zur Verfügung. Daher soll auf dieses Messprinzip an dieser Stelle nicht näher eingegangen werden. Mit einem Relativgravimeter lassen sich die Schwereunterschiede zwischen zwei Punkten bestimmen. Um einen absoluten Wert zu erhalten, benötigt man jedoch einen Anschlusspunkt, für den dieser Wert bereits bekannt ist. Ein solches Instrument kann leicht von einem Punkt zu einem anderen transportiert werden und ist auch unter den unterschiedlichen realen Bedingungen einsetzbar.

Bei diesen Messungen wird ein Scintrex-Gravimeter CG5 eingesetzt, ein Federgravimeter, das mit kapazitivem Abgriff arbeitet. Ein Teil der Messauswertung kann von dem Instrument selbst durchgeführt werden, zusätzlich kann eine Erdzeitenreduktion automatisch mitverarbeitet werden und das Driftverhalten des Gravimeters wird kontrolliert. Dabei erreicht das Instrument eine Standardabweichung von besser als $5 \mu\text{Gal}$ (Herstellerangabe).

3.2 Messkonzept

Das gesamte Gebiet, in dem vulkanische Strukturen vermutet werden, hat eine Ausdehnung von etwa 800 m auf 350 m und wurde bereits in [Kopp, 2009] genauer betrachtet. Hier soll jedoch nur ein Teilgebiet untersucht werden, wo sich vermutlich der ehemalige Vulkanschlot befindet. Das Messgebiet umfasst den südlichsten Teil der gesamten Maarfläche und ist etwa 200 m auf 130 m groß. Größtenteils befindet sich an dieser Stelle landwirtschaftlich genutztes Gelände, ein Teil liegt jedoch auch im Wald. Um eine Beurteilung der Nachweisbarkeit zu ermöglichen erstreckt sich das Gebiet über den vulkanisch geprägten Bereich hinaus auf den für die Schwäbische Alb typischen Untergrund.

Über das gesamte zu untersuchende Gelände werden, soweit möglich, gleichmäßig verteilte Rasterpunkte in einem Abstand von 40 m gelegt und in dem Bereich, in dem der Vulkanschlot vermutet wird, findet eine Punktverdichtung auf 20 m statt (siehe Abb. 3.1). Diese Punktabstände sind geringer als die Größe der erwarteten Struktur, so dass diese auf jeden Fall als solche erkennbar ist, gleichzeitig bleibt der Messaufwand überschaubar. Im Bereich des Schlots, der in [Kopp, 2009] mit einem Durchmesser von ca. 60×80 m angegeben wird, liegen durch einen Punktabstand von 20 m auf jeden Fall mehrere Messpunkte. Bei einer geringeren Punktdichte könnte nicht sicher ausgemacht werden, ob es sich bei einem abweichenden Schwerewert um einen aufgrund der unterschiedlichen Gesteinsdichten im Untergrund zustande gekommenen Wert oder einen Messfehler handelt. Für das restliche Gebiet wurde der Abstand verdoppelt, da der Krater und damit auch der Kraterrand wesentlich größer sind. Da für das Gelände noch keine Koordinaten bekannt sind, wird der erste Punkt frei festgelegt. Von diesem Punkt ausgehend werden die Nachbarpunkte über die festgelegte Entfernungen abgesteckt. Sind einige Punktkoordinaten bekannt, so lassen die restlichen sich leicht berechnen. Da die Messungen

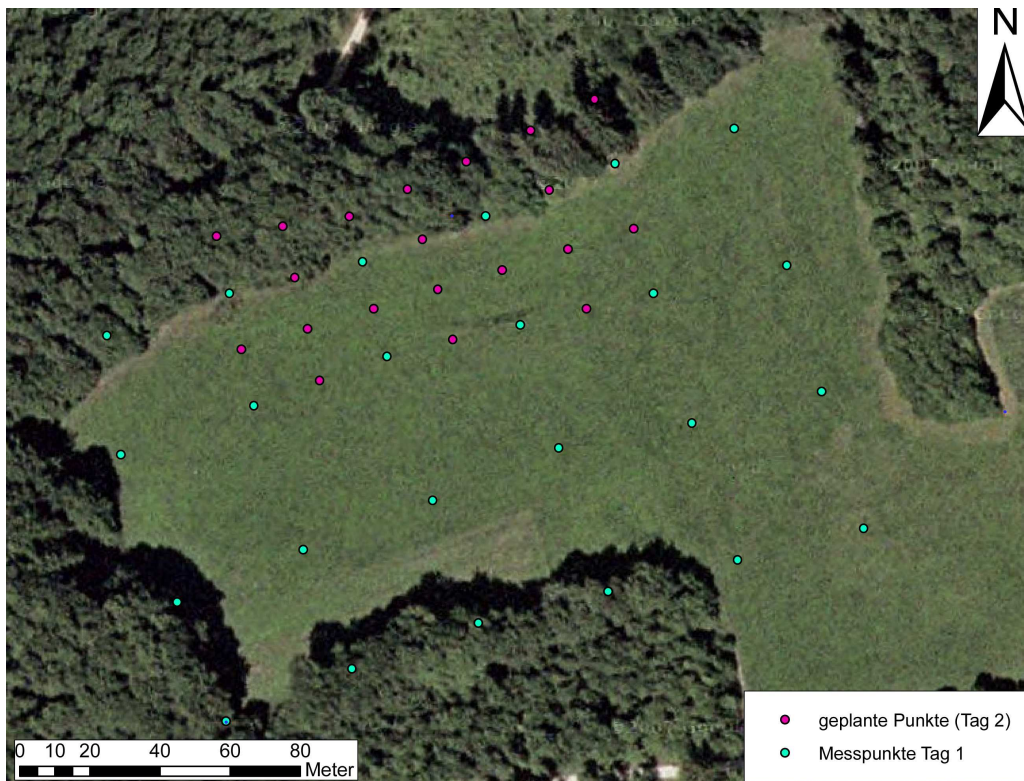


Abbildung 3.1: Geplante Punktverteilung im Messgebiet

nicht an einem Tag durchgeführt werden können, werden zumindest die am zweiten Messtag abzusteckenden Punktkoordinaten bereits vorab bestimmt und mit GPS abgesteckt. Von jedem dieser Punkte, die durch einen Nagel im Erdreich definiert sind, werden tachymetrisch die Gauß-Krüger-Koordinaten sowie die Höhe bestimmt und es findet auf jedem eine gravimetrische Messung statt. Außerdem werden noch einige zusätzliche Punkte tachymetrisch erfasst, die an Bruchkanten im Gelände liegen, so dass die Geländetopographie später besser modelliert werden kann.

Als Tachymeter wird das TRPS 1201 verwendet. Dieses Instrument wird möglichst in der Mitte des zu vermessenden Gebietes aufgestellt, so dass idealerweise das gesamte Gebiet aufgenommen werden kann. Die zwei Anschlusspunkte, die für die freie Stationierung benötigt werden, sollen mittels RTK bestimmt werden, also dürfen sie nicht zu nahe am Waldrand liegen. Zudem sollten sie für die Berechnung der Instrumentenposition auch möglichst breit in dem zu vermessenden Gebiet verteilt liegen. Da mehrere Standpunkte zur Aufnahme nötig sind, müssen die Anschlusspunkte auch in diesem Fall gut anzielbar sein. Idealerweise sollten sie auf der Kuppe des Geländes liegen, nicht zu nahe beieinander, damit der Schnittwinkel bei der Positionsberechnung ausreichend groß ist, aber auch noch von tieferen Punkten im Gelände einsehbar. Die beiden Punkte werden durch eingeschlagene, bodengleiche Pflöcke, in denen sich je ein Nagel befindet, gekennzeichnet.

Zur Berechnung der Instrumentenposition werden die Reflektoren mittels Stabstativen lotrecht über den bestimmten Anschlusspunkten aufgestellt. Geht man von einer Libellenangabe von etwa 8' aus, kann somit bei sorgfältigem Aufstellen mit einem Stabstativ eine Genauigkeit im Millimeter- bis Zentimeterbereich verwirklicht werden. Das Tachymeter selbst wird zunächst

grob mittels Dosenlibelle und anschließend genauer mit einer elektronischen Libelle horizontalisiert. Da im TRPS 1201 ein Kompensator eingebaut ist, kann man bei entsprechend genauer Horizontierung davon ausgehen, dass eine mögliche minimale Restneigung von einem solchen eliminiert wird und man somit nicht von einem Fehlereinfluss durch diese Neigung ausgehen muss. Die Genauigkeit einer freien Stationierung ist von der Lage der zur Berechnung verwendeten Festpunkte abhängig.

Hingegen kann die Lage- und die Höhengenaugigkeit der polar aufgenommenen Neupunkten leicht mit den Gleichungen (3.1) und (3.2) bestimmt werden, die Richtungs- und Streckengenaugigkeit können den Angaben des Herstellers entnommen werden.

Jeder Punkt wird anschließend erfasst und abgespeichert. Die Messungen erfolgen in einer Lage, da die Genauigkeit zu diesem Zweck mit dem verwendeten Instrument ausreichend ist. Die Reflektoren sind auf einem Stab montiert und werden, außer bei der Stationierung, frei lotrecht aufgehalten. Mit dieser Methode lässt sich schätzungsweise eine Genauigkeit im Zentimeterbereich erreichen. Um die Genauigkeit der Punkte und vor allem die der Höhe zu berechnen muss die Genauigkeit des Instrumentenstandpunkts miteinbezogen werden.

$$s_{\Delta HN} = \sqrt{s_{\Delta hS}^2 + s_{\Delta h}^2} \quad (3.4)$$

Eine zusätzliche Möglichkeit zur Kontrolle der tachymetrischen Messungen bei mehreren Standpunkten bietet die Aufnahme der beiden Schwerepunkte S1 und S2, die als Referenzpunkte für die Schweremessungen dienen und die dadurch von jedem Tachymeterstandpunkt aus aufgenommen werden sollten.

Die gravimetrischen Messungen werden parallel zur tachymetrischen Aufnahme durchgeführt. Zu Beginn jeder Messung wird das Instrument auf den Punkten S1 und S2 aufgestellt. Diese beiden Punkte werden, genau wie die Aufnahmepunkte, durch einen bodengleichen Pflock mit einem Nagel gekennzeichnet. Sie befinden sich am Rand des Messgebiets am Waldrand, so dass sie auch über längere Zeit hin nicht durch landwirtschaftliche Arbeiten beeinflusst werden. Zudem bietet der nahe gelegene Wald einen guten Schutz vor Wind. Der Punkt S1 stellt für die hier angewendete Relativgravimetrie den Nullpunkt dar, der für die Differenzenbildung verwendet wird. Mit Hilfe des zweiten Punktes kann ein eventuell auftauchendes Driftverhalten zwischen den verschiedenen Messreihen bestimmt werden.

Das Gravimeter muss auf jedem einzelnen Gitterpunkt aufgebaut werden. Generell ist bei gravimetrischen Messungen darauf zu achten, dass immer wieder ein Punkt doppelt aufgenommen wird, um einem Drift entgegenzuwirken. Dazu gibt es unterschiedliche Verfahren:

- Profilverfahren
- Sternverfahren
- Steppverfahren

Diese bekannten Messmethoden schreiben vor, dass die Messung über jedem Punkt wiederholt wird, um eine auftauchende Drift entdecken und eliminieren zu können. Da hier ein ganzes Messgitter und nicht nur ein Profil aufgenommen wird, ist das Messverfahren etwas abgeändert worden. Durch gleichmäßig über das gesamte Messgebiet verteilte Punkte könne Abweichungen und Ausreißer leichter erkannt werden. Deswegen wird bei dieser Messung immer jeder 4. Punkt wie beim Steppverfahren doppelt gemessen, was auch den Messumfang und damit die benötigte Zeit deutlich senkt. Zudem werden am Anfang und am Ende der Messung

zwei identische Punkte (S1 und S2) besetzt und gemessen, so dass ein mögliches Driftverhalten bestimmt werden kann.

Bei der Bestimmung von Schweredifferenzen ohne Wiederholungsmessungen ist eine Genauigkeit von $\pm 10\text{--}20 \mu\text{Gal}$ erreichbar, wenn das Gravimeter kalibriert und gangkontrolliert ist. Durch die Wiederholungen kann diese Genauigkeit noch deutlich gesteigert werden [Torge, 2003]. Sie ist also für diese Messungen ausreichend.

3.3 Messdurchführung

Die Messungen können nicht an einem einzelnen Tag durchgeführt werden. Ursprünglich waren zwei Messtage folgendermaßen geplant: Am ersten Tag sollten die Messungen in dem übergeordneten Netz mit einem Punktabstand von 40 m stattfinden, am zweiten Tag wurde eine Netzverdichtung im Bereich, in dem der Vulkanschlot vermutet wird, durchgeführt. In diesem Bereich wird der Punktabstand in dem Punktgitter auf 20 m verringert.

Messtag 1

Zu Anfang des ersten Messtags wurden zunächst die beiden Schwerepunkte S1 und S2 festgelegt und markiert. Dies geschah an leicht zugänglichen und gut einsehbaren Punkten, die einen möglichen Tachymeterstandpunkt bei der Punktaufnahme nicht einschränken. Zudem sollten sich die beiden Punkte nicht im vulkanischen Auswurfbereich befinden.

Der erste Punkt (100) des Gitternetzes wurde frei bestimmt. Seine ungefähre Lage war bereits zuvor im Luftbild bestimmt worden und nun ins Gelände übertragen worden. Von diesem Punkt aus wurde die erste Linie des Gitters mehr oder weniger parallel zur Lage des südlichen Waldrands festgelegt. Die einzelnen Punkte haben einen Abstand von ungefähr 40 m. Bis zum nördlichen Waldrand konnten noch drei weitere Linien, jeweils ebenfalls mit einem Abstand von 40 m, abgesteckt werden, von denen jede 6 Punkte umfasst (siehe Abb. 3.2). Es war leider nicht möglich, eine weitere, fünfte Linie unterzubringen, aufgrund des an dieser Stelle beginnenden Waldes hätte es Probleme mit der Regelmäßigkeit bei der Absteckung der Gitterpunkte gegeben. Außerdem wären solche Punkte höchstwahrscheinlich nicht mit dem Tachymeter einsehbar gewesen. Um später für die Gravimetrie einen sichereren Stand gewährleisten zu können, wurde neben jedem Punkt mit dem Spaten ein ca. $50 \times 50 \text{ cm}$ und ca. 10–15 cm tiefes Loch ausgehoben. Besonders in den steileren Teilstücken des Messgebietes wäre der Messteller sonst nicht so stabil gestanden wie es für die Messungen erforderlich ist.

Als nächstes wurden die Anschlusspunkte A1 und A2 zur Berechnung der Stationierung des Tachymeters mittels GPS-RTK unter Verwendung von SAPOS bestimmt. Diese beiden Punkte wurden so gewählt, dass sie zum einen eine Standpunktwahl des Tachymeters möglich wenig einschränken, zum anderen aber gleichzeitig eine gute Rechenkonfiguration ermöglichen. Zudem liegen sie weit genug vom Waldrand entfernt, damit der GPS-Empfänger möglichst wenig durch Abschattung beeinträchtigt ist. Auch diese beiden Punkte wurden, wie die Schwerepunkte, durch Pflöcke mit Nägeln markiert. Nun konnte das Tachymeter stationiert werden.

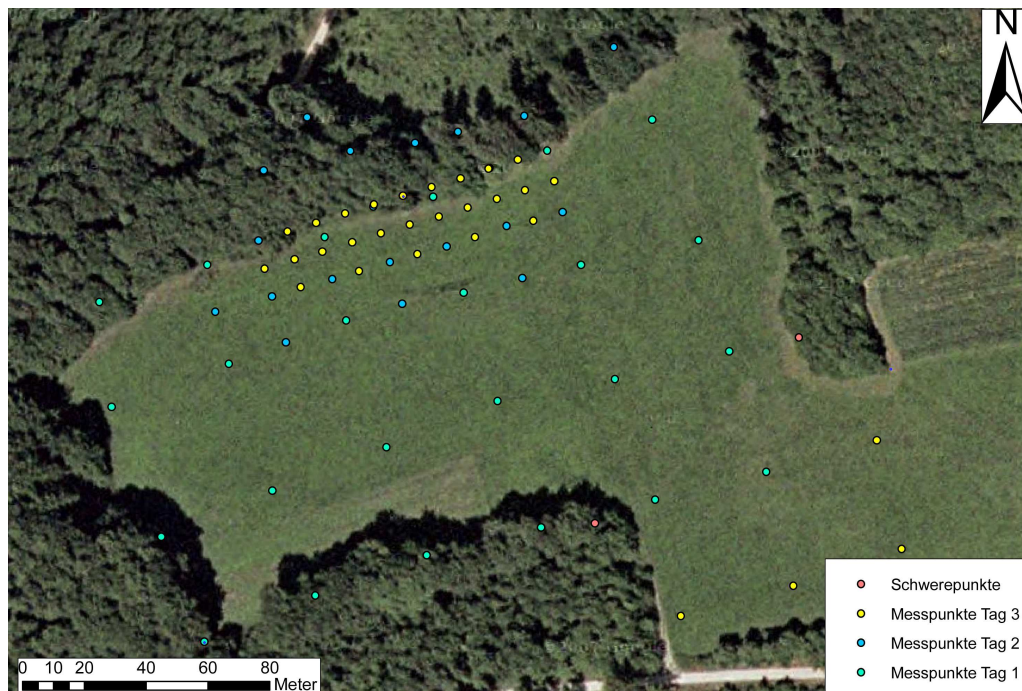


Abbildung 3.2: Gitterpunkte, S1 und S2 im Messgebiet

Der gewählte Standpunkt (St1) liegt auf einer Kuppe und damit an einer der höchsten Stellen des Messgeländes, so dass man einen möglichst guten Überblick hat. Mit den zwei Anschlusspunkten wird eine freie Stationierung durchgeführt. Jeder der Netzpunkte wird bei der Aufnahme von Hand aufgehoben, dabei wird aber auf die Senkrechtstellung geachtet. Nach Abschluss der Punktaufnahme wird die Nullrichtung überprüft, die sich nicht verändert hatte.

Während dieser Schritte wurde das Gravimeter bereits über dem Punkt S1 aufgebaut damit es sich nach möglichen Erschütterungen durch die Fahrt beruhigen konnte und dadurch der Einfluss des Hystereseffekts möglichst gering gehalten wird. Auch wurde hier eine deutlich längere Messung als über den Netzpunkten durchgeführt, so dass die Schwere an diesem Punkt möglichst genau bestimmt werden konnte. Ebenso wurden auf Punkt S2, wo das Instrument als nächstes aufgebaut wurde, mehr Messungen als auf den Messpunkten durchgeführt. Anschließend konnte mit den Schweremessungen an den Netzpunkten begonnen werden. An jedem Punkt sollten 4 Messungen mit einer Messdauer von jeweils 60 Sekunden stattfinden. Dabei musste jedoch immer ein mögliches Auswandern der elektronischen Libelle im Auge behalten werden, d.h. ob sich das Instrument möglicherweise während der Messung weiter setzte. Dies war in dieser Hanglage öfters der Fall, deshalb mussten immer wieder Messungen abgebrochen und neu gestartet werden. Eine zusätzliche Schwierigkeit war an diesem Tag der böige Wind, der die Schweremessungen beeinflusste. Zum Abschluss dieses Messtags wurde das Gravimeter nochmals über den beiden Schwerpunkten S1 und S2 aufgebaut, um wieder das Driftverhalten bestimmen zu können.

Messtag 2

Am zweiten Messtag ging es um eine Verdichtung der Punkte in einem Teil des Gebiets auf einen Punktabstand von 20 m. Da die Koordinaten der umliegenden Punkte bereits durch die erste Messreihe bekannt war, konnten die Koordinaten der Verdichtungspunkte vorab berechnet und vor Ort abgesteckt werden. Im freien Gelände konnte dies mit GPS-RTK (SAPOS) durchgeführt werden, nahe des Waldrands wurde jedoch das Tachymeter eingesetzt, das wieder über die bereits bekannten Punkte frei stationiert wurde. Um ein größeres Messgebiet zu erhalten wurden dieses Mal auch Punkte in den Wald hineingelegt. Eine Gitterstruktur beizubehalten war an dieser Stelle nicht möglich, da am Waldrand reichlich Unterholz vorhanden ist. Deshalb wurden die Punkte so gelegt, dass sie vom freien Messgelände einsehbar waren, was in diesem Fall zu 7 zusätzlich messbaren Punkte in diesem Gebiet führte. Die markierten Punkte wurden anschließend gleich mit dem Tachymeter aufgenommen. Um eine genauere Modellierung des Geländes zu ermöglichen wurden außerdem einige topographische Hilfspunkte an Bruchkanten im Gelände aufgenommen. Wieder wurde neben jedem Gravimetrie-Punkt ein Loch gegraben, um eine standfeste Gravimetriemessung zu gewährleisten, nachdem das Gravimeter bereits während der Absteckung und der Aufnahme über Punkt S1 aufgebaut worden war und an diesem Punkt und an S2 bereits gemessen hatte. Wieder wurde an jedem vierten Messpunkt eine Wiederholungsmessung durchgeführt. Da es an diesem Tag nass und regnerisch war, war es wesentlich schwieriger das Gravimeter in einer stabilen Lage aufzubauen und eine Messung ohne Einsinken zu gewährleisten; besonders im Wald war dies an manchen Punkten fast unmöglich. Deshalb mussten oft mehrere einzelne Messungen mit einer kürzeren Dauer durchgeführt werden. Auch an diesem Tag wurde als letztes noch gravimetrische Messungen an den Punkten S1 und S2 durchgeführt.

Messtag 3

Nach diesen Messungen wurden die Daten ausgewertet, um zu sehen, ob sich bereits eine Struktur im Untergrund abzeichnet. Da dies nicht deutlich genug der Fall war, wurde eine weitere Verdichtung im Bereich, in dem die vulkanische Struktur vermutet wird, vorgenommen. Dazu wurde der Punktabstand in diesem Teil des Gebietes auf 10 m verringert. Die Punktkoordinaten wurden bereits vorab für die Absteckung berechnet.

Aufgrund einer Funktionsstörung konnten die Punkte vor Ort nicht mit GPS-RTK abgesteckt werden, dies geschah mit Hilfe des Tachymeters. Die entsprechenden Punkte wurden abgesteckt, markiert und aufgenommen, während das Gravimeter bereits auf Punkt S1 und Punkt S2 aufgebaut war. Bei den gravimetrischen Messungen wurde nur jeder fünfte Punkt wiederholt gemessen.

Um auch Messwerte außerhalb des vulkanischen Auswurfbereichs zu erhalten wurde das übergeordnete Gitter im Süden durch 4 weitere Messpunkte im Abstand von 40 m vergrößert. Auch diese Punkte wurden tachymetrisch aufgenommen und gravimetrisch gemessen. Zum Schluss wurden wieder die Schweremessungen auf den Punkten S1 und S2 wiederholt.

Kapitel 4

Analyse und Interpretation

4.1 Analyse

4.1.1 DGM

Die bestimmten Koordinaten liegen als Gauß-Krüger-Koordinaten vor, die Höhen als Normalhöhen, sie wurden mit **Leica Geo Office** als *.txt Dateien abgespeichert. Zur Erzeugung eines Digitalen Geländemodells müssen die Daten als erstes in das Programm **MATLAB** eingelesen und ausgewertet.

Zunächst sollen hier die Genauigkeit der einzelnen Messergebnisse betrachtet werden. In Abb. 4.1, Abb 4.2 und Abb. 4.3 wird jeweils für jeden Punkt der Punktlage- und die Höhengenaugigkeit gezeigt. Da besonders die Lagegenauigkeit am dritten Messtag schlechter als an den anderen Tagen war, wird diese in einer extra Graphik abgebildet, so dass die einzelnen Ergebnisse differenzierter betrachtet werden können.

Diese relativen Genauigkeiten spiegeln die Genauigkeit der Punkte zueinander wieder, sie liefern keinen Überblick über die Genauigkeit der absoluten Werte. Da in der Auswertung des Schwere-Messergebnisse später jedoch Differenzen gebildet werden, würde ein konstanter Höhenfehler, der sehr wohl in die Berechnungen eingeht, dadurch eliminiert werden. In den Abbildungen tauchen neben den eigentlichen Messpunkten auch die zusätzlichen topographischen Punkte auf, die bei der Erzeugung des DGMs mit verwendet werden.

Alle Punkte haben eine Höhengenaugigkeit kleiner als 4 mm, was deutlich unter der Vorgabe von 2–3 cm liegt. Die Genauigkeit der am dritten Tag gemessenen Punkte ist besonders an den tiefsten Punkten im Gelände am schlechtesten. Dies liegt einerseits an höher eingestellten Reflektorstäben bei der Aufnahme, denn die Punkte 901–904 sowie die topographischen Punkten, die von einem anderen Standpunkt mit einer niedrigeren Stablänge aufgenommen wurden, weisen eine bessere Höhengenaugigkeit auf. Andererseits sind auch die Punktlagegenauigkeiten aller Messpunkte am dritten Messtag mit über 1 cm wesentlich größer als an den restlichen Messtagen, an denen die Lagegenauigkeit deutlich unter 5 mm liegt. Dies bedeutet, dass eventuell einer der Anschlusspunkte verändert wurde (z.B. bei landwirtschaftlichen Tätigkeiten), aber es weist auch deutlich auf ungünstigere Schnittbedingungen bei der Stationierung hin, die dadurch selbst eine schlechtere Genauigkeit erreicht.

Da für den Messtag 2 die Koordinaten durch polares Anhängen neu berechnet werden mussten, ist ihre Lagegenauigkeit jedoch nicht ganz so gut, wie die Messgenauigkeiten angeben. Nachdem auch der entsprechende Standpunkt durch einen Vorwärtsschnitt berechnet wurde liegt sie bei mehreren Dezimetern.

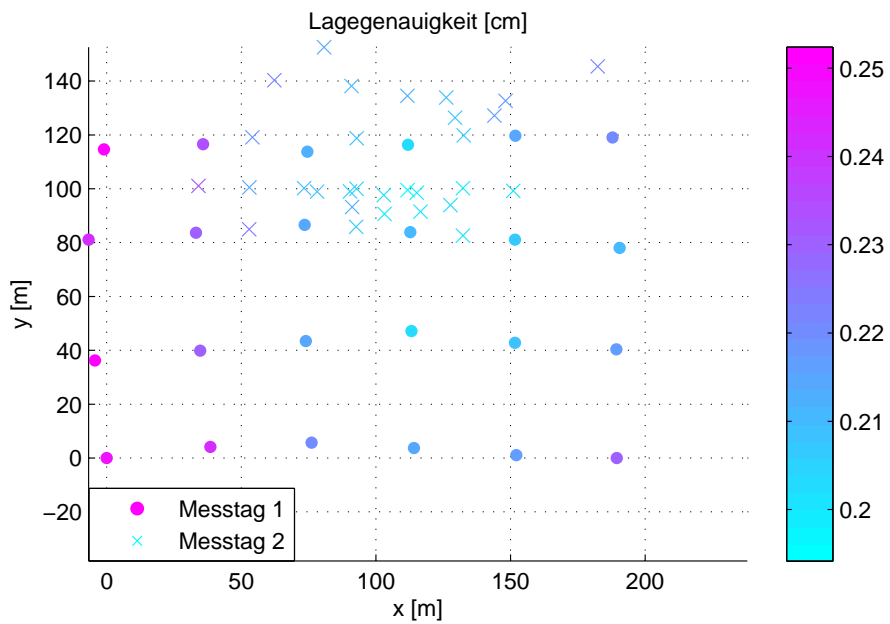


Abbildung 4.1: Punktlagegenauigkeit der Messpunkte (Messtage 1 und 2)

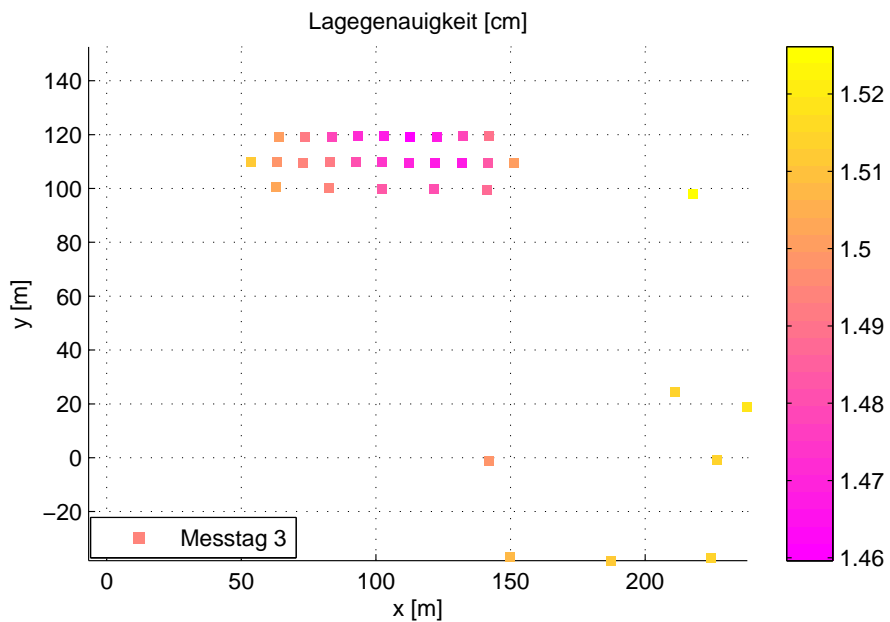


Abbildung 4.2: Punktlagegenauigkeit der Messpunkte (Messtag 3)

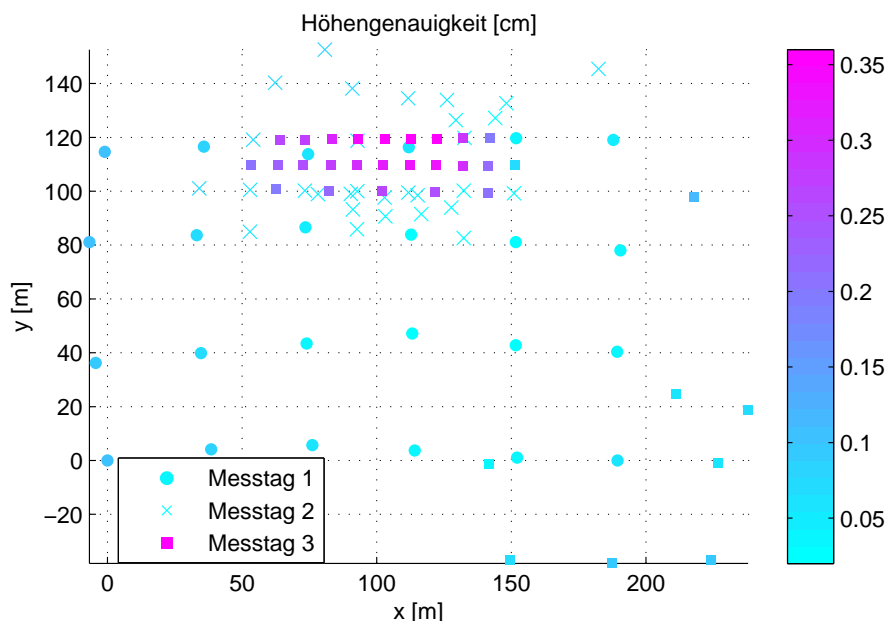


Abbildung 4.3: Höhengenaugigkeit der Messpunkte

Das DGM wird hier mit der Delaunay-Triangulation auf Dreiecksbasis bestimmt (siehe Abb. 4.4) [Klein, 1997]. Die Punkte müssen dafür nicht regelmäßig verteilt sein, sie sind es hier jedoch meistens. Bei diesem Verfahren werden die vorliegenden Punkte zu Dreiecken vermascht, und zwar so, dass im zweidimensionalen Fall in der x, y -Ebenen kein weiterer Punkt auf oder innerhalb des Umkreises von einem Dreieck liegt. Dazu werden zwei nebeneinander liegende Dreiecke mit einer gemeinsamen Kante betrachtet. Diese Kante stellt damit die Diagonale eines Vierecks dar. Ist die alternative Diagonale kürzer, so wird sie nun als gemeinsame Kante der beiden Dreiecke eingesetzt. Dadurch soll idealerweise erreicht werden, dass die einzelnen Dreiecksinnenwinkel möglichst groß sind. Dieser Vorgang wird solange fortgesetzt, bis im gesamten Dreiecksnetz keiner Änderungen mehr nötig sind. Mit dem Befehl `griddata(X,Y,Z,x,y,'method')` kann in **MATLAB** für ein regelmäßiges Raster x, y die Höheninterpolation z durch die Delaunay-Triangulation der vorhandenen Punkte mit den Koordinaten X, Y und der Höhe Z , berechnet werden. Damit das gebildete Raster optimal zur Lage der vorhandenen Punkte passt, also das grobe Punktgitter verdichtet, werden die Koordinaten der vorhandenen Punkte zunächst durch polare Punktbestimmung in ein lokales Koordinatensystem überführt. Der Nullpunkt entspricht dem Punkt 150, die x -Achse wird durch die Verbindungsgerade zwischen den Punkten 150 und 100 definiert.

$$s_i = \sqrt{(R_i - R_{150})^2 + (H_i - H_{150})^2} \quad (4.1)$$

$$t_i = \arctan \frac{R_i - R_{150}}{H_i - H_{150}} \quad (4.2)$$

$$\phi_i = t_i - t_0 \quad (4.3)$$

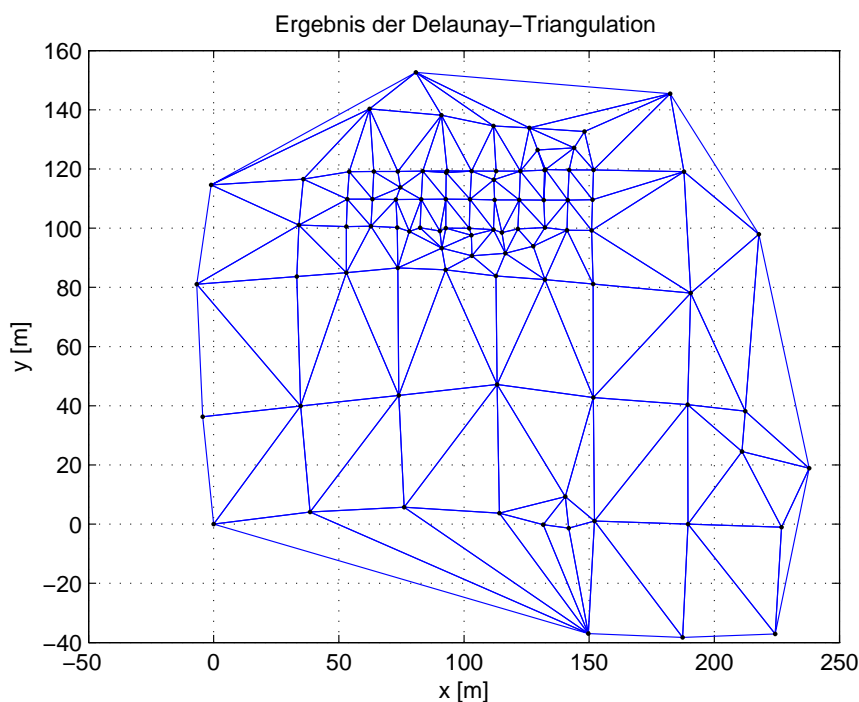


Abbildung 4.4: Delaunay-Triangulation

wobei t_0 der Richtungswinkel zur Verbindungsgeraden zwischen den Punkten 150 und 100, also der x-Achse, ist. Daraus berechnen sich die lokalen Koordinaten zu

$$Y_i = s_i \cdot \cos \phi_i \quad (4.4)$$

$$X_i = s_i \cdot \sin \phi_i. \quad (4.5)$$

Lokale Koordinaten bieten sich auch im nächsten Kapitel für die Modellierung an. Aus diesem Grund ist es sinnvoll, bereits hier dasselbe Koordinatensystem zu verwenden, so dass später eine bessere Vergleichbarkeit gegeben ist.

Aus den lokalen Koordinaten der Messpunkte X, Y kann nun ein regelmäßiges Punktraster x, y erzeugt werden, wobei die Höhen z , wie oben beschrieben, interpoliert werden. Dabei wird durch den Befehl `griddata(X,Y,Z,x,y,'cubic')` mit der Methode `'cubic'` eine kubische Interpolation ausgewählt. Das damit erhaltene digitale Geländemodell ist in Abb. 4.5 dargestellt.

In der mit **ArcMap** erstellten Abb. 4.6 wird die Lage des Messgebiets in einem Orthophoto aufgezeigt. Man sieht hier sehr deutlich, dass außerhalb des durch die gemessenen Punkte definierten Gebiets hauptsächlich Wald liegt. Im Vergleich mit Abb. 2.4 ist auch deutlich erkennbar, welcher Ausschnitt des Kraters hier untersucht wird.

Mittels einer Helmert-Transformation ([Gruber und Joeckel, 1986]), die die gemessenen Punkte als identische Punkte verwendet, könnten auch die Rasterpunkte ins übergeordnete Koordinatensystem transformiert werden.

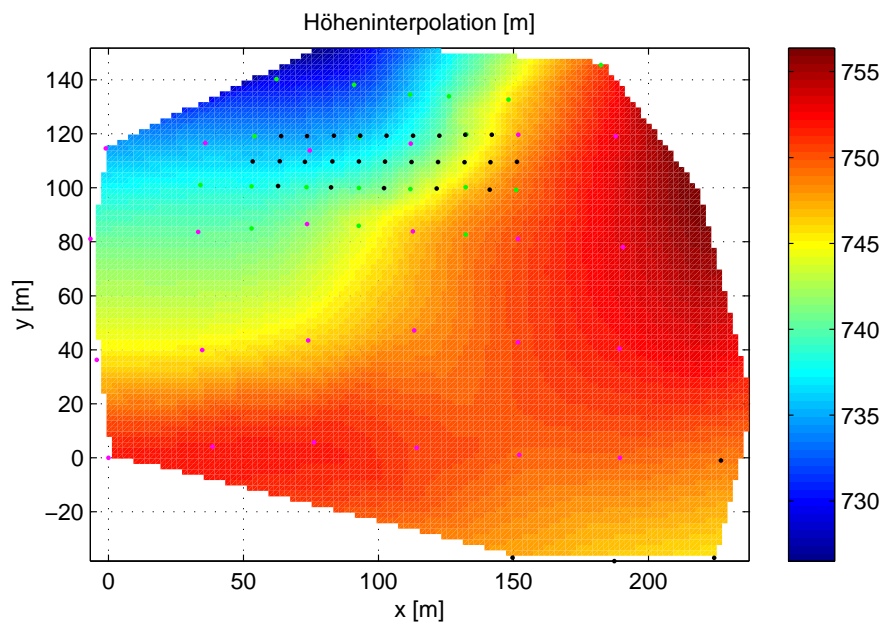


Abbildung 4.5: Interpoliertes DGM

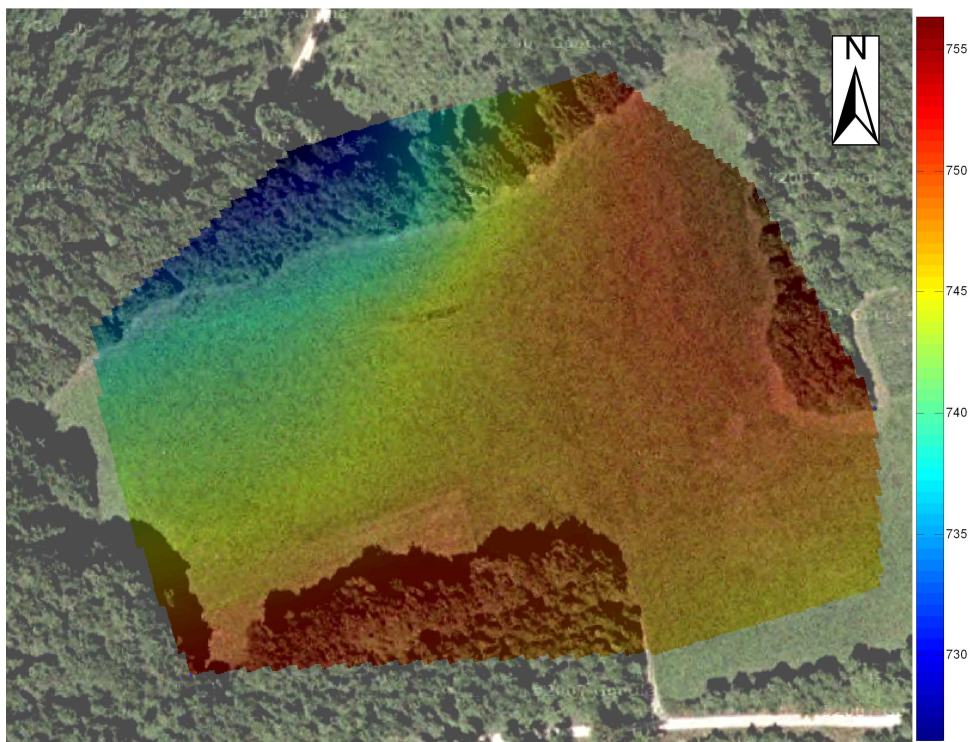


Abbildung 4.6: DGM im Bezug zum Gelände

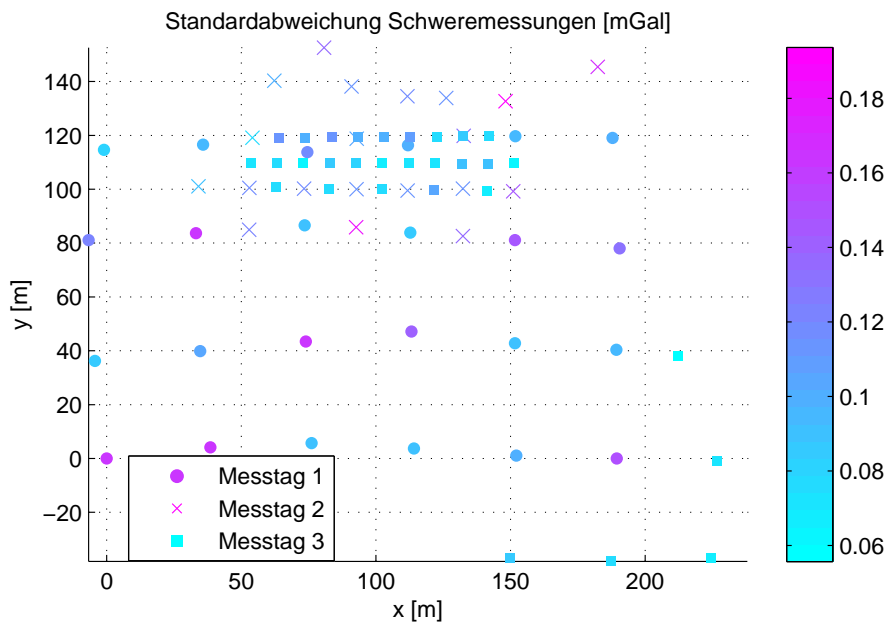


Abbildung 4.7: Standardabweichung der Schwere für die einzelnen Messpunkte

4.1.2 Schwereanomalien

Für jeden Messpunkt wurden mit dem Gravimeter mehrere Messungen durchgeführt, so dass nun eine Vielzahl von Daten vorliegt. Zunächst muss für jeden Punkt der relative Schwerewert g ermittelt werden, und zwar durch Ausgleich. Für diese gemittelten Schwerewerte erhält man die in Abb. 4.7 dargestellten, vom Gravimeter ausgegebenen Standardabweichungen.

Die dabei erhaltenen Genauigkeiten liegen alle im selben Größenbereich. Die schlechtesten Genauigkeiten entstanden am zweiten Messtag, einem Tag mit regnerischen Wetter, als der nasse Boden besonders in den steileren Lagen das Gravimeter immer wieder einsinken ließ, so dass die Messreihen oft abgebrochen werden mussten. Speziell im Wald, wo durch die Wurzeln der Bäume keine ebene Vertiefung geschaffen werden konnte, verursachte diese Problematik die schlechteren Ergebnisse. Generell sind die Genauigkeiten aber auch bei trockenem Boden an den Messpunkten in Hanglage immer schlechter als die auf ebenem Boden. Da am dritten Messtag ein Windschutz für das Gravimeter verwendet wurde, konnte für diesen Tag eine gewisse Genauigkeitssteigerung erreicht werden.

Um für das gesamte Messgebiet eine Darstellung zu erhalten, werden für die Rasterpunkte des DGMs die Werte wieder interpoliert, die an den einzelnen Messpunkten beobachtete Schwerewerte dienen hierfür als Stützstellen. Das Ergebnis dieser Interpolation ist in Abb. 4.8 zu sehen, es ist relativ stark höhenkorreliert, weshalb zunächst einige Reduktionen durchgeführt werden müssen bevor eine Aussage über eine vorhandene vulkanische Struktur getroffen werden kann.

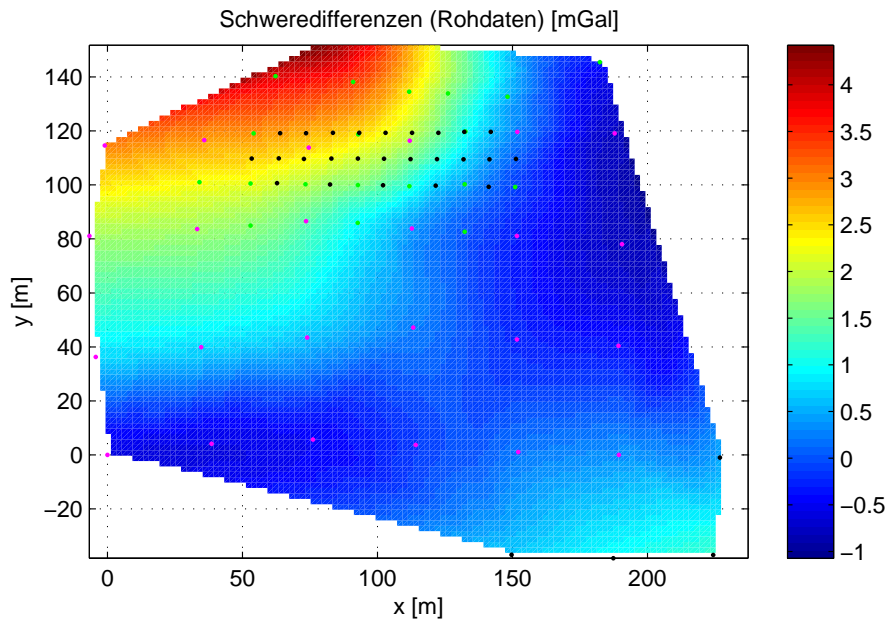


Abbildung 4.8: Interpolierte Messdaten ohne angebrachte Reduktionen

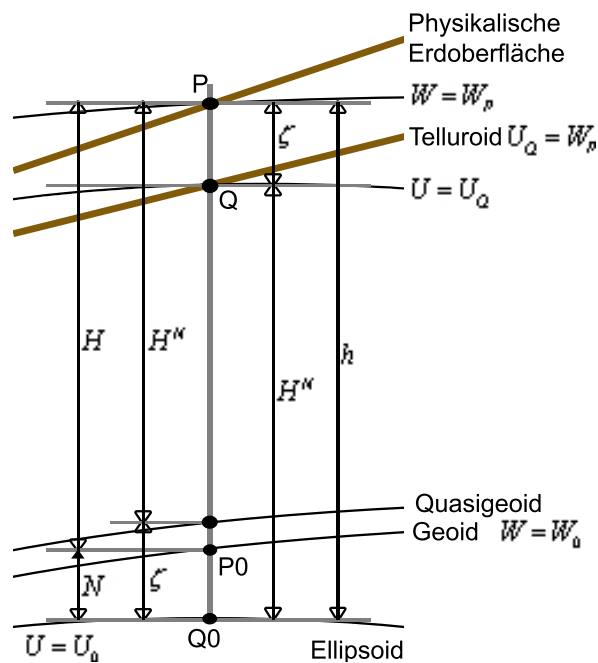


Abbildung 4.9: Normalhöhe und orthometrische Höhe

Durch Reduktionen werden die topographischen Massen verschoben [Torge, 2003] und damit die an der Erdoberfläche gemessenen Schwerewerte auf eine definierte Höhenreferenzfläche reduziert, im allgemeinen auf das Geoid. Dazu werden allerdings orthometrische Höhen H benötigt, die gemessenen Höhen sind jedoch Normalhöhen H^N , welche sich auf das Quasigeoid, eine rein theoretische Referenzfläche, beziehen. Dieses liegt zwar in der Nähe des Geoids, aber es ist keine Niveaulfläche des Schwerfeldes (Abb. 4.9 nach [Torge, 2003]). „Es weicht bei kleinen Höhen um mm bis cm vom Geoid ab, im Hochgebirge können die Abweichungen jedoch einen Meter und mehr erreichen“ [Torge, 2003]. Man kann daher davon ausgehen, dass die Unterschiede zwischen den beiden Höhensysteme ebenfalls in diesem Bereich liegen. Das Messgebiet selbst liegt in den Mittelgebirgen, deshalb dürfte der Unterschied für die Schwäbische Alb im Bereich von einigen Zentimeter bis zu Dezimeter liegen.

$$N - \zeta = H^N - H = \frac{\bar{g} - \bar{\gamma}}{\bar{\gamma}} H = \frac{\Delta g}{\bar{\gamma}} H \quad [\text{m}] \quad (4.6)$$

Die Höhen der Anschlusspunkte wurden bei der Messdurchführung mit GPS gemessen (ellipsoidische Höhen), d.h. sie mussten in Normalhöhen transformiert werden. Dieser Übergang geschieht mittels 7-Parameter-Transformation. Dabei werden Genauigkeiten im Dezimeter-Bereich erreicht. Diese durch die Netzspannungen verursachte Ungenauigkeit ist etwas größer als die Differenz zwischen den beiden oben genannten Höhensystemen, so dass hier auf die Umrechnung in orthometrische Höhen verzichtet wurde.

Hat man gemessene Schwerewerte, so berechnen sich die Schwereanomalie allgemein als [Torge, 2003]

$$\Delta g_P = g_P - \gamma_Q, \quad (4.7)$$

also als Differenz zwischen dem bestimmten Betrag des Schwerevektors g_P für den Punkt P an der Erdoberfläche mit dem Schwerepotential W_P und dem Betrag der Normalschwere γ_Q im Punkt Q auf der sphärischen Fläche mit konstantem Normalschwerepotential U_Q , wenn für Q folgende Bedingung gilt [Torge, 2003],

$$U_Q = W_P \quad (4.8)$$

womit Q auf dem Telluroid liegt.

Eine erste Schwerereduktion auf das Geoid stellt die Freiluft-Reduktion δg_{FA} dar. Die daraus berechenbare Freiluftanomalie Δg_{FA} ist, wie oben beschrieben, die Differenz aus dem am Oberflächenpunkt P bestimmten Schwerewert und der Normalschwere am entsprechenden Punkt Q [Torge, 1989]:

$$\Delta g_{\text{FA}} = g - \left(\gamma_0 + \left(\frac{\partial g}{\partial H} \right)_0 H^N + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 g}{\partial H^2} \right)_0 H^{N^2} \right), \quad (4.9)$$

wobei man die Normalschwere γ_0 für das GRS80 über eine Reihenentwicklung mit einer Genauigkeit von 0,1 mGal

$$\gamma_0(\phi) = 9,780327 (1 + 0,0053024 \sin^2(\phi) - 0,0000058 \sin^2(2\phi)) * 10^{-5} [\text{mGal}] \quad (4.10)$$

berechnet. Im allgemeinen wird jedoch nur der lineare Term der Freiluftanomalie beachtet, so dass sich folgende Formel anbietet:

$$\Delta g_{\text{FA}} = g + \delta g_{\text{FA}} - \gamma_0 \quad (4.11)$$

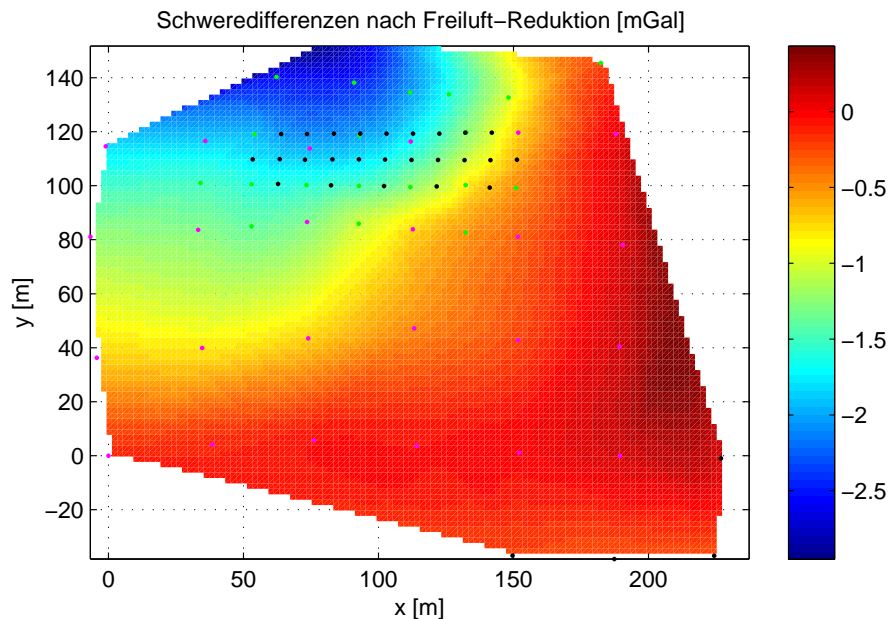


Abbildung 4.10: Interpolierte Schweredifferenzen mit angebrachter Freiluft-Reduktion

Durch die Freiluft-Reduktion soll die Schwere normalerweise auf das Geoid reduziert werden. Durch die Verwendung von Normalhöhen dient hier jedoch das Quasigeoid als Referenzfläche. Dabei wird angenommen, dass die Topographie außerhalb des (Quasi)Geoids masselos ist, so dass diese einfach weggewomen werden kann.

$$\delta g_{\text{FA}} = -\frac{\partial g}{\partial H} H^N \quad (4.12)$$

Um eine umständliche Bestimmung zu vermeiden, wird normalerweise für den Freiluftgradienten ein mittlerer Wert von $\frac{\partial g}{\partial H} = -0,3086 \frac{\text{mGal}}{\text{m}}$ eingesetzt.

Wie man in Abb. 4.10 sehen kann, ist immer noch eine starke Höhenabhängigkeit vorhanden. Dies liegt daran, dass der Wert $-0,3086 \frac{\text{mGal}}{\text{m}}$ ein globaler Wert ist, der offensichtlich für das hier untersuchte regionale Gebiet nicht unbedingt optimal passen muss. Eine Annäherung bietet hier die Berechnung des Gradienten $\frac{\delta g}{\Delta H}$. Die berechneten Ergebnisse weisen große Schwankungen auf.

Eliminiert man die deutlichen Ausreißer ($\frac{\delta g}{\Delta H} \leq -1$ oder $\frac{\delta g}{\Delta H} \geq 0$), so erhält man einen mittleren Gradienten von $-0,1871 \text{ mGal/m}$, der eine deutliche Abweichung zum ursprünglichen Wert darstellt. Dieser Wert erinnert eher an die im folgenden angebrachte einfache Bouguerreduktion. Die einzelnen Gradienten sind in Abb. 4.11 eingezeichnet.

Aufgrund der starken Höhenabhängigkeit lässt sich jedoch sagen, dass die Freiluftanomalie nicht dazu geeignet ist, um lokale und regionale Störmassen aufzuspüren ([Torge, 1989]), was hier jedoch die Aufgabe ist. Deshalb muss noch eine weitere Reduktion angebracht werden.

Zunächst muss berücksichtigt werden, dass das Volumen zwischen Geoid und Erdoberfläche nicht, wie bei der Freiluft-Reduktion angenommen, masselos ist. Diese Masse hat selbst-

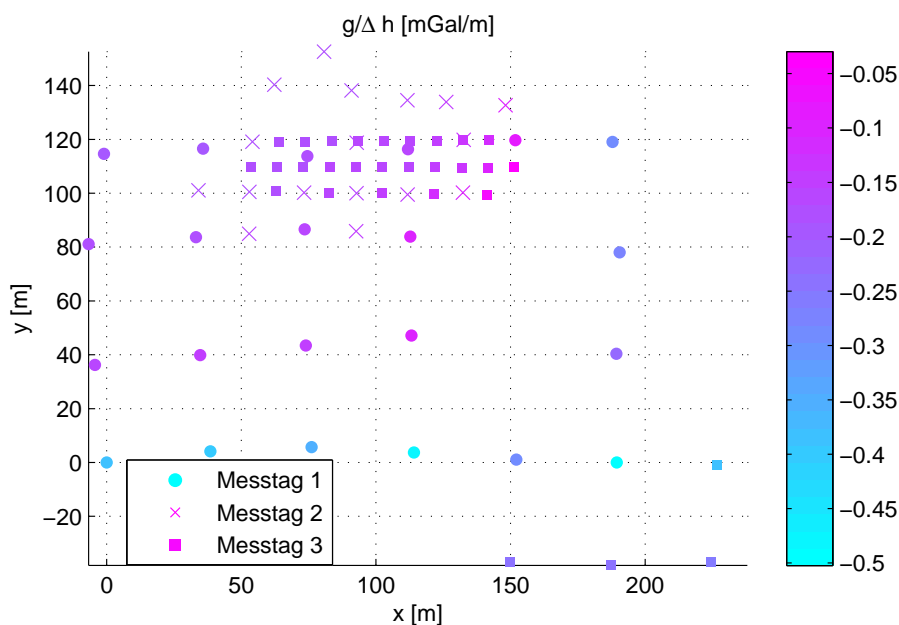


Abbildung 4.11: lokale Gradienten

verständlich Auswirkungen auf die an der Oberfläche gemessenen Schwerewerte und muss deshalb explizit in einer Reduktion behandelt werden, weshalb zusätzlich noch die Bouguer-Reduktion angeführt werden muss.

Zu diesem Zweck wird angenommen, dass sich auf dem Geoid bzw. in diesem Fall auf dem Quasigeoid eine ebene Platte mit unendlicher Ausdehnung von konstanter Dichte und Höhe befindet, die Bouguer-Platte.

$$\delta g_{BO} = 2\pi G\rho H^N \quad (4.13)$$

Die Dichte ρ kann je nach vorkommendem Gestein speziell für ein Messgebiet festgelegt werden, im allgemeinen verwendet man jedoch einen mittleren Wert von $2,67 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$, so dass für die Bouguer-Platte gilt:

$$\delta g_{BO} = 0,1119 \cdot H^N \quad [\text{mGal}] \quad (4.14)$$

Vernachlässigt man zunächst die Geländekorrekturen δg_T , kann nun die einfache Bougueranomalie berechnet werden.

$$\Delta g_{BO} = g + \delta g_{FA} - \delta g_{BO} - \gamma_0 \quad (4.15)$$

In Abb. 4.12 ist die Höhenkorrelation eliminiert und man kann gut eine Struktur erkennen, die der erwarteten vulkanischen entspricht. Um eine Übersicht über die Lage der Struktur im Gelände zu liefern, werden die einfachen Bougueranomalien durch Bearbeitung mit **ArcMap** in einem Orthophoto dargestellt [*Google maps Deutschland*, n.d.](siehe Abb. 4.13).

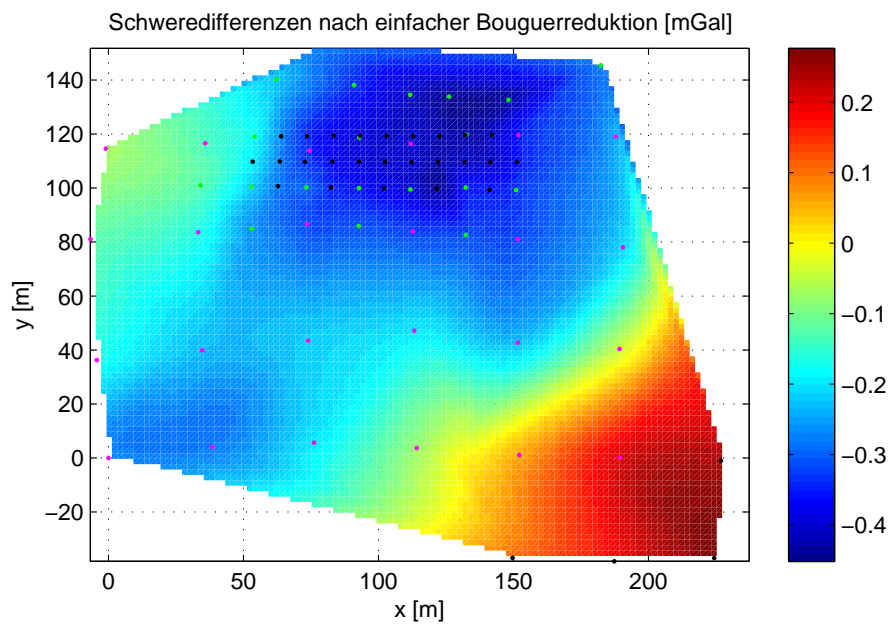


Abbildung 4.12: Schweredifferenzen nach einfacher Bouguerreduktion

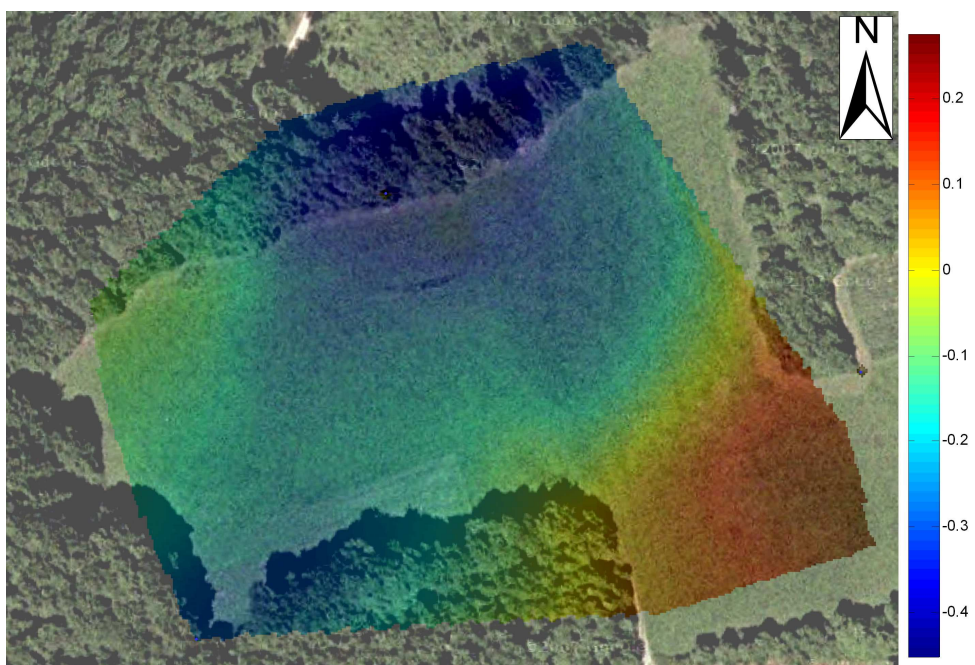


Abbildung 4.13: einfache Bougueranomalien im Bezug auf das Gelände

Eine noch genaueres Ergebnis kann durch die Verwendung der Geländekorrekturen δg_T bei der Berechnung der Schwereanomalie erreicht werden. Sie berücksichtigt den Einfluss der von der Bouguer-Platte abweichenden Topographie für jeden Berechnungspunkt, welche hier den Messpunkten entsprechen. Befindet sich die Geländeoberfläche oberhalb der Bouguer-Platte, findet durch diese Reduktion ein Massenauftrag statt, bei einer unter der Bouguer-Platte liegenden Oberfläche jedoch ein Massenabtrag. Die Schwere wird dadurch in jedem Fall vergrößert, d.h. die Geländekorrekturen sind stets positiv [Torge, 2003].

$$\delta g_T = G\rho \int_x \int_y \int_{H_P^N}^{H^N} \frac{z - H_P^N}{\sqrt{(x - x_P)^2 + (y - y_P)^2 + (z - H_P^N)^2}} dz dy dx \quad (4.16)$$

Da diese Korrektur nicht so einfach direkt berechnet werden kann, existieren verschiedene Möglichkeiten, um sie zu bestimmen, wie beispielsweise [Tsoulis, 1999]:

- FFT-Methode: Die Korrektur wird durch eine binomische Reihe umgewandelt um dann durch eine Fouriertransformation im Frequenzraum gelöst und anschließend wieder zurücktransformiert zu werden.
- Prismen-Methode: Das von der Bouguer-Platte abweichende Gelände wird durch diskretisiert und als Quader dargestellt. Die Korrektur wird als Vertikalkomponente der Anziehung der Quader auf Punkt P bestimmt.

Hier soll die zweite Methode angewendet werden, da sie zum einen die genaueste Annäherung an das tatsächliche Gelände liefert, zum anderen wird auch im nächsten Kapitel mit Hilfe von Quadern das Gelände und damit die Schwere modelliert.

Für die Vertikalkomponente der Anziehung eines rechtwinkligen Prismas auf den jeweiligen Berechnungspunkt P gilt

$$\frac{1}{G\rho} V_z(P) = \left| \left| \left| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arctan \frac{xy}{zr} \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2} \quad (4.17)$$

wobei $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$ und $x_{1,2}, y_{1,2}, z_{1,2}$ die kartesischen Koordinaten der Eckpunkte eines jeden Quaders darstellen. Durch das DGM können die Höhendifferenzen Δh zwischen dem Berechnungspunkt P auf Höhe der Bouguer-Platte und jedem einzelnen Rasterpunkt berechnet werden. Dieser Zwischenraum wird durch die Quader modelliert; jeder einzelne hat eine Größe von $dx \times dy \times \Delta h$, wobei dx, dy die Ausdehnung des Quaders in x - und y -Richtung spezifizieren und dadurch den Platz zwischen den einzelnen Rasterpunkten auffüllen. Das DGM selbst hat beinhaltet $L \times M$ Rasterpunkte, so dass sich für jeden Berechnungspunkt die Geländekorrekturen zu

$$\delta g_T(i, j) = G\rho \sum_{l=1}^L \sum_{m=1}^M \left| \left| \left| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arctan \frac{xy}{zr} \right|_{x_i-x_l-dx/2}^{x_i-x_l+dx/2} \right|_{y_j-y_m-dy/2}^{y_j-y_m+dy/2} \right|_{h_{ij}-h_{lm}} \quad (4.18)$$

berechnet [Tsoulis, 1999]. Im Flachland können für δg_T Werte zwischen 0,1–1 mGal erwartet werden, im Gebirge kann die Geländekorrekturen sogar mehrere 10 mGal erreicht werden [Torge, 2003]. Da sich das Messgebiet im Bereich eines Mittelgebirges befindet, liegen die hier berechneten Werte mit höchstens 1,3 mGal etwas über den Flachland-Werten.

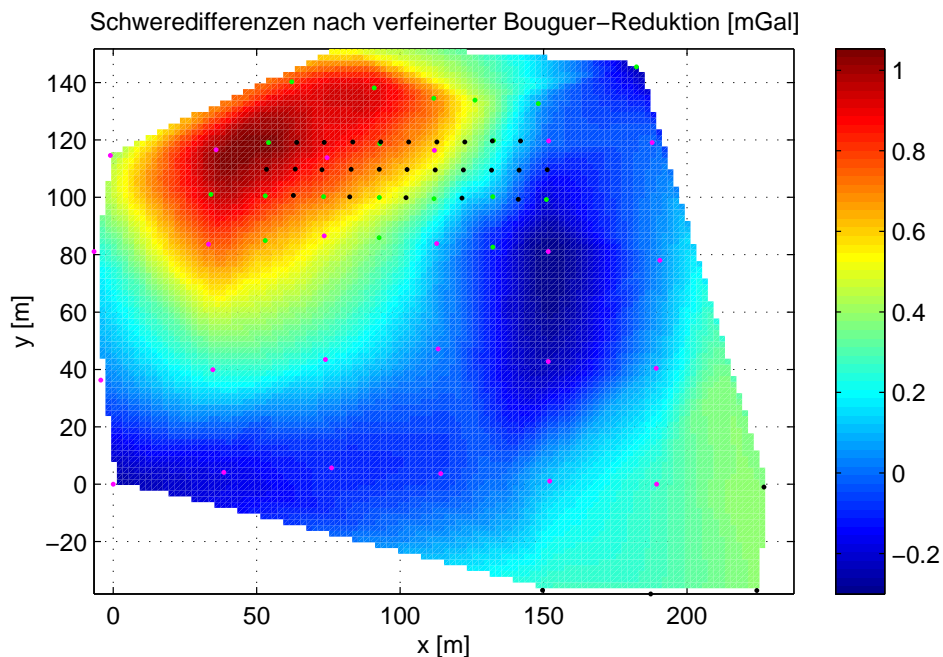


Abbildung 4.14: Schweredifferenzen nach verfeinerter Bouguerreduktion

Damit erhält man die verfeinerte Bouguer-Anomalie.

$$\Delta g = g + \delta g_{\text{FA}} - \delta g_{\text{BO}} + \delta g_{\text{T}} - \gamma_0 \quad (4.19)$$

Da in diesem Fall allerdings nur die Topographie innerhalb des Messgebiets berücksichtigt werden konnte, ist das erhaltene Ergebnis nicht so aussagekräftig wie es eigentlich sein müsste. Aufgrund des starken pflanzlichen Bewuchs konnte das umliegende Gelände nicht in dem Maße erfasst werden, wie es zur Berechnung der Geländekorrektur eigentlich sein müsste. In Abb 4.14 werden die Schweredifferenzen wieder größer als in Abb. 4.12. Die Strukturen gleichen sich auf den ersten Blick nicht mehr. Bei der genaueren Betrachtung der Unterschiede zwischen einfachen und verfeinerten Bougueranomalien in Abb. 4.15 fällt auf, dass sie im Süden und im Osten durchaus vergleichbar sind, also in den Bereichen, in denen die Oberfläche nicht stark abfällt. Sobald das Gelände stark abfällt, werden auch die Unterschiede wesentlich größer.

4.2 Interpretation

Bei der Interpretation des Messergebnisses muss berücksichtigt werden, dass dieses flächen-deckende Ergebnis durch Interpolation entstanden ist, manche der erhaltenen Strukturen sind in der Realität so nicht vorhanden. Besonders in den Randgebieten, in denen nicht so viele Messpunkte zur Berechnung zur Verfügung stehen, kann es zu einem verfälschten Ergebnis kommen.

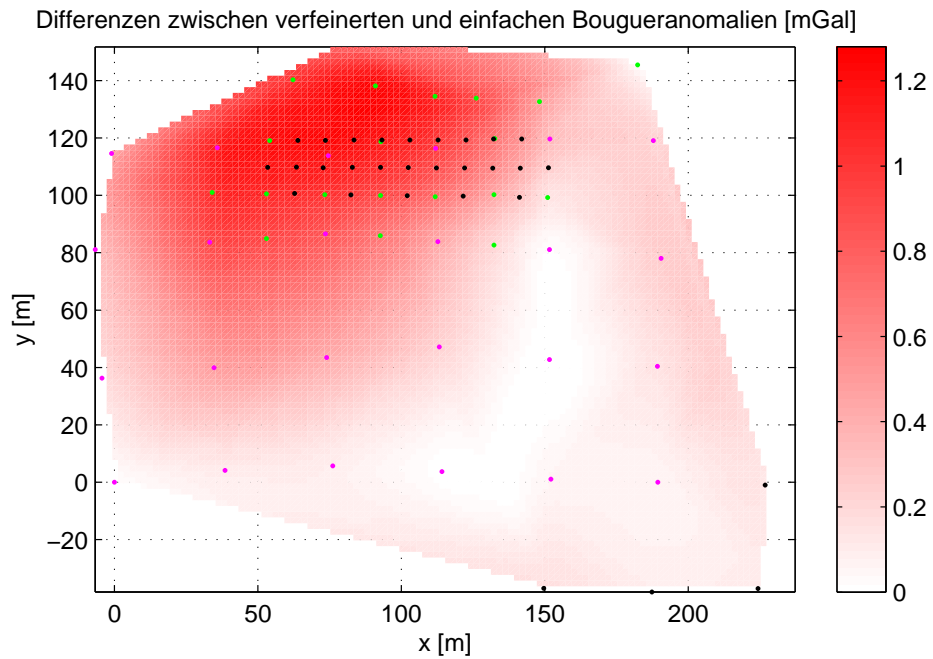


Abbildung 4.15: Unterschiede zwischen verfeinerten und einfachen Bougueranomalien

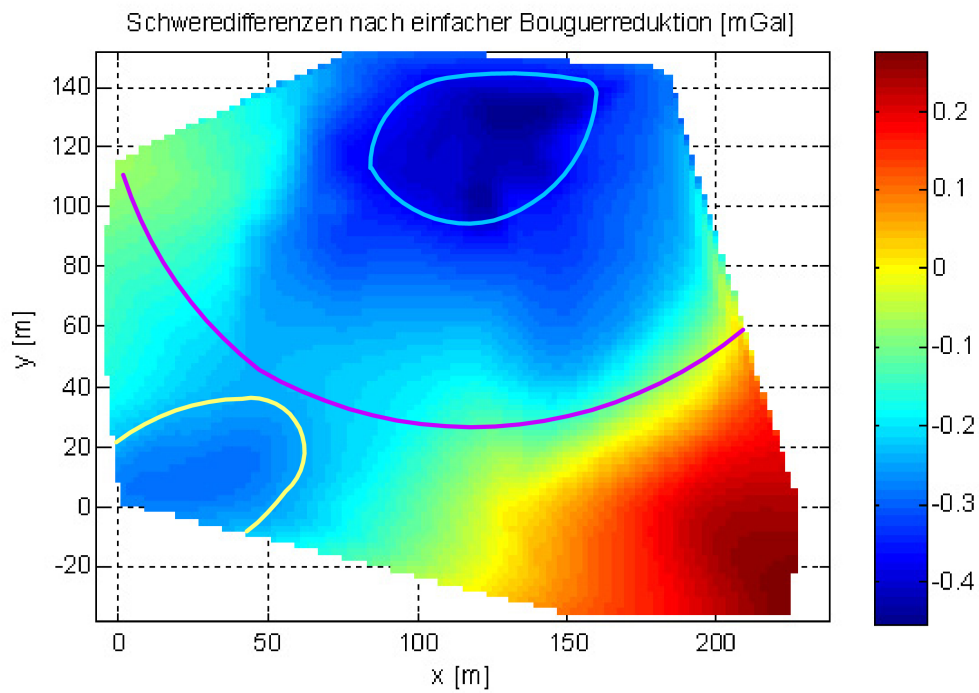


Abbildung 4.16: verschiedene Bereiche des Messgebiets

Gesteinsart	Dichte [kg/m ³]
Jurakalk	2652
Diatrembrekzie	2367
Schlottuff	2371

Tabelle 4.1: Dichte der verschiedenen Gesteinsarten

Nach Auswertung der gravimetrischen Messungen und der Berücksichtigung des Einflusses des Geländes ist in den einfachen Bougueranomalien eine Struktur sichtbar, die der erwarteten vulkanischen Struktur entspricht. Im Südosten des Messgebiets befinden sich nach [Kopp, 2009] keine vulkanischen Auswürfe, es ist davon auszugehen, dass in dieser Ecke die für die Alb übliche Abfolge der Sedimentschichten nicht gestört ist und sich hier Weißer Jurakalk direkt unter der Oberfläche befindet. Dieses Gestein unterscheidet sich in der Dichte von der durch vulkanische Tätigkeit entstandenen Diatrembrekzie und dem Schlottuff um 285 kg/m^3 bzw. 281 kg/m^3 , wie aus Tab. 4.1 (siehe auch [Kopp, 2009]) zu erkennen ist. Die Schwereanomalien sinken hier von $0,28 \text{ mGal}$ im äußersten Südosten auf 0 mGal am Rande der vulkanischen Struktur (siehe Abb. 4.16). Diese Veränderung der Schwere kommt höchstwahrscheinlich aufgrund des Einflusses der angrenzenden vulkanischen Struktur zustande, die man praktisch als Störkörper betrachten kann.

Der zur Ermittlung der Schweredifferenzen verwendete Schwerepunkt liegt nahe am südlichen Rand dieser Struktur, so dass oberhalb des dichteren Jurakalks eine positive Schweredifferenz entsteht, während im Bereich des ehemaligen Vulkans negative Schweredifferenzen berechnet werden.

In der Mitte und der nördlichen Hälfte sieht man die erwartete vulkanische Struktur mit deutlichen Schweredifferenzen zum oben genannten Gebiet. Würde man den gesamten Krater betrachten, so würde er größtenteils Diatrembrekzie enthalten, nur über dem Schlot findet man auch Schlottuff. Die Größe dieses Schlotbereichs stimmt ungefähr mit dem erwarteten Durchmesser von $60 \times 80 \text{ m}$ überein, da dieser Bereich aber auch am Rande des Messgebiets liegt, kann über seine tatsächliche Größe keine feste Aussage gemacht werden, es kann gut sein, dass sich diese Struktur noch weiter nach Norden fortsetzt, was hier durch die an dieser Stelle fehlenden Messpunkte nicht detektierbar wäre. Ebenso scheint der Kraterrand weitestgehend mit dem Ergebnis in [Kopp, 2009] übereinzustimmen. Dabei ist auffallend, dass die Schweredifferenzen am Kraterrand im Südosten wesentlich schneller absinken als im Westen, dort findet eher ein allmähliches Absinken statt, so dass der tatsächliche Kraterrand hier nicht klar erkannt werden kann. Da für diese Arbeit keine Daten für den restlichen Kraterbereich vorliegen kann deswegen über die Ursache nur vermutet werden. Ein möglicher Grund dafür wäre, dass der Übergang vom umgebenden Gestein zum verfüllten Krater im Westen flacher verläuft als im Südosten, d.h. der Krater wäre auf dieser Seite nicht so steil wie im Süden/Osten. Diese Vermutung wird dadurch genährt, dass der Schlot sehr nahe am Südostrand des Kraters liegt, die Entfernung zum Kraterrand ist sonst immer größer. Bei den Explosionen ist das Gestein an dieser Stelle vielleicht stärker als in weiter entfernten Bereichen weg gesprengt worden.

Die von Kopp entdeckte Jurakalk-Scholle am Rande des Schlottuffs ist im Ergebnisbild nicht klar zu erkennen über ihre Größe kann deshalb nichts ausgesagt werden. Es ist davon auszugehen, dass die Kalkscholle dieselbe Dichte wie das den Krater umgebende Weiße Jura-Gestein hat, womit ein Dichtekontrast von 285 kg/m^3 zu der im Krater befindlichen Diatrembrekzie

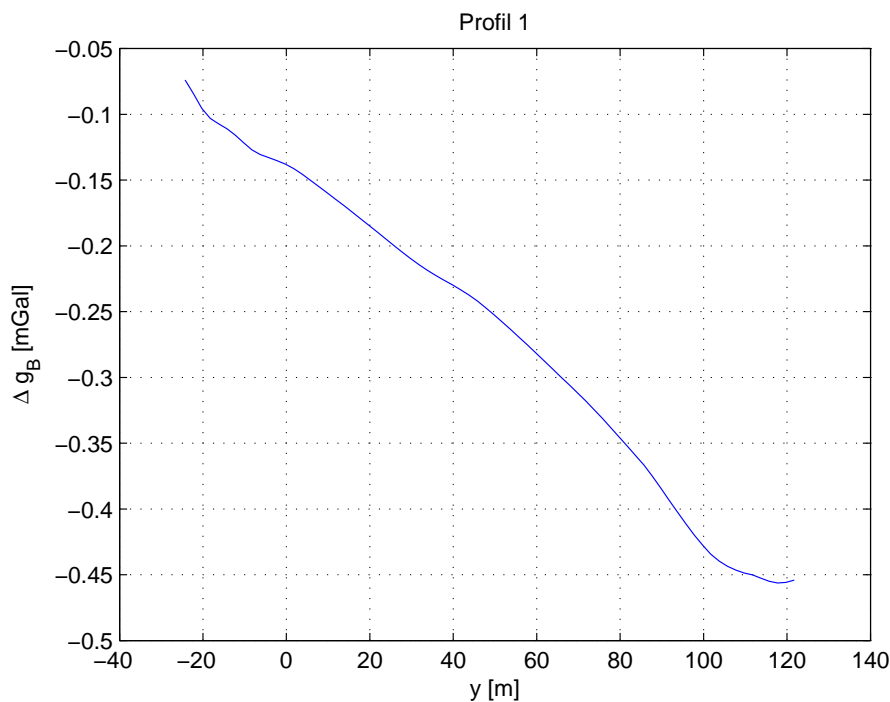


Abbildung 4.17: Schwereprofil welches ungefähr Profil 1 von Kopp entspricht

besteht. Zur Verdeutlichung wird hier in Abb. 4.17 der ungefähre Verlauf des Profils 1 aus [Kopp, 2009], welches parallel zum Geoelektrik-Profil verläuft (siehe Abb. 1.1), dargestellt. Das Profil verläuft in diesem Fall von Süden nach Norden und beinhaltet die einfachen Bouguer-anomalien. Da die Scholle in [Kopp, 2009] bei der Inversion der Messwerte in beiden Profilen nachgewiesen wurde, muss sie sich, falls es sich nur um eine einzige Scholle handelt, zumindest über das Gebiet südlich bis südöstlich des Schlots erstrecken.

Im Südwesten des Messgebiets ist nach der einfachen Bouguerreduktion eine weitere Struktur erkennbar, die so nicht zu erwarten war. Eine mögliche Ursache wäre, dass sie durch Messfehler entstanden ist, die durch die Interpolation verstärkt wurde. Dies ist allerdings relativ unwahrscheinlich, da sich die Struktur doch über einen deutlich erkennbaren Bereich erstreckt, in dem mehrere Messpunkte liegen. Würde es sich um einen Messfehler handeln, so wäre der Übergang nicht so glatt, es würde eine Struktur entstehen, die sich deutlich von den Umgebungswerten abheben würde und diese nicht fortsetzt. Auch nach der verfeinerten Bouguerreduktion ist sie, wenn auch schwächer, noch vorhanden. Welche Ursache diese Struktur hat, kann hier nicht endgültig beantwortet werden. Möglicherweise wurde an dieser Stelle von Menschen Fremdmaterial aufgefüllt, das gegenüber dem Weißen Jurakalk eine geringere Dichte hat. Da in diesem Gebiet die Messpunkte sehr nahe am Waldrand lagen, besteht die Möglichkeit, dass die Masse der Vegetation die Messergebnisse stark beeinflusst hat. Natürlich könnte es auch sein, dass der Krater größer ist als vermutet und dass dieses Gebiet einfach einen Ausläufer des Kraters darstellt. Da die Schwereanomalien zwischen den beiden Strukturen jedoch geringer werden und dieser Übergang nur relativ eng ist, ist dies wenig wahrscheinlich. Eine weitere Möglichkeit ist, dass die von den Bäumen abgeworfene und mittlerweile kompostierte Biomasse eine dickere Erdschicht als im restlichen Messgebiet gebildet

hat. Solch eine Erdschicht hätte eine wesentlich geringere Dichte als das darunterliegende Gestein, besonders wenn sie sich direkt hinter einem durch die Eruptionen entstandenen Tuffring ansammelt, der sie am abrutschen hindern würde. Natürlich könnte dieser Einfluss auch auf das nördliche Messgebiet zutreffen; dort ist das Gelände aber sehr viel steiler, die Erde kann an dieser Stelle immer wieder abrutschen, so dass die Erdschicht dort nicht unbedingt so stark ausgeprägt ist wie im oben betrachteten Südwesten. Ebenso könnte es sein, dass sich hier ein weiterer, vielleicht deutlich kleinerer Krater anschließt entweder mit einem eigenen Schlot oder mit einem Schlot, der einst mit dem Schlot des hier untersuchten Maares verbunden war. Für diese These spricht auch, dass es in nicht allzu großer Entfernung einige weitere vulkanische Strukturen gibt, wie etwa süd-südöstlich des Messgebiets und zwei weitere direkt nördlich des Ortes Trailfingen [Roser und Mauch, 2003]. Um die Ursache und die Form dieser Struktur zu klären, müssten genauere Untersuchungen durchgeführt werden. Dies ist hier nicht erfolgt, da die zu untersuchende vulkanische Struktur weiter nördlich liegt. Am wahrscheinlichsten ist, dass bei den Eruptionen vulkanisches Material in diesen Bereich geschleudert worden ist, welches dort liegen blieb. Möglicherweise befand sich an dieser Stelle bereits zuvor eine Vertiefung oder aber an dieser Stelle wurde besonders viel Material hinter dem Maarrand abgelagert. Als das im gesamten Gebiet Material abgetragen wurde, war dieser Bereich möglicherweise durch den Kraterrand besonders geschützt, ja vielleicht lagerten sich Teile des Randes sogar selbst mit ab, so dass an dieser Stelle immer noch ein Dichteunterschied auffällt. Dann müsste es sich aber um größere Mengen solchen Gesteins gehandelt haben, die das Gebiet flächendeckend mit einer gewissen Mächtigkeit überdecken würde.

Allgemein kann man sagen, dass die in den einfachen Bougueranomalien detektierte Struktur eher mit den Ergebnissen in [Kopp, 2009] übereinstimmt als dies bei den verfeinerten Anomalien der Fall ist. Dieses Ergebnis wird durch die von Kopp durchgeführten Untersuchungen mit verschiedenen Methoden bestätigt. Beachtet man noch die stärkere Höhenkorrelation bei den verfeinerten Bougueranomalien und den fehlenden Einfluss des umgebenden Geländes, kann man sagen, dass die in den einfachen Bougueranomalien aufgezeigte Struktur wahrscheinlich den tatsächlichen Verhältnissen vor Ort entspricht.

Kapitel 5

Modellierung

Das Ergebnis aus den Messungen stützt sich auf einige Messpunkte, das eigentliche Punktraster wurde interpoliert. Nun sollen die Schwerewerte modelliert werden, um dieses theoretische Ergebnis mit dem tatsächlich erhaltenen vergleichen zu können. Dafür werden zunächst einige Vereinfachungen durchgeführt: Der in die Tiefe reichende Schlot wird durch einen Zylinder mit einer kreisförmigen Grundfläche approximiert. Tatsächlich ist diese Grundfläche eher elliptisch und hat einen Durchmesser von ca. $60\text{ m} \times 80\text{ m}$, für das Modell wird deshalb ein Radius von 35 m verwendet. Entsprechend wird auch der näherungsweise ovale Krater als ein Kegelstumpf mit einer runden Grundfläche angenommen. Da der Schlot im Messgebiet relativ nahe am Kraterrand sitzt, wird für diesen Zweck der Radius gleich der kleinen Halbachse gesetzt: $r = b = 150\text{ m}$.

Für den Zylinder wird eine Füllung aus Schlottuff angenommen, wohingegen die Füllung des Kraters aus verschiedenen Materialien besteht. Vereinfacht wird hier von Diatrembrekzie und Schlottuff ausgegangen, wie in Abb. 5.1 zu sehen ist.

5.1 Approximation des DGMs

Das DGM erstreckt sich nur über das interpolierte Gebiet zwischen der Messpunkte, d.h außerhalb dieser Punkte sind keine Höhen- bzw. Schweredaten interpoliert worden. Da bei der folgenden Modellierung der Schwere auch der Einfluss der umgebenden Topographie einfließen soll, muss das DGM durch ein Flächenpolynom approximiert werden, so dass auch das Gelände außerhalb des Messgebiets modelliert werden kann. Zudem erhält man auf diese Weise Ergebnisse für alle Punkte (x, y) des Rasters. Die Approximation wird mit lokalen Koordinaten x, y durchgeführt, da es sich hierbei um ein vereinfachtes Modell der Realität handelt, welches so nicht im Gelände zu finden ist. Die Rasterweite beträgt 2 m .

Um das Messgebiet bestmöglichst zu approximieren, gleichzeitig aber eine möglichst einfache Approximation zu erreichen, werden ein Flächenpolynom 2. Grades und eines 3. Grades aufgestellt:

$$f_2(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y + a_3xy + a_4x^2 + a_5y^2 \quad (5.1)$$

$$f_3(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y + \dots + a_8x^3 + a_9y^3 \quad (5.2)$$

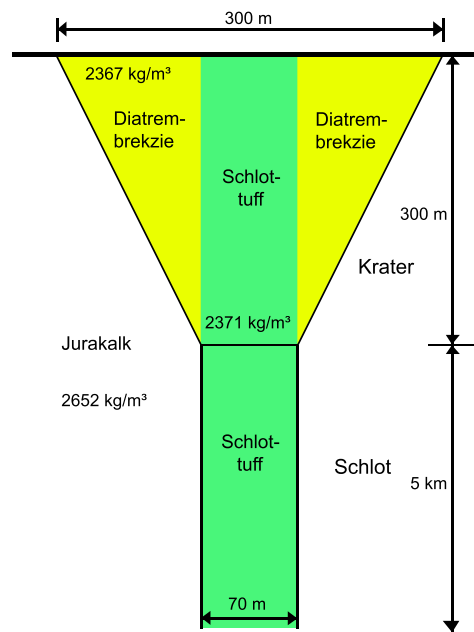


Abbildung 5.1: Aufbau der modellierten vulkanischen Struktur

Durch eine Ausgleichung werden die Polynome bestimmt. Als Stützstellen für die Berechnung werden dabei die Messpunkte (x_M, y_M, h_M) verwendet [Teunissen, 2003], mit der Annahme, dass diese gleich genau bestimmt sind:

$$\mathbf{y} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{x} + \mathbf{e} \quad (5.3)$$

$$\hat{\mathbf{x}} = \left(\mathbf{A}^T \mathbf{A} \right)^{-1} \cdot \mathbf{A}^T \mathbf{y} \quad (5.4)$$

$$\hat{\mathbf{y}} = \mathbf{A} \hat{\mathbf{x}} \quad (5.5)$$

$$\hat{\mathbf{e}} = \mathbf{y} - \hat{\mathbf{y}} \quad (5.6)$$

In den Darstellungen der Geländeapproximation (Abb. 5.3, Abb. 5.2) wird Punkt 150, der hier den Nullpunkt des Koordinatensystems markiert, gezeigt.

Um entscheiden zu können, welches der beiden Flächenpolynome das DGM am besten approximiert, muss zunächst untersucht werden, wie groß die Unterschiede zwischen Modell und Wirklichkeit sind, was in Abb. 5.4 und Abb. 5.5 zu sehen ist.

Man erkennt, dass die Differenzen oft größer als 2 m sind, was später in der Schweremodellierung zu Fehlern führen kann. Besonders in den Randgebieten gibt das Modell die tatsächlichen Verhältnisse nicht wirklichkeitsgetreu wieder, wobei die Differenzen in der westlichen Hälfte des Messgebiets wesentlich größer sind als im Osten, da in die Geländeoberfläche in diesem Bereich schwerer approximierbar ist. Die geringsten Differenzen wiederum findet man im südöstlichen Bereich, also in dem Teilgebiet, indem das Gelände nur leicht geneigt ist und keine Bruchkanten vorkommen. Im Vergleich zwischen den beiden Flächenpolynomen schneidet dabei das Polynom 3. Grades besser ab als das 2. Grades: Die Differenzen sind insgesamt

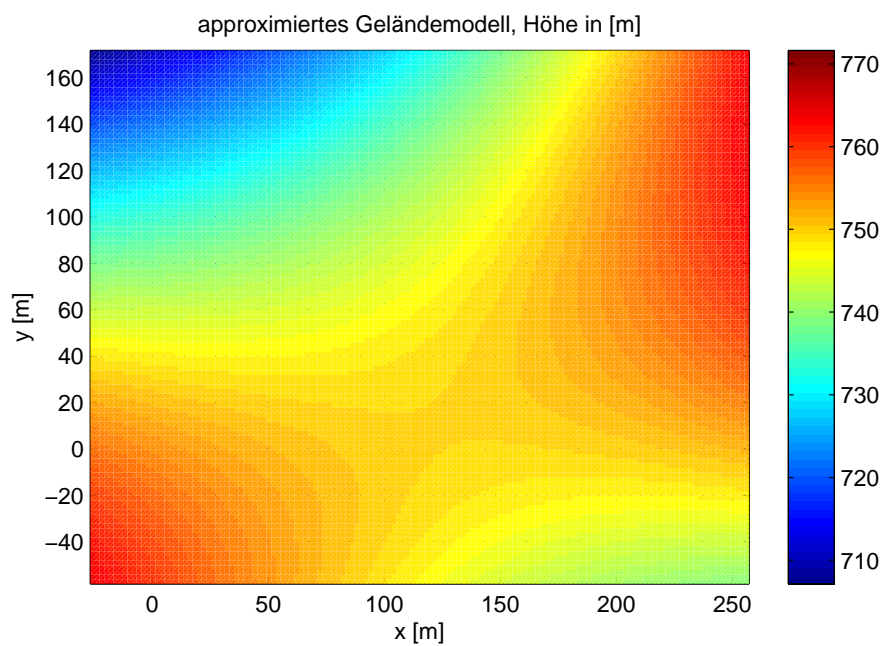


Abbildung 5.2: Geländeapproximation durch ein Flächenpolynom 2. Grades

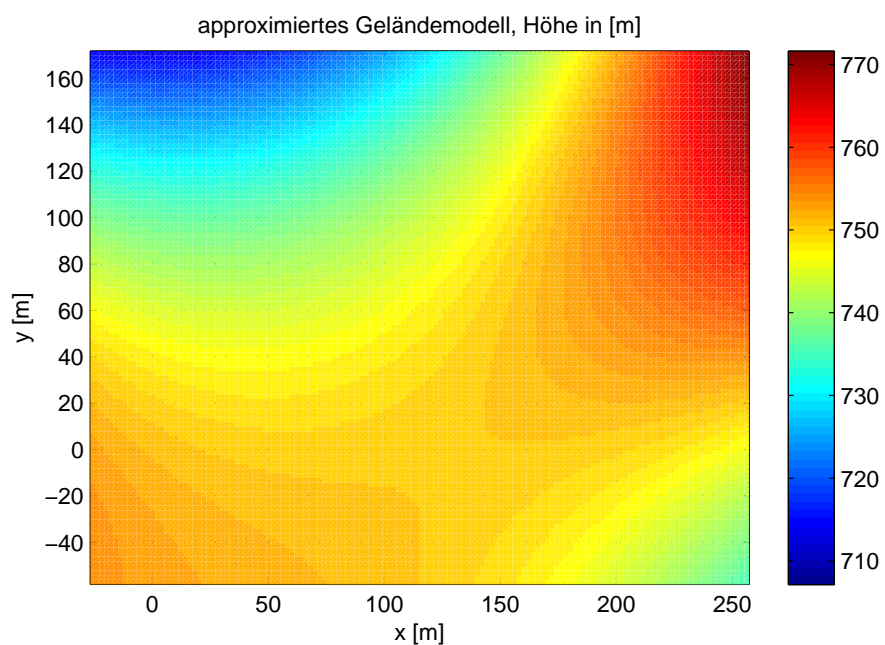


Abbildung 5.3: Geländeapproximation durch ein Flächenpolynom 3. Grades

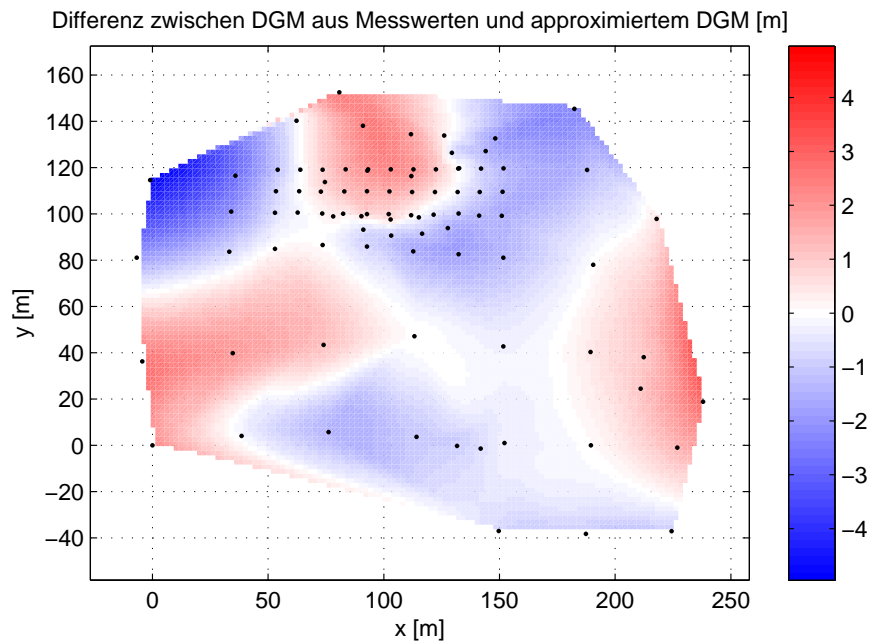


Abbildung 5.4: Höhendifferenzen zwischen DGM und dem Flächenpolynom 2.Grades

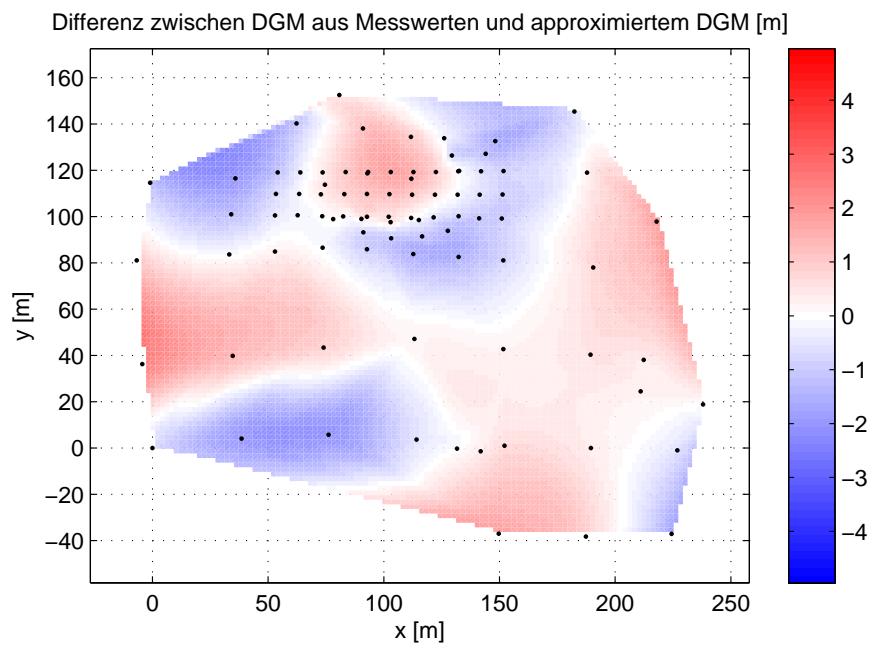


Abbildung 5.5: Höhendifferenzen zwischen DGM und dem Flächenpolynom 3.Grades

geringer, was sich besonders am Rand des Gebietes zeigt. Dies zeigt sich auch beim Berechnen des rms-Wertes (Root Mean Square)

$$rms = \sqrt{\frac{\hat{\mathbf{e}}^T \hat{\mathbf{e}}}{89}} \quad (5.7)$$

für alle Messpunkte, der für $f_2(x, y)$ 1,45 m und für $f_3(x, y)$ 1,04 m beträgt. Wird dieses quadratische Mittel für die Differenzen aller Rasterpunkte berechnet, erhält man immer noch 1,29 m bzw. 0,99 m.

Vergleicht man nun die Ergebnisse der Geländeapproximation mit dem tatsächlichen Gelände, welches in einer topographischen Karte dargestellt ist [Topographische Karte 1:25 000 – 7522 Bad Urach, 2009], so ist zu erkennen, dass wieder das Flächenpolynom $f_3(x, y)$ (siehe Abb. 5.3) das Messgebiet und seine unmittelbare Umgebung besser wiedergibt als das Polynom 2.Grades (Abb. 5.2). Je weiter die Punkte von dem Messgebiet entfernt liegen, umso ungenauer wird die Approximation natürlich, deshalb wird das approximierte Messgebiet in jede Richtung nur um 20 m ausgedehnt, da in diesem Bereich die Approximation noch sehr gut mit der tatsächlichen Geländeoberfläche übereinstimmt.

Da die Differenzen zum DGM aber auch bei $f_3(x, y)$ für eine gute Approximierung zu groß sind, wird im nächsten Schritt eine Kombination aus gemessenen und approximierten Werten durchgeführt. Das approximierte DGM soll weiterhin größer als das aus Messwerten bestimmte DGM sein, aus diesem Grund werden zusätzliche Punkte außerhalb des Messbereichs festgelegt, die sich in die vorhandene Netzstruktur einpassen und mithilfe des Flächenpolynoms $f_3(x, y)$ werden die zugehörigen Höhen berechnet. Um für das flächendeckende Punktraster Höhen zu erhalten, wird wieder eine Interpolation mit `griddata(X,Y,Z,x,y,'cubic')` durchgeführt (siehe Abb. 5.6). Die nun berechneten Differenzen zum DGM in Abb. 5.7 sind wesentlich geringer, erwartungsgemäß betragen sie besonders in der Mitte Null. Die Differenzen in den Außenbereichen kommen dadurch zustande, dass bei dieser Höheninterpolation weitere, approximierte Punkte verwendet wurden, die so doch nicht der Realität entsprechen und dass durch diese zusätzlichen Punkte die Punktvermaschung etwas anders aussieht (siehe Abb. 5.8). Dieses approximierte DGM ist dennoch ausreichend genau, um für die weitere Modellierung eingesetzt werden zu können, was sich auch durch einen rms-Wert von 0,2782 m ausdrückt. Unter Berücksichtigung des Freiluftgradienten $\frac{\partial g}{\partial H} = -0,3086 \frac{\text{mGal}}{\text{m}}$ verursacht eine solche durchschnittliche Höhendifferenz eine Schweredifferenz von knapp 86 μGal , die größten Höhenunterschiede von ungefähr 2 m würden wiederum Schweredifferenzen von ungefähr 0,6 mGal bedeuten, eine relativ große Abweichung.

5.2 Schwermodellierung

5.2.1 Einfluss des Schlots

Zunächst soll untersucht werden, welcher Einfluss allein der Schlot auf die Schwereanomalien hat. Es wird angenommen, dass rings um die vulkanische Struktur nur Weißer Jurakalk vorhanden ist, ein Gestein mit einer einheitlichen Dichte. Für den Schlot wird eine ebenfalls einheitliche Füllung aus Schlottuff $\rho_{\text{Tuff}} = 2371 \text{ kg/m}^3$ (siehe Tab. 4.1) angenommen, obwohl in der Realität durchaus noch andere Gesteinsarten vorkommen könnten. Die Zylinderachse

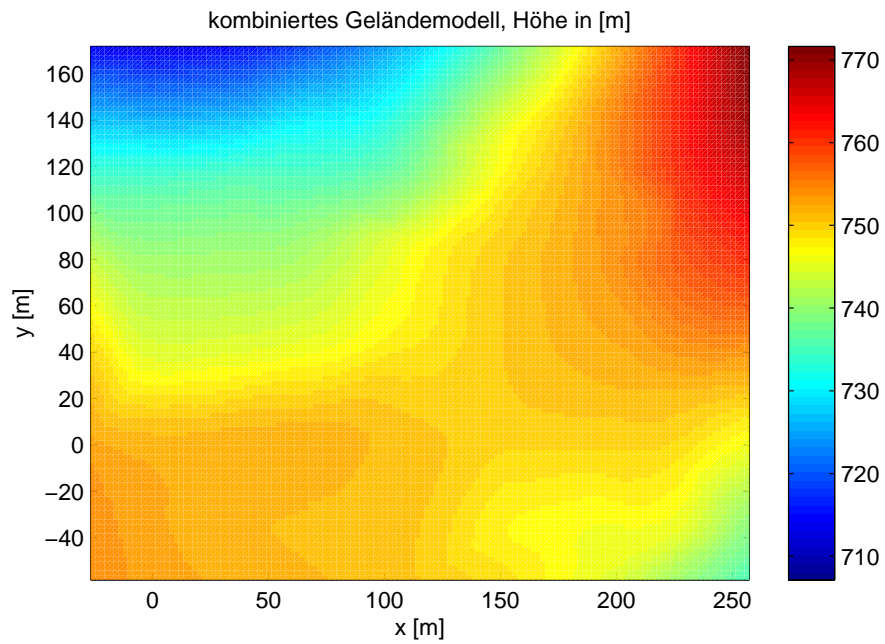


Abbildung 5.6: approximiertes DGM

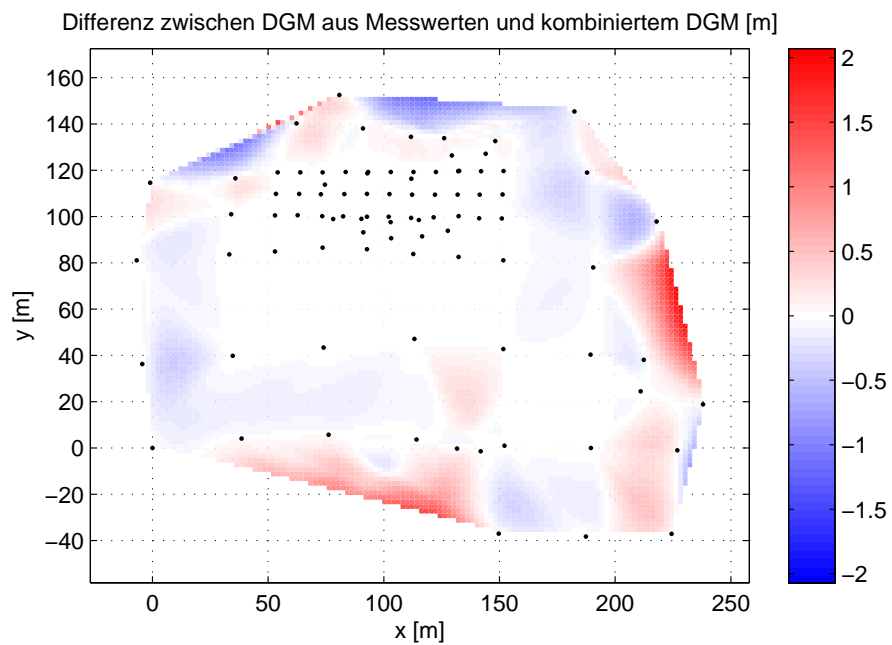


Abbildung 5.7: Höhendifferenzen zwischen gemessenem und approximiertem DGM

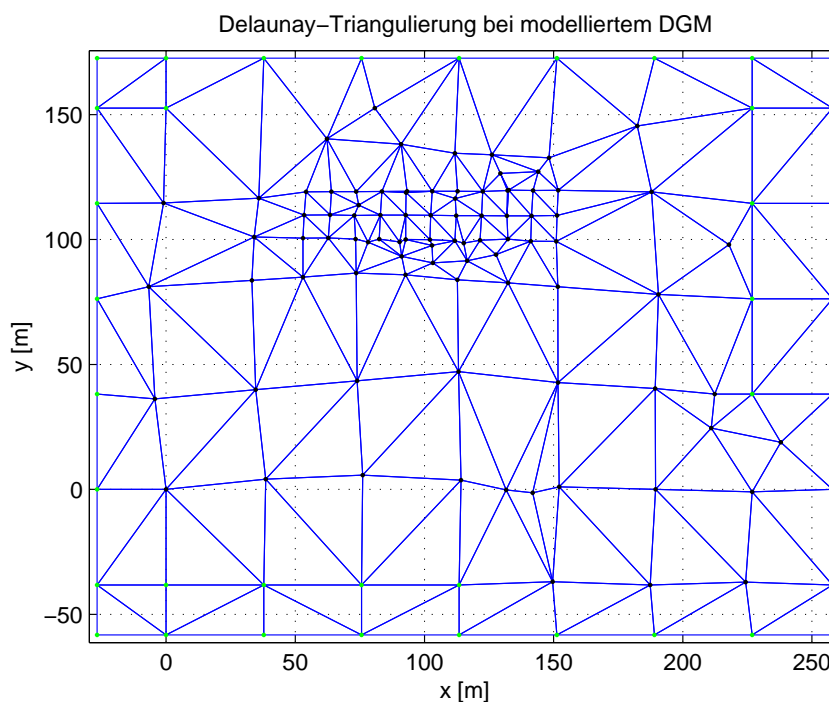


Abbildung 5.8: Delaunay-Triangulation für das approximierte DGM

und damit das Zentrum des Zylinders hat bei dieser Modellierung die lokalen Koordinaten $x = 125$ m und $y = 129$ m, so dass die Lage des Zylinders ungefähr der in Abb. 4.16 markierten Struktur entspricht.

Zur Modellierung des Einflusses des Schlots wird dieser als Zylinder mit einer Höhe $L = 5$ km, einem Radius $R = 35$ m und einem konstanten Dichtekontrast $\delta\rho_1 = \rho_{\text{Jura}} - \rho_{\text{Tuff}} = 281 \text{ kg/m}^3$ eingesetzt. Dieser Dichtekontrast entspricht dem Dichteunterschied zwischen Schlottuff und Jurakalk. Das für diese Modellierung angewendete Koordinatensystem hat seinen Nullpunkt im Mittelpunkt der Zylinder-Grundplatte, die in der x, y -Ebene liegt, und die z -Achse zeigt von diesem Punkt aus senkrecht nach oben. Zur Modellierung werden außerdem die Höhe l jedes Rasterpunkt über der Grundplatte des Zylinders und der radiale Abstand a zur z -Achse benötigt.

$$l = L + \Delta H \quad (5.8)$$

$$a = \sqrt{(x - x_{\text{Schlot}})^2 + (y - y_{\text{Schlot}})^2} \quad (5.9)$$

Der Einfluss eines Zylinders im Untergrund auf die Schwere an einem bestimmten Punkt P lässt sich allgemein als Ableitung V_z des Potentials V berechnen [Tsoulis, 1999].

$$V = 2\pi G\rho \int_0^L \left(\sqrt{(h_P - z)^2 + R^2} - (h_P - z) \right) dz \quad (5.10)$$

Die Lösung dieses Integral nach einer Substituierung lautet:

$$\begin{aligned}
 V = \pi G \rho \left[(h_P - L)^2 - h_P^2 - (h_P - L) \sqrt{R^2 + (h_P - L)^2} \right. \\
 + h_P \sqrt{R^2 + h_P^2} - R^2 \ln \left(h_P - L + \sqrt{R^2 + (h_P - L)^2} \right) \\
 \left. + R^2 \ln \left(h_P + \sqrt{R^2 + h_P^2} \right) \right], \quad (5.11)
 \end{aligned}$$

so dass sich daraus die erste Ableitung V_z bestimmen lässt, die zur Berechnung der Anziehung benötigt wird.

$$V_z = -\frac{\partial V}{\partial h_P} = 2\pi G \rho \left[L + \sqrt{R^2 + (h_P - L)^2} - \sqrt{R^2 + h_P^2} \right] \quad (5.12)$$

Liegt der Berechnungspunkt P nicht auf der z-Achse, wird V_z in einen radialen und einen axialen Anteil aufgespalten.

$$V_z = V_z^r + V_z^a \quad (5.13)$$

Bei deren Berechnung wird der Punkt P als Punkt P' auf die Grundplatte des Zylinders projiziert, dadurch können V_z^r, V_z^a durch die Zylinderfunktionen $C_y(L, R, a)$ und $C_t(L, R, a)$ ausgedrückt werden, was in [Tsoulis, 1999] und [Chen und Cook, 1993] folgendermaßen beschrieben ist:

Für die radiale Komponente gilt:

$$\begin{aligned}
 \frac{V_z^r}{2G\rho} = C_y(L, R, a) = \frac{L^2}{a \left\{ \sqrt{1+A^2} + \sqrt{1+B^2} \right\}} \left[\left\{ 1 + 2\frac{R^2+a^2}{L^2} + \sqrt{1+B^2} \right\} \right. \\
 \times \left\{ \sqrt{1+A^2} + \frac{R^2+a^2}{L^2} \right\} + (AB)^2 \frac{1}{1-\sqrt{1+B^2}} \left. \right\} K(k) \\
 - \frac{1}{2} \left\{ \sqrt{1+A^2} + \sqrt{1+B^2} \right\}^2 E(k) - 2\frac{R^2+a^2}{L^2} \sqrt{1+B^2} \Pi\left(\frac{1}{2}\pi, k, k\right) \\
 \left. + 2A^2 \sqrt{1+B^2} \Pi\left(\frac{1}{2}\pi, n, k\right) \right] + I_0 \quad (5.14)
 \end{aligned}$$

mit

$$\begin{aligned}
 A &= \frac{R+a}{L} \\
 B &= \frac{R-a}{L}
 \end{aligned}$$

$$I_0 = \begin{cases} \frac{\pi R^2}{2a}, & \text{wenn } a \geq R \\ \frac{\pi a}{2}, & \text{wenn } a \leq R \end{cases}$$

$$\begin{aligned}
 k &= \frac{\sqrt{1+A^2} - \sqrt{1+B^2}}{\sqrt{1+A^2} + \sqrt{1+B^2}} \\
 n &= \frac{1 - \sqrt{1+A^2}}{1 + \sqrt{1+A^2}} k.
 \end{aligned}$$

Die axiale Komponente berechnet sich aus

$$\begin{aligned} \frac{V_z^a}{2G\rho} = C_t(L, R, a) = & -\frac{R^2 - L^2 - a^2}{\sqrt{(R+a)^2 + L^2}} K(k) - \sqrt{(R+a)^2 + L^2} E(k) \\ & - \frac{L^2}{\sqrt{(R+a)^2 + L^2}} \left[\frac{\sqrt{L^2 + a^2} + R}{\sqrt{L^2 + a^2} - a} \Pi\left(\frac{1}{2}\pi, n_1, k\right) \right. \\ & \left. + \frac{\sqrt{L^2 + a^2} - R}{\sqrt{L^2 + a^2} + a} \Pi\left(\frac{1}{2}\pi, n_2, k\right) \right] + L\pi \end{aligned} \quad (5.15)$$

wenn

$$\begin{aligned} k &= \sqrt{\frac{4aR}{(R+a)^2 + L^2}} \\ n_1 &= \frac{-2a}{\sqrt{L^2 + a^2} - a} \\ n_2 &= \frac{2a}{\sqrt{L^2 + a^2} + a} \end{aligned}$$

ist.

Die dabei vorkommenden elliptischen Integrale $F(k, t)$, $E(k, t)$, $\Pi(n, k, t)$ sind definiert als

$$\begin{aligned} F(k, t) &= \int_0^t \frac{1}{(1-t^2)(1-k^2t^2)} dt \\ E(k, t) &= \int_0^t \sqrt{\frac{1-k^2t^2}{1-t^2}} dt \\ \Pi(n, k, t) &= \int_0^t \frac{1}{(1-nt^2)\sqrt{(1-t^2)(1-k^2t^2)}} dt. \end{aligned} \quad (5.16)$$

Für die gravitative Anziehung des Zylinders unterscheidet man verschiedene Fälle, entsprechend der Lage von P zum Zylinder.

Liegt P auf einer horizontalen Ebene innerhalb des Zylinders, d.h. $L > l$ oder in der Ebene der oberen Grenzfläche des Zylinders, so gilt

$$\frac{V_z^r}{2G\rho} = C_y(l, R, a) + C_y(L-l, R, a) \quad (5.17)$$

$$\frac{V_z^a}{2G\rho} = C_t(l, R, a) - C_t(L-l, R, a). \quad (5.18)$$

Der zweite Fall ist, dass P in einer Ebene über der oberen Grenzfläche liegt.

$$\frac{V_z^r}{2G\rho} = C_y(l, R, a) - C_y(l-L, R, a) \quad (5.19)$$

$$\frac{V_z^a}{2G\rho} = C_t(l, R, a) - C_t(l-L, R, a). \quad (5.20)$$

Eine dritte Möglichkeit besteht darin, dass sich P unterhalb der Grundplatte befindet.

$$\frac{V_z^r}{2G\rho} = C_y(L + |l|, R, a) - C_y(|l|, R, a) \quad (5.21)$$

$$\frac{V_z^a}{2G\rho} = C_t(L + |l|, R, a) - C_t(|l|, R, a). \quad (5.22)$$

Da sich nur der axiale Anteil V_z^a entlang des Schwerevektors und damit an den Messpunkten an der Oberfläche auswirkt, wird im weiteren nur dieser Teil dargestellt, der radiale Anteil V_z^r kann dadurch vernachlässigt werden. Die für die Modellierung verwendeten **MATLAB**-Programme sind in Anhang B aufgeführt.

Um eine allgemeine Darstellung des Einflusses eines Zylinders auf die Schwere zu bekommen, wird ein ebenes Punktraster definiert, dessen Nullpunkt 300 m über der oberen Platte des Zylinders genau auf der z-Achse liegt. Dies entspricht in etwa der Tiefe, in der der Schlot in den Krater übergeht. Die Höhe L des Zylinders wurde mit 5 km angenommen, da die tatsächlich Schlotlänge vom Zwischenherd bis zur Oberfläche nicht bekannt ist. Es existieren dazu unterschiedliche Angaben; hier wurde von der Angabe in [Meier, 1990] ausgegangen, die ungefähr 5,6 km beträgt, wobei sie auf jeden Fall größer als 5 km ist. In dieser Arbeit wird von dieser Mindesttiefe ausgegangen.

Als Ergebnis sind in Abb. 5.9 relative Schwereunterschiede dargestellt, wobei man sieht, dass der Einfluss des Schlots zwar erkennbar, aber auch nicht besonders groß ist. Ist noch eine weitere, überlagernde Störmasse vorhanden, kann der Einfluss eines Zylinders in einer solchen Tiefe eventuell übersehen werden.

Eine alternative Modellierungsmöglichkeit wird in [Damiata und Lee, 2002] aufgezeigt, nach dem für den Schwereeinfluss eines Zylinders g_z gilt:

$$g_z(a, z) = 4G \int_0^R \left\{ \frac{K(k_t)}{\sqrt{(a+r')^2 + (b-z)^2}} - \frac{K(k_b)}{\sqrt{(a+r')^2 + (b+L-z)^2}} \right\} \cdot \rho r' dr' \quad (5.23)$$

mit $z = 0$, $\rho = \delta\rho_1 = 281 \text{ kg/m}^3$ sowie

$$k_t = \sqrt{\frac{4ar'}{(a+r')^2 + (b-z)^2}}$$

$$k_b = \sqrt{\frac{4ar'}{(a+r')^2 + (b+L-z)^2}}$$

$$b = l - L$$

während $K(k_v)$ das vollständige elliptische Integral erster Ordnung berechnet. Vergleicht man die nach beiden Modellierungsmöglichkeiten berechneten Störeinflüsse miteinander, so erhält man nahezu identische Werte; die Unterschiede zwischen den beiden Modellierungen liegen im nGal-Bereich, so dass man hier für diesen Zweck von nahezu identischen Modellierungen sprechen kann. Für einen weiter in die Tiefe reichenden Zylinder ändert sich der modellierte Schwereeinfluss kaum, also kann im weiteren gut mit der angenommenen Schlottiefe von 5 km gearbeitet werden.

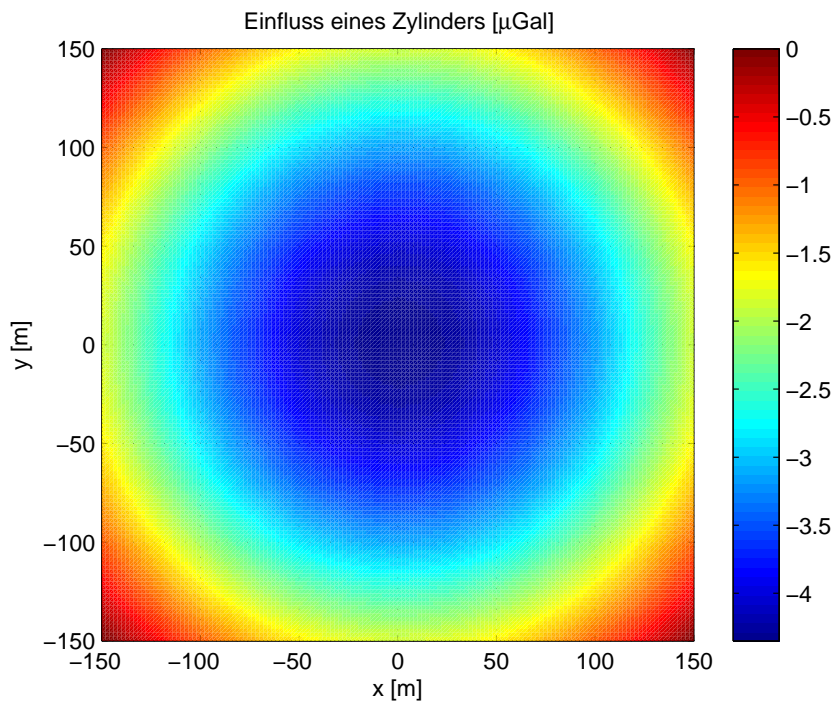


Abbildung 5.9: Störeinfluss eines zylinderförmigen Körpers im Untergrund auf die Schwere bei einem Dichteunterschied von 281 kg/m^3 zum umgebenden Gestein

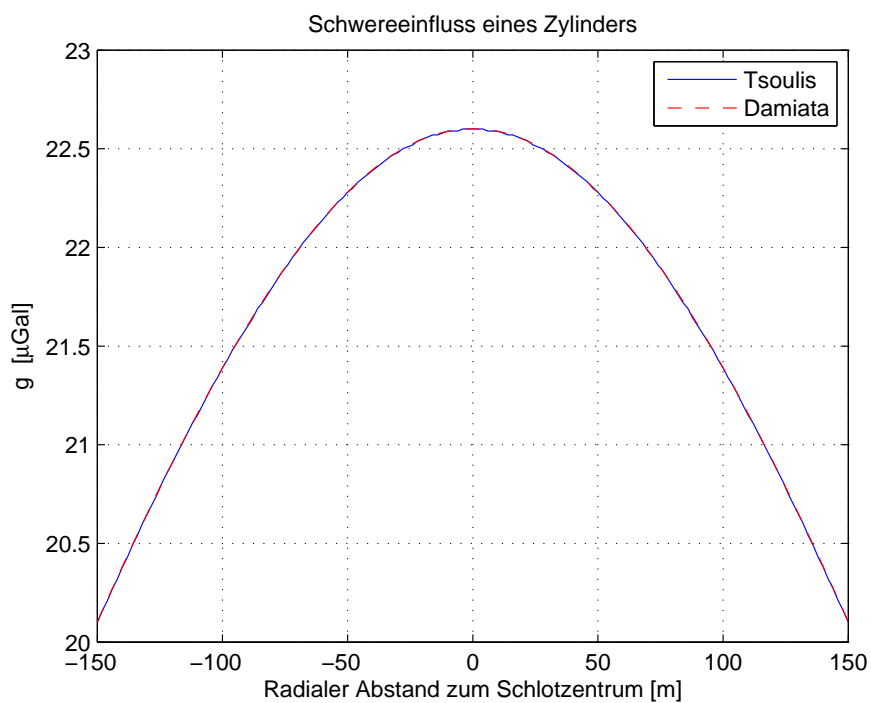


Abbildung 5.10: Schwereeinfluss eines Zylinders nach Tsoulis und nach Damiata

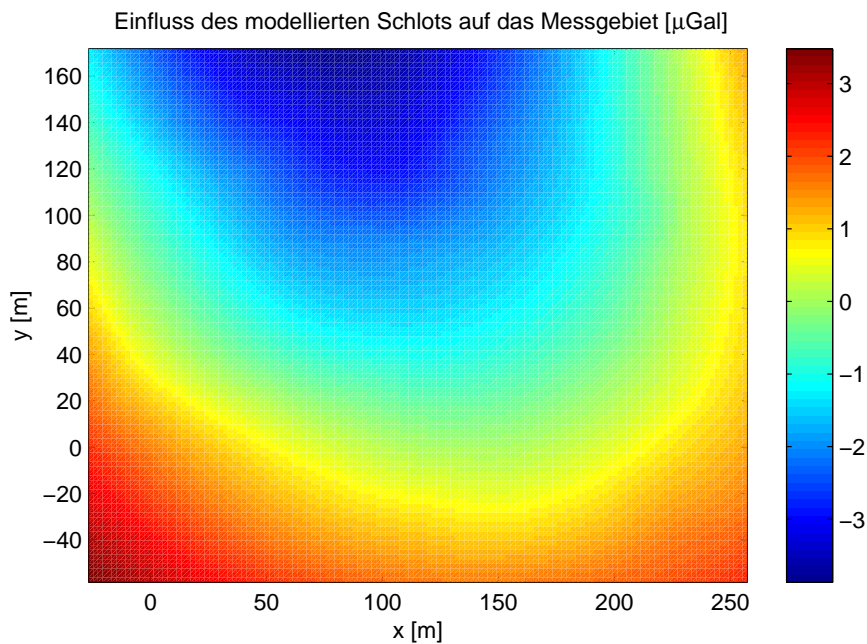


Abbildung 5.11: Einfluss eines zylinderförmigen Schlots auf die relativen Schwerewerte für das approximierte Messgebiet bei einem Dichteunterschied von 281 kg/m^3 zum umgebenden Gestein

Die Oberfläche ist in der Realität selbstverständlich nicht eben, zudem ist das Messgebiet auch kleiner als beim oben dargestellten Ergebnis. Da außerdem noch der Schlot nicht in der Mitte des Gebiets liegt, soll der Einfluss des Zylinder-Schlots auf die Schwere hier noch einmal gesondert betrachtet werden, wobei die Berechnungspunkte der approximierten Geländeoberfläche folgen. In diesem Fall wird als Referenzpunkt für die Bildung der relativen Schwerewerte jedoch der modellierte Punkt S1 verwendet.

Man sieht in Abb 5.11 deutlich, dass in diesem Fall die Topographie eine Rolle spielt, die modellierten Werte weisen größere und auch anders verteilte Differenzen auf als dies im direkten Umfeld der Zylinderachse (0, 0) in Abb 5.9 der Fall ist. Das Zentrum und die Lage ist hier nicht mehr deutlich auszumachen, die größten Differenzen sind stattdessen in den Bereichen zu finden, in denen auch das approximierte DGM die größten Höhenunterschiede zum Bezugspunkt aufweist.

5.2.2 Einfluss des Kraters

Ein weiterer Störkörper ist der Krater; er hat eine Füllung, die sich vom Umgebungsgestein und teilweise auch vom Schlot unterscheidet. Als erstes soll untersucht werden, welchen Einfluss allein ein Krater mit einem Füllmaterial von homogener Dichte auf die Schwere hat. Der den Krater repräsentierende Kegelstumpf wird hier nicht wie der Schlot durch eine geometrische Figur approximiert, so dass die Störschwere auch nicht direkt für jeden Oberflächenpunkt berechnet werden kann. Deshalb wird der Kegelstumpf aus mehreren rechtwinkligen Prismen, also Quader, mit einer Grundfläche von $2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$ zusammengesetzt. Wieder soll für

Position von P	Singularitäten
$(x, y) = (0, 0)$	V, V_x, V_y
$(x, z) = (0, 0)$	V, V_x, V_z
$(y, z) = (0, 0)$	V, V_y, V_z
$(x, y, z) = (0, 0, 0)$	V, V_x, V_y, V_z

Tabelle 5.1: Fälle, in denen bei der Berechnung der Anziehung von rechtwinkligen Prismen Singularitäten auftreten

ein größeres Gebiet mit ebener Oberfläche die Anziehung berechnet werden, indem für jeden Oberflächenpunkt P der Einfluss des Störkörpers berechnet wird.

Bezogen auf den Berechnungspunkt P gilt nach [Tsoulis, 1999] für V

$$V = G\rho \int_{x_1}^{x_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dx dy dz}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}}, \quad (5.24)$$

dabei sind x_i, y_i, z_i die auf den Berechnungspunkt zentrierten Eck-Koordinaten der einzelnen Quader. Werden die Integrale aufgelöst, so gilt für das Potential V

$$\begin{aligned} \frac{1}{G\rho} V = & \left| \left| \left| xy \ln(z+r) + xz \ln(y+r) + yz \ln(x+r) \right. \right. \right. \\ & \left. \left. \left. - \frac{x^2}{2} \arctan \frac{yz}{xr} - \frac{y^2}{2} \arctan \frac{xz}{yr} - \frac{z^2}{2} \arctan \frac{xy}{zr} \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2} \end{aligned} \quad (5.25)$$

mit $r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$.

Daraus werden die ersten Ableitungen berechnet.

$$\frac{1}{G\rho} V_x = \left| \left| \left| y \ln(z+r) + z \ln(y+r) - x \arctan \frac{yz}{xr} \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2} \quad (5.26)$$

$$\frac{1}{G\rho} V_y = \left| \left| \left| x \ln(z+r) + z \ln(x+r) - y \arctan \frac{xz}{yr} \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2} \quad (5.27)$$

$$\frac{1}{G\rho} V_z = \left| \left| \left| x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arctan \frac{xy}{zr} \right|_{x_1}^{x_2} \right|_{y_1}^{y_2} \right|_{z_1}^{z_2} \quad (5.28)$$

Für bestimmte Berechnungspunkte P treten dabei Singularitäten auf, und zwar genau dann, wenn $x = y = z = 0$ gilt. In diesem Fall lassen sich V und einige der Ableitungen nicht bestimmen, wie in Tab. 5.1 aus [Tsoulis, 1999] aufgezeigt wird.

Am Beispiel V_x soll nun verdeutlicht werden, wie die Einwirkung eines Quaders berechnet wird. In die Stammfunktion f_x

$$f_x = y \ln(z+r) + z \ln(y+r) - x \arctan \frac{yz}{xr} \quad (5.29)$$

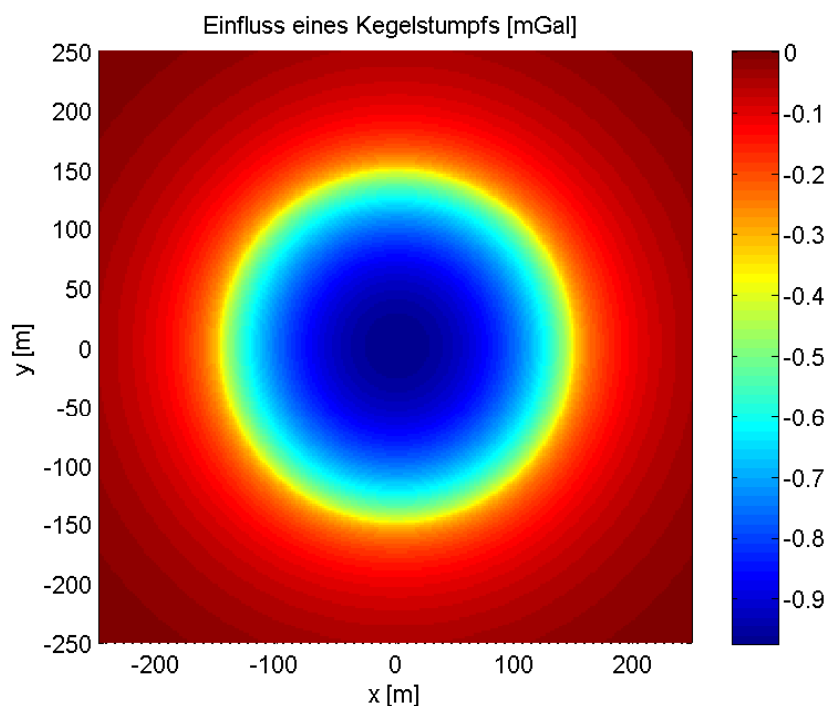


Abbildung 5.12: Störeinfluss eines Kegelstumpfs unterhalb der Oberfläche auf die Schwere bei einem Dichteunterschied von 285 kg/m^3 zum umgebenden Gestein

werden die Eck-Koordinaten des Quaders eingesetzt, so dass sich für V_x

$$\begin{aligned}
 V_x = G\rho \{ & f_x(x_2, y_2, z_2) - f_x(x_2, y_2, z_1) \\
 & + f_x(x_1, y_2, z_1) - f_x(x_1, y_2, z_2) \\
 & + f_x(x_2, y_1, z_1) - f_x(x_2, y_1, z_2) \\
 & + f_x(x_1, y_1, z_2) - f_x(x_1, y_1, z_1) \} \quad (5.30)
 \end{aligned}$$

ergibt. Analog dazu werden V_y und V_z unter Verwendung von f_y bzw. f_z berechnet. Nachdem so der Einfluss eines jeden Quaders auf den Berechnungspunkt P bestimmt wurde, wird nun der Gesamteinfluss auf diesen Punkt durch Addition der einzelnen Einflussfaktoren errechnet. Für den Einfluss an der Oberfläche ist die z-Komponente maßgeblich, also wird im weiteren nur sie dargestellt.

Der Kegelstumpf wird in diesem Fall durch säulenförmige Quader mit einer Grundfläche von $2 \text{ m} \times 2 \text{ m}$ definiert, die immer vom Übergang zu anderen Gesteinsarten bis zur Oberfläche reichen. Die tiefste Stelle, also die Stelle, an dem theoretisch der Schlot in den Krater übergeht, liegt bei diesem Modell 300 m unterhalb des Bezugspunktes S1. Es wird zunächst angenommen, dass der gesamte Krater mit einem Material von konstanter Dichte (Diatrembrekzie: $\rho_{\text{Brekzie}} = 2367 \text{ kg/m}^3$ aus Tab. 4.1) gefüllt ist, was in der Realität nicht der Fall ist. Damit ergibt sich ein Dichtekontrast $\delta\rho_2 = \rho_{\text{Jura}} - \rho_{\text{Brekzie}} = 285 \text{ kg/m}^3$ zum umgebenden Jurakalk. In diesem Fall sieht das Ergebnis nach Berechnung mit **MATLAB** (Programme siehe Anhang B) bei einer ebenen Geländeoberfläche wie in Abb. 5.12 dargestellt aus.

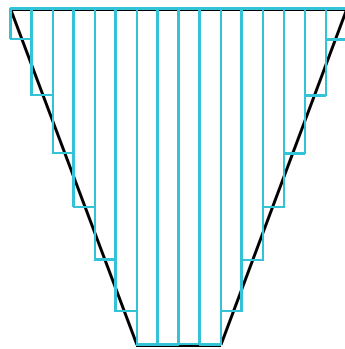


Abbildung 5.13: Kegelstumpf aus einzelnen Säulen

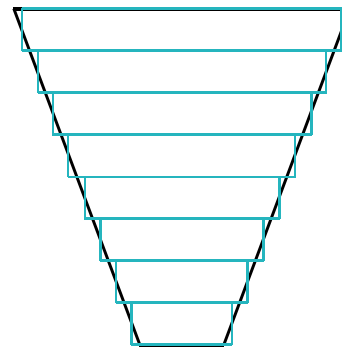


Abbildung 5.14: Kegelstumpf aus Zylinderscheiben

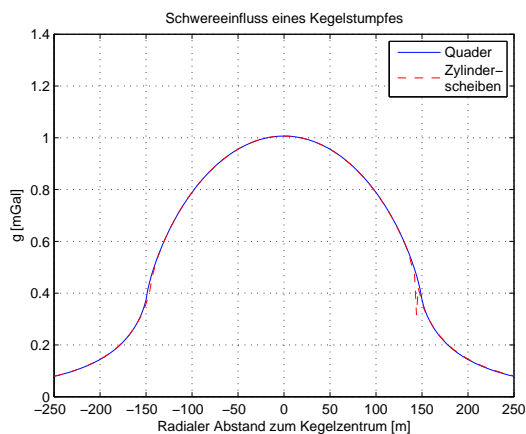


Abbildung 5.15: Schwereinfluss eines Kegelstumpfes modelliert durch Quader und durch Zylinderscheiben

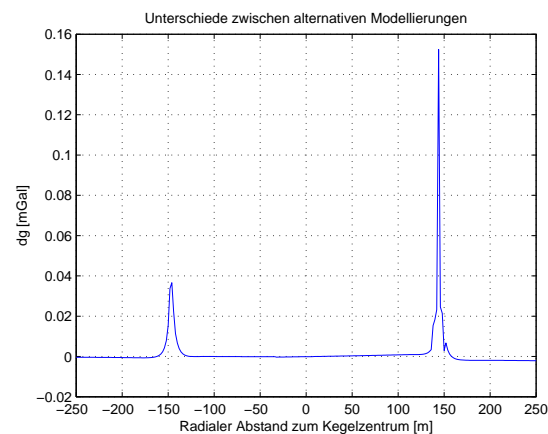


Abbildung 5.16: Differenzen zwischen den Schwereinflüssen beim Kegelstumpf mit unterschiedlicher Modellierung

Die relativen Schweredifferenzen, die den Einfluss des Störkörpers auf die Schwere verkörpern, sind in diesem Fall deutlich größer als beim durch einen Zylinder dargestellten Schlot, was zum einen an der größeren Ausdehnung des Körpers aber auch an seiner Lage direkt unterhalb der Oberfläche liegt. Der Dichteunterschied zwischen Schlottuff und Diatrembrekzie ist mit 4 kg/m^3 gering und für den unterschiedlich starken Einfluss auf die Schwere nur von untergeordneter Bedeutung.

Da der Kegelstumpf zur Berechnung des Schwereinflusses nicht wie der Zylinder als kompletter geometrischer Körper verwendet wurde, sondern in einzelne Säulen zerlegt wurde (siehe Abb. 5.13), wird hier eine zweite, alternative Modellierung vorgestellt. So kann überprüft werden, ob diese erste Modellierung ein plausibles Ergebnis liefert. Für diese zweite Modellierung wird der Kegelstumpf, wie in Abb. 5.14 dargestellt, aus 10 jeweils gleich dicken Zylinderscheiben zusammengesetzt, die Berechnung läuft wie in Kap. 5.2.1 beschrieben ab.

In Abb. 5.15 ist der Schwereinfluss der beiden alternativen Modellierungsmethoden dargestellt. Wie man in Abb. 5.16 sehen kann, gibt es am Rand des Kegelstumpfes ($r = \pm 150 \text{ m}$) eine größere Differenz, die aus der unterschiedlichen Modellierung dieses Randes stammt: Der Ra-

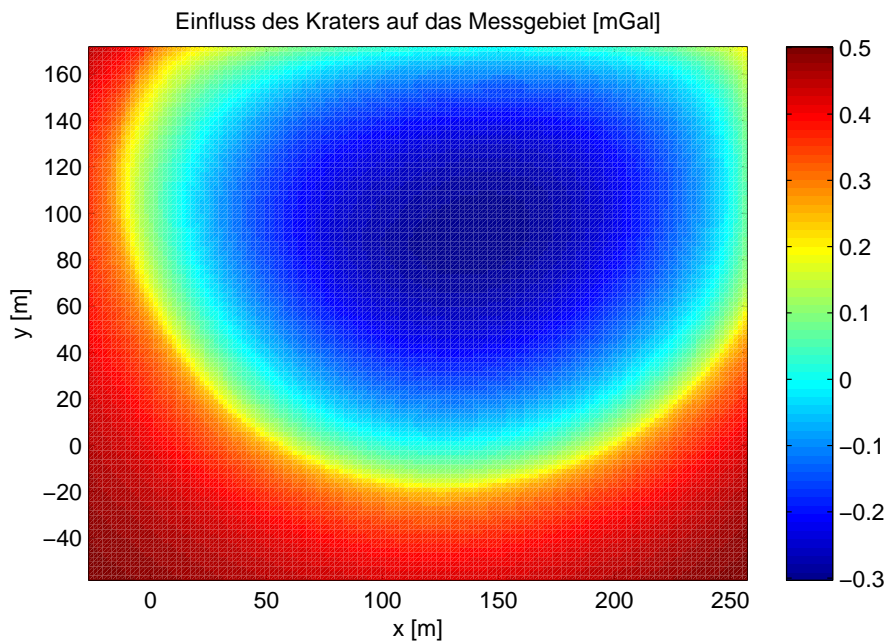


Abbildung 5.17: Einfluss eines kegelförmigen Kraters auf die relativen Schwerewerte für das approximiert Messgebiet

dius der obersten Zylinderscheibe ist etwas kleiner als der eigentliche Kegelradius, um keine zusätzliche Masse in die Modellierung aufzunehmen. Ansonsten sind die Differenzen deutlich kleiner als $1 \mu\text{Gal}$. Dies ist zwar größer als die Differenzen zwischen den unterschiedlichen Zylindermodellierungen, aber immer noch aussagekräftig genug, um von einer korrekten Modellierung auszugehen.

Die Annahme, dass der gesamte Krater mit Diatrembrekzie gefüllt ist, kommt einer starken Vereinfachung gleich. Deshalb wird in diesem nächsten Schritt die Füllung des Kegels durch zwei unterschiedlichen Materialien verkörpert: Laut [Kopp, 2009] ist davon auszugehen, dass der Krater direkt oberhalb des Schlottes mit Schlottuff gefüllt ist, während sich in der restliche Vertiefung die oben bereits erwähnte Diatrembrekzie befindet (siehe Abb 5.1). Somit wird bei dieser Modellierung mit zwei Dichtekontrasten gearbeitet: $\delta\rho_1$ und $\delta\rho_2$. Da zudem auch die Form eines Kegelstumpfes nur eine grobe Approximation des Kraters ist, die nur für das Messgebiet zutrifft, soll deshalb hier nur der Einfluss des im approximierten Messgebiet liegenden Ausschnittes des Kraters auf selbiges berechnet werden. In diesem Gebiet werden die einzelnen Säulenhöhen wieder durch die approximierte Geländeoberfläche definiert.

Der Einfluss des Kraters auf die Schwere in Abb. 5.17 ist viel klarer als solcher zu erkennen als der des Schlots, er ist weniger stark von der Topographie abhängig und die Randbereiche dieser Struktur entsprechen auch eher der Kreisform der Gesamtstruktur aus Abb. 5.12. Die relativen Schweredifferenzen sind von der Größe her etwas geringer als in der Gesamtstruktur in diesem Bereich; dies kommt teils durch das kleinere Berechnungsgebiet, bei dem der Einfluss des umgebenden Geländes nicht so stark berücksichtigt wird, teils durch die unterschiedliche Dichteverteilung aber auch durch die Topographie zustande. Bei genauerer Betrachtung ist zu-

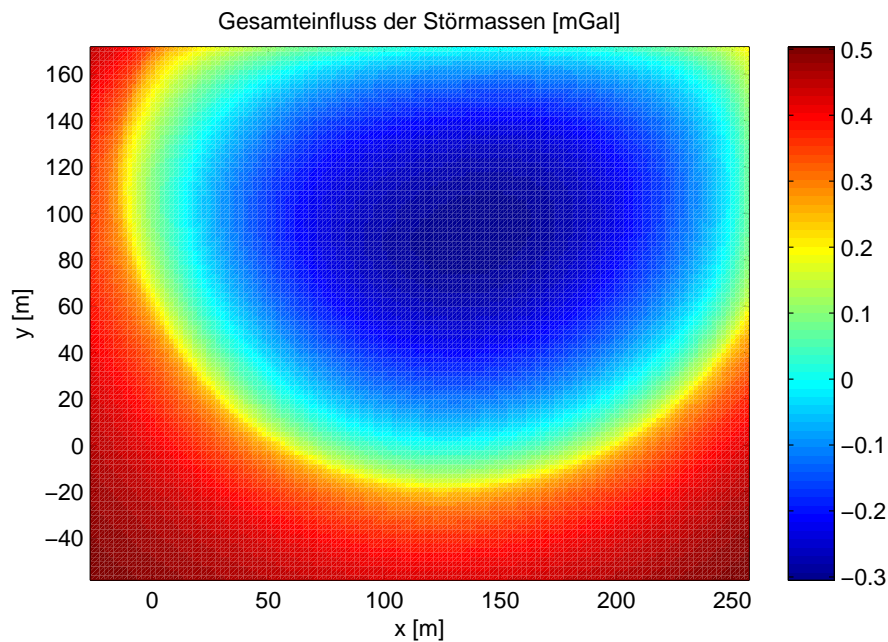


Abbildung 5.18: Einfluss des gesamten Störkörpers auf die Schwere

dem offensichtlich, dass die Struktur in Abb 5.17 eher oval und nicht kreisförmig ist. Auch hat die zu erkennende Struktur hier einen kleineren Durchmesser als nach der Berechnung der Gesamtstruktur. Da der Bereich über dem Schlot im Grunde komplett innerhalb dieses approximierten Messgebiets liegt, wird klar, dass in diesem Bereich die unterschiedlichen Höhen des unebenen Geländes eine große Rolle spielen. Ein weiterer Grund für die abweichende Form stellt wieder das kleine Messgebiet dar, bei dem das weiter darüber hinausgehende Gebiet nicht berücksichtigt wird. Außerdem sind weitere kleinere und schwache Unregelmäßigkeiten der Struktur, die nur durch die unterschiedlichen Höhen entstanden sein können, überall zu finden.

5.2.3 Modellierung der Schwere für das Messgebiet

Nachdem nun die Einflüsse der einzelnen Störkörper jeweils separat untersucht wurden, soll hier der Einfluss bei einer Kombination von beiden betrachtet werden.

Dazu werden die Ergebnisse aus Abb. 5.11 und Abb. 5.17 in Abb 5.18 zu einem Gesamteinfluss der Störkörper addiert. Der Kegelstumpf ist hierbei, wie bereits erwähnt, in zwei Zonen mit unterschiedlichen Füllungen aufgeteilt, wobei der vorkommende Schlottuff innerhalb des Kraters durch Säulen modelliert wird, während im anschließenden Schlot mit einer kompletten Zylinder-Modellierung gearbeitet wird.

Im Vergleich mit Abb. 5.17 ist erkennbar, dass der Einfluss des Schlots verschwindend gering ist, der Gesamteinfluss entspricht im Grunde dem des Kegelstumpfes. Die leicht ovale Form im

Bereich der Struktur entsteht zum einen durch den nicht berücksichtigten Einfluss des außerhalb des Messgebiets gelegenen Teils des Kegelstumpfes, zum anderen durch die Geländeform. In ihren Randbereichen entspricht die Struktur der Form des vorgegebenen Kegelausschnitts, wobei keine Kreisform erreicht wird. Bei diesem Gesamteinfluss wurde der Einfluss der umgebenden Topographie nicht berücksichtigt. Durch die Verwendung des reinen Dichtekontrasts bei der Modellierung kann diese hier auch vernachlässigt werden, es werden die durch die Störkörper verursachten Abweichungen der Schwere zu einem durch einen homogenen Körper verursachten Schwerewert berechnet.

5.2.4 Vergleich mit den Messergebnissen

Im Gegensatz zu einer homogenen Dichteverteilung verursachen die Störkörper mit ihrem Dichtekontrast zum umgebenden Gestein veränderte Schwerewerte. Da das umgebende Gestein (Jurakalk) dichter als das vulkanische Material ist, entstehen hier negative Schweredifferenzen. Der Einfluss dieser Störmassen auf die Schwere ist modelliert, nun soll untersucht werden, wie gut das Modell den tatsächlich durch die vulkanische Struktur verursachten Schweredifferenzen entspricht. Dazu wird zunächst ein modelliertes und ein aus den einfachen Bougueranomalien gebildetes Profil verglichen. Das Profil verläuft wie in Kap. 4.2 entlang des Geoelektrik-Profil 1 aus [Kopp, 2009]. Anfangs, d.h. außerhalb des Kraterbereichs, weichen die beiden Profile stark voneinander ab, die modellierten Werte sind wesentlich größer als der Schwereanomalien, hier fehlt beim Modell der Einfluss der vernachlässigten Masse. Im y -Achsenabschnitt zwischen 50 m und 90 m wiederum stimmen die beiden Profile relativ gut überein, die Differenz zwischen beiden ist kleiner als $50 \mu\text{Gal}$, während sie danach wieder auf über $100 \mu\text{Gal}$ ansteigt, was auch auf die Verwendung des in diesem Bereich leicht unterschiedlichen approximierten DGMs zurückzuführen ist.

In einem weiteren Schritt werden die Differenzen zwischen den einfachen Bougueranomalien und den modellierten Werten gebildet, die in Abb. 5.20 gezeigt werden. Da im Modell nur die vulkanische Struktur, nicht aber das umgebende Gestein einfließt, fehlt auch dessen Einfluss auf die Schwere. Somit entspricht das Modell nicht vollkommen den tatsächlichen Verhältnissen vor Ort, besonders außerhalb des Kraterbereichs entstehen dadurch Unterschiede. Am größten sind sie im Südwesten des Messgebiets, also dort, wo man in den Bougueranomalien eine weitere Struktur erkennt. Auch im Bereich des Schlotens sind, allerdings wesentlich geringere, Unterschiede erkennbar. Man kann hierbei davon ausgehen, dass entweder die Lage des Schlotens oder aber das Dichteverhältnis in diesem modellierten Bereich nicht mit der Wirklichkeit übereinstimmt. Weiter sind auch im Osten geringe Unterschiede erkennbar: An dieser Stelle stimmen modellierter und realer Kraterrand nicht überein, die Annahme eines kreisrunden Kraters ist hier nicht korrekt.

Gründe für diese Unterschiede zwischen den ausgewerteten Messergebnissen und den modellierten Werten sind zum einen die doch etwas verschiedenen Höhen, die zur Berechnung verwendet wurden: Auf der einen Seite das auf Messungen basierende DGM, andererseits die mit durch ein Flächenpolynom beschriebene Höhenapproximation. Dadurch ergeben sich im Modell wesentlich regelmäßige Strukturen, die eher durch die Form der modellierten Körper vorgegeben sind. Eine weitere Unsicherheit bei der Modellierung sind die Dichtewerte; die Dichte kann bei vulkanischem Gestein stark schwanken, immer davon abhängig vom Eruptionstyp, von der Zusammensetzung des Magmas und vom umgebenden Gestein. Deshalb kann z.B. für Basalt keine einheitliche Dichte angegeben werden. Da die Zusammensetzung

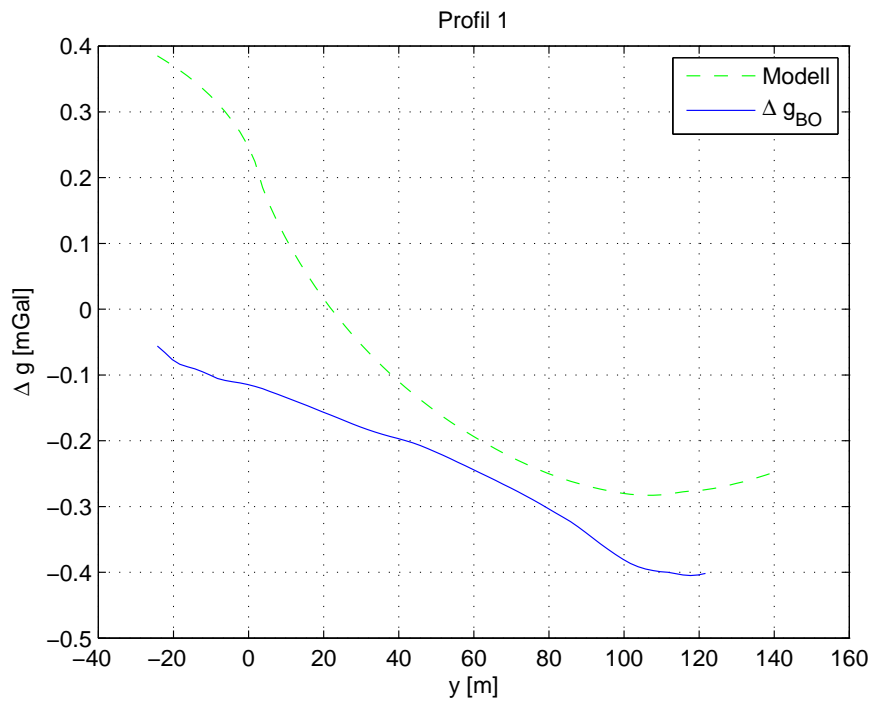


Abbildung 5.19: Profil 1 aus Bougueranomalien und modellierten Werten

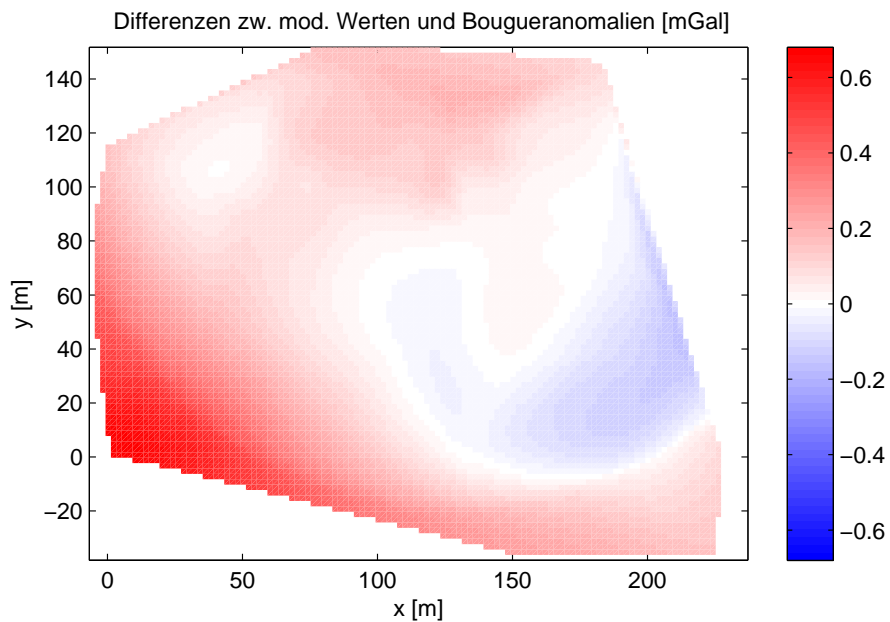


Abbildung 5.20: Differenzen zwischen den modellierten Werten und den einfachen Bougueranomalien

der Magma hier beim Maar am Hofbrunnen unbekannt ist und zudem die Möglichkeit besteht, dass innerhalb des Schlots Pfropfen aus erstarrter Magma sind, ist schon die Annahme, dass der Schlot mit Schlottuff gefüllt ist, dessen Dichte durch (nahe) an der Oberfläche gefundene Steine bestimmt wurde, relativ ungenau. Tuff setzt sich aus vulkanischen Gesteinen und mitgerissenem Material zusammen, das Mengenverhältnis der beiden zueinander kann durchaus schwanken, abhängig von der Eruptionsphase. In [Meier, 1990] wird erwähnt, dass bei einer Untersuchung mehrerer Tuffproben aus verschiedenen Vorkommen, drei verschiedene Tuffzusammensetzungen erkannt wurden, die unterschiedlichen Eruptionsphasen zugeordnet werden konnten und damit höchstwahrscheinlich unterschiedliche Dichten aufweisen. Sicher scheint nur, dass der Bereich oberhalb des Schlots nicht aus erstarrtem Magma, auch als Basalt bezeichnet, besteht. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Modellierungsgenauigkeit dabei aber ab.

Für den restlichen Krater wird angenommen, dass sich in ihm Diatrebrekzie befindet. Dieses Material beinhaltet zusätzlich zu den vulkanischen Förderprodukten und dem mitgerissenen Gestein noch Material aus der Umgebung des Kraters, so dass auch hier von einer inhomogenen Dichteverteilung auszugehen ist. Wo sich größere Kalkschollen im Krater befinden, ist die Gesteinsdichte anders als in Zonen mit überwiegend vulkanischem Material. Um eine genauere Aussage über die Gesteinsdichten an diesem Ort zu treffen, müssten weitere Untersuchungen durchgeführt werden. Da dies hier nicht möglich ist, werden die verschiedenen Dichtekontraste langsam verändert, um dadurch die Differenzen zwischen Modell und Realität im Kraterbereich zu minimieren.

Der Dichtekontrast $\delta\rho_1 = \rho_{\text{Tuff}} - \rho_{\text{Jura}}$ kann sowohl im Bereich des Kraters als auch im Schlot variiert werden, $\delta\rho_2 = \rho_{\text{Brekzie}} - \rho_{\text{Jura}}$ beeinflusst hingegen nur den Einfluss des Kraters. Dies geschieht, indem jeweils $\Delta\rho_{\text{Tuff}}$ bzw. $\Delta\rho_{\text{Brekzie}}$ zu der Dichte des Gesteins hinzu addiert werden. In Tab. 5.2 wird aufgezeigt, wie sich dadurch die Differenzen zwischen den modellierten Werten und der einfachen Bougueranomalie verändern. Die Differenz d_S steht für die Differenz dicht neben dem modellierten Schlotzentrum; d_{max} und d_{min} geben die jeweils größte und kleinste Differenz an, wobei sich diese Werte nicht unbedingt im Kraterbereich befinden müssen und somit auch durch die fehlende umgebende Masse verursacht werden sein könnten. Auch das quadratische Mittel (*rms*) wird über das gesamte Messgebiet berechnet.

Es zeigt sich, dass eine Verminderung von $\delta\rho_2$ um 100 kg/m^3 auf 185 kg/m^3 die geringsten Werte d_S und *rms* aufweist, wohingegen sich d_{max} in dem süd-westlichen Bereich befindet, in dem bei den einfachen eine weitere Struktur vorhanden ist, die im Modell so nicht vorkommt. Wird zudem ein verringerter Dichtekontrast $\delta\rho_1 = 181 \text{ kg/m}^3$ für die Modellierung des Schlots eingesetzt, kann ein ähnliches Ergebnis erreicht werden, da der Einfluss des Schlots so gering ist. In Abb. 5.21 ist klar erkennbar, dass die Differenzen im Kraterbereich nun etwas konstanter sind und dass das Modell auch im Bereich des Schlots besser mit den Anomalien übereinstimmt.

$\Delta\rho_{\text{Tuff,Zyl}} \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$	$\Delta\rho_{\text{Tuff,K}} \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$	$\Delta\rho_{\text{Brekzie}} \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$	$d_{\text{max}} \text{ [mGal]}$	$d_{\text{min}} \text{ [mGal]}$	$d_s \text{ [mGal]}$	$rms \text{ [mGal]}$
0	0	0	0,67976	-0,16708	0,20721	0,19025
0	0	-100	0,81625	-0,20709	0,24397	0,22633
0	0	+100	0,54431	-0,15045	0,17046	0,16840
+100	0	0	0,67919	-0,16700	0,20820	0,19032
0	+100	0	0,66997	-0,15750	0,32956	0,19764
+100	+100	0	0,66940	-0,15742	0,33055	0,19778
+100	0	+100	0,54380	-0,15050	0,17140	0,16860
0	+100	+100	0,53605	-0,14412	0,29292	0,18043
+100	+100	+100	0,53549	-0,14413	0,29391	0,18067
+100	+200	+200	0,39747	-0,16961	0,38030	0,20505
+500	+100	+100	0,53344	-0,14429	0,29787	0,18173
+500	+200	+200	0,39551	-0,17010	0,38426	0,20662

Table 5.2: Auswirkungen eines veränderten Dichtekontrasts

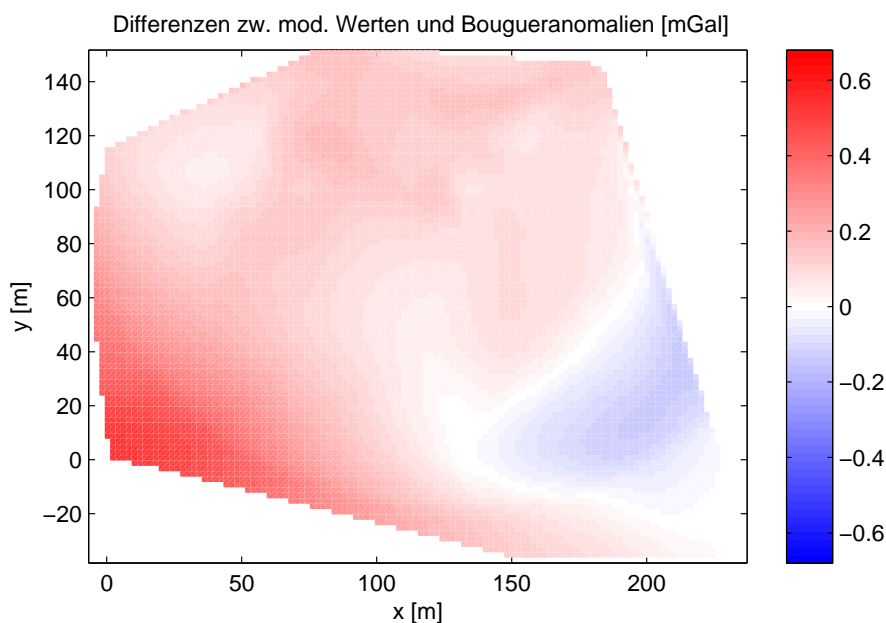


Abbildung 5.21: Differenzen zwischen den modellierten Werten und den einfachen Bougueranomalien nach Verminderung des Dichtekontrasts zwischen Jurakalk und Diatrembrekzie um 100 kg/m^3

Eine weitere Ursache für Unterschiede zwischen der Realität und dem Modell sind die nicht genau bekannten Ausmaße des Schlots und des Kraters, weshalb bei der Modellierung nur mit Näherungen gearbeitet werden kann. Am Besten bekannt dürfte dabei die Ausdehnung des Kraters an der Oberfläche sein, der durch unterschiedliche Gesteinsvorkommen belegt werden kann. Nach Auswertung der Messungen und unter Berücksichtigung der von Kopp durchgeführten verschiedenen Untersuchungsmethoden lässt sich auch der Durchmesser des Schlots noch relativ gut festlegen.

Nur sehr ungenaue Auskünfte sind über die Tiefe des Schlots zu bekommen, sie reichen von 5,6 km bei [Meier, 1990] bis zu 13–20 km bei [Schweigert, 1998]. Allerdings hat eine solchermaßen veränderte Schlotlänge keinen übermäßigen Einfluss auf das Ergebnis der Modellierung. Wirklich unbekannt ist die Tiefe des Kraters: Da diese natürlich von Krater zu Krater differiert, konnten dazu keine Werte gefunden werden. Nach Angaben des Geologen Elmar Buchner kann man anhand des Einfallwinkels der Diatrembrekzie gegenüber des umgebenden Gesteins von einem Näherungswert von 300 m Tiefe ausgehen. Aufgrund der unterschiedlichen Eruptionsabläufe ist eine solche allgemeine Aussage seiner Meinung nach jedoch höchst unsicher. Da dies die einzige verfügbare Angabe war, wurde die Modellierung mit einer solchen Tiefe durchgeführt. Der Einfluss des Kraters auf die Schwere ist im Gegensatz zu dem des Schlots wesentlich größer, so dass sich diese Unsicherheit stärker auf das Modell auswirkt. Eine Veränderung der Kratertiefe auf 200 m (siehe Abb 5.22) bringt allerdings nur eine geringe Verbesserung mit sich ($d_{\max} = 0,62512$, $d_{\min} = -0,17191$, $d_S = 0,18980$, $rms = 0.18164$), die Veränderung des Dichtekontrasts reduziert die Differenzen stärker.

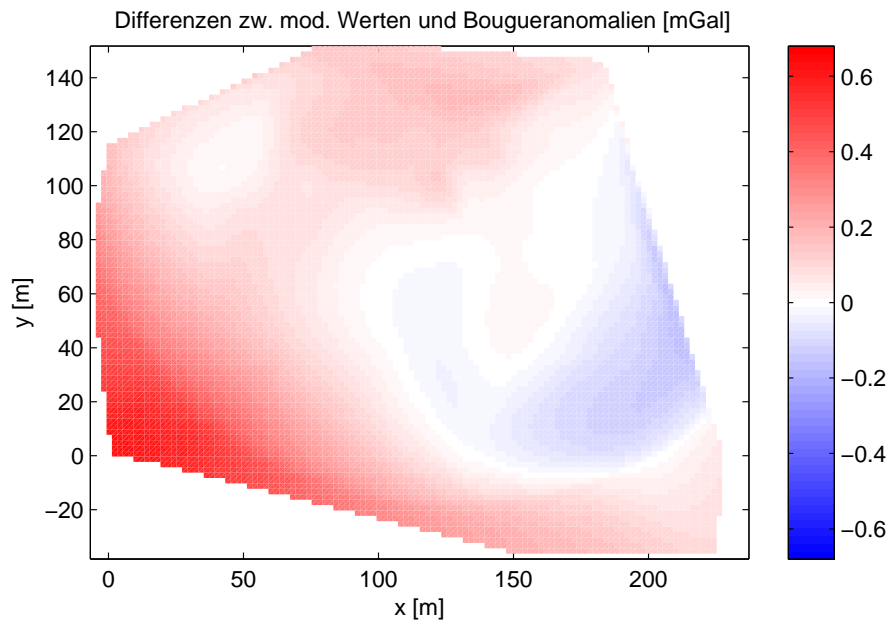


Abbildung 5.22: Differenzen zwischen den modellierten Werten und den einfachen Bougueranomalien nach Reduzierung der Kratertiefe auf 200 m

Durch die Modellierung des Einflusses auf die Schwere kommt es besonders an den Modellrändern zu Verzerrungen und Ungenauigkeiten, was daran liegt, dass für die Berechnung nur die topographischen Massen auf einer Seite der Berechnungspunkte verwendet werden. Das hier nicht berücksichtigte Gelände hat in der Realität selbstverständlich ebenfalls einen Einfluss auf die Schwere. Um diesen Fehlereinfluss zu reduzieren wurden die Werte für ein Gebiet mit etwas größerer Ausdehnung als das eigentliche Messgebiet modelliert, so dass die Werte an dessen Rand bei der Modellierung rund innerhalb des approximierten Geländes liegen. Dennoch ist die Berücksichtigung von 20 m umgebendem Gelände nicht wirklich ausreichend. Schon um eine genauere Geländekorrektur zu erhalten, wäre es besser für einen deutlich größeren Bereich von mindestens 100 m rund um die Gravimetrie-Punkte ein DGM zu haben.

Kapitel 6

Fazit

Nachdem bereits in [Kopp, 2009] eine vulkanische Struktur nachgewiesen wurde, kann dieses Ergebnis nach der vollständigen Auswertung der gravimetrischen Messungen bestätigt werden. Eine solche vulkanische Struktur kann also mittels gravimetrischer Messungen nachgewiesen werden, wenn hierfür ein DGM mit einer hohen relativen Genauigkeit verwendet wird.

Das Maar am Hofbrunnen hat sich seit seiner Entstehung stark verändert; es wurde viel Material abgetragen, zum größten Teil aufgrund natürliche Ursachen aber auch durch anthropogene Einflüsse wurde die Landschaft an dieser Stelle weiter verändert. Der Schlot, dessen Position einst wahrscheinlich an der tiefsten Stelle des Kraters war, befindet sich heute an einem Hang und kann nur schwer im Gelände ausgemacht werden. Weite Teile des ursprünglichen Kraters, die in dieser Arbeit nicht berücksichtigt wurden, liegen heute tiefer als das Gebiet um den Schlot. Durch die starke Abtragung ist es heute schwer möglich, die einstige Ausdehnung dieser vulkanischen Struktur festzulegen, besonders die Tiefe des Kraters kann nur noch geschätzt werden. Entsprechend schwer ist auch eine Bestimmung, wie tief das vulkanische Material heute noch in den Untergrund reicht, was besonders bei der Modellierung des Schwereinflusses dieser Struktur Probleme aufwarf. In Zukunft wird sich das Gelände weiter verändern, da es in einem Naturschutzgebiet liegt, allerdings nur in dem Tempo, welches die Natur vorgibt.

Die zur Messung ausgewählten Verfahren haben sich als geeignet erwiesen, die Messungen konnten ohne größere Probleme von dieser Seite durchgeführt werden. Bei der Höhenbestimmung ergänzten sich GPS-Empfänger und Tachymeter, wenn auch die Anwendung von GPS am Waldrand eingeschränkt war. Die Punktgenauigkeiten der Messpunkte waren sowohl in der Höhe als auch in der Lage völlig ausreichend für die hier anstehende Aufgabe, bei der vor allem die relativen Genauigkeiten entscheidend waren. Durch die spätere Differenzbildung bei der Auswertung der Schwerewerte kann ein konstantes Offset der absoluten Werte eliminiert werden. Zur Generierung des DGMs war es hilfreich, dass zusätzlich zu den Messpunkten noch rein topographische Punkten vorlagen, die an den Bruchkanten im Gelände aufgenommen worden waren. Sie ermöglichten ein Geländemodell, dass den Verhältnissen vor Ort entspricht und somit auch eine genaue Reduktion der Schwerewerte. Bei den Schweremessungen selbst wären theoretisch noch bessere Genauigkeiten erreichbar gewesen, wenn jedes Mal ein nach allen Seiten geschlossener Windschutz verwendet worden wäre, aber besonders mit Blick auf das regnerische Wetter am zweiten Messtag, was eine stabile Stationierung des Gravimeters teilweise sehr schwer machte und die Hanglage sind sie durchaus akzeptabel. Mit Blick auf das Ergebnis wäre es sinnvoll gewesen, von Anfang an eine höhere Punktdichte zu wählen, da dann besonders die Struktur im Südwesten des Messgebiets möglicherweise

klarer hervorgetreten wäre und ihre Ursache vielleicht leichter aufzudecken gewesen wäre. Eine Punktdichte von 20 m im gesamten Messgebiet hätte den Rand der vulkanischen Struktur wahrscheinlich auch klarer heraustreten lassen. Die Verdichtung auf 10 m ermöglicht eine gute Erkennbarkeit des Schlots, eine noch größere Punktdichte würde kaum die Kenntnisse über seine Lage verbessern. Allerdings hätte die größere Anzahl von Messpunkten auch einen deutlich höheren Zeitaufwand beim Messen bedeutet. Da direkt nördlich des verdichteten Bereichs der Waldrand liegt, war es leider nicht möglich, eine weitere Linie mit einem Punktabstand von 10 m zu realisieren. Eine solche Linie hätte die Ausdehnung des Schlots im Norden deutlicher gemacht. Idealerweise hätte das Messgebiet auch eine größere Ausdehnung haben sollen, so dass der Unterschied zwischen der vulkanischen Struktur und dem umgebenden Weißen Jurakalk noch besser zu erkennen gewesen wäre und auch die Geländekorrektur ein besseres Ergebnis ermöglicht hätte. Da dies aus den bereits genannten Gründen nicht möglich war, kann man sagen, dass mit den einfachen Bouguer-Anomalien ein gut deutbares Ergebnis vorliegt, mit dessen Hilfe die vulkanische Struktur klar ausgemacht und somit das Ergebnis von Kopp weitestgehend bestätigt werden konnte. Man kann einen Unterschied zwischen der vulkanischen Struktur und dem umgebenden Gestein ausmachen, ebenso ist der Schlot durch seine Lage unterhalb der tiefsten Stelle im Krater inmitten der hier untersuchten Struktur erkennbar, obwohl aufgrund seiner unbekanntem Länge nicht direkt abgeschätzt werden kann, wie groß sein Einfluss auf das Ergebnis ist.

Die Modellierung hilft hier sehr die Ursachen dieser Struktur zu verstehen, auch wenn dabei einige nur grob abgeschätzte Werte verwendet werden. Neben der Länge des Schlots und der Tiefe des Kraters sind auch die für das Modell verwendete Dichteangaben nicht unbedingt korrekt, wobei sich besonders die letzteren beiden in den von den Messergebnissen etwas abweichenden Modellierungsergebnisse widerspiegeln. Natürlich wurden auch die Störkörper vulkanischen Ursprungs stark vereinfacht, zum einen wäre die doch unregelmäßig verlaufende Form der Struktur nur sehr schwer in das Modell zu übernehmen gewesen, zum anderen ist der tatsächliche Verlauf des Kraterandes auch durch die hier berechneten Ergebnisse nicht hundertprozentig sicher. Es kann gut sein, dass sich noch andere Materialien als die vulkanischen im Gebiet des Kraters befinden und somit auch die Schwere beeinflussen. Zum Beispiel könnte eine Scholle des umgebenden Jurakalks während oder nach der vulkanischen Eruption in den Krater gerutscht sein, wie von Kopp erwähnt.

In den Modellen kann man erkennen, dass der Einfluss des Schlots auf die Schwere gegenüber dem Einfluss des Kraters sehr gering ist; man nimmt an, dass er sich unterhalb des Kraterzentrums befindet. Dass der Einfluss der modellierten Störkörper auf die Schwere innerhalb der Struktur doch etwas geringer als die ausgewerteten Messergebnisse ist, liegt zum einen am nicht modellierten Einfluss der umgebenden Gesteinsmasse, zum anderen kann es sein, dass entweder die angenommene Kratertiefe oder auch die verwendeten Dichtewerte nicht wirklich korrekt gewesen sein. Einige Variationen bei diesen Größen verändern die Differenzen zwischen Modell und Realität leicht. Das beste Ergebnis konnte durch eine Reduzierung des Dichtekontrasts $\delta\rho_2 = \rho_{\text{Brekzie}} - \rho_{\text{Jura}}$ um 100 kg/m^3 erreicht werden.

Das Maar am Hofbrunnen zählt im Vergleich mit anderen vulkanischen Strukturen im Urach-Kirchheimer-Vulkangebiet nur eine mittelgroße Struktur dar. Dennoch ist es interessant, eine solche einmal näher zu betrachten. Bei einer solchen Größe ist die Übersichtlichkeit über das Gelände eher gegeben als bei den großen Strukturen, bei denen die gravimetrischen Messungen zudem sehr viel Zeit einnehmen würden. Im Gegensatz zu den kleineren Strukturen sind hier Krater und Schlotbereich flächenmäßig jedoch groß genug, um mit dem Gravimeter gut

detektiert und sogar voneinander unterschieden werden zu können. Um einen Schlot mit wesentlich kleinerem Durchmesser entdecken zu können, müsste bei den Messungen eine höhere Punktdichte umgesetzt werden. Ein weiterer Vorteil bei diesem Maar ist der relativ gute Zugang und die Position im Biosphärengebiet, die nur eine extensive landwirtschaftliche Bearbeitung zulässt, so dass einmal markierte Punkte erhalten blieben. Schließlich erleichterte noch die Lage des Schlots nahe am Kraterrand die Messungen, was es ermöglichte, nur ein Teilgebiet des Kraters zu untersuchen und trotzdem aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten. Man kann sagen, dass die untersuchte vulkanische Struktur für diese Art von Messung ausgesprochen geeignet war.

Literaturverzeichnis

- Bahlburg, H. und Breitzkreuz, C. [1998], *Grundlagen der Geologie*, 2. Aufl., München: Elsevier Spektrum Akademischer Verlag.
- Bauer, M. [2003], *Vermessung und Ortung mit Satelliten – GPS und andere satellitengestützte Navigationssysteme*, 5. Aufl., Heidelberg: Wichmann.
- Berckhemer, H. [1984], *Grundlagen der Geophysik – Vorlesungsskript*, Institut für Meteorologie und Geophysik, J. W. Goethe-Universität Frankfurt.
- Berckhemer, H. [1997], *Grundlagen der Geophysik*, 2. Aufl., Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- Bronstein, I. N., Semendjajew, K. A., Musiol, G. und Mählig, H. [2008], *Taschenbuch der Mathematik*, 7. Aufl., Frankfurt am Main:
- CG5 “AutogravGravityMeter” [n.d.].
www.scintrexltd.com/documents/CG-5BrochureRev1.pdf.
- Chen, Y. T. und Cook, A. [1993], *Gravitational experiments in the laboratory*, Cambridge: Cambridge University Press.
- Damiata, B. N. und Lee, T.-C. [2002], ‘Gravitational attraction of solids of revolution – part 2: General expressions’, *Journal of applied geophysics* **50**, 351–373.
- Dongus, H. [2000], *Die Oberflächenformen Südwestdeutschlands*, Berlin: Gebrüder Borntraeger.
- Geyer, O. F. und Gwinner, M. P. [1991], *Geologie von Baden-Württemberg*, 4. Aufl., Stuttgart: E. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung.
- Google maps Deutschland [n.d.]. <http://maps.google.de>.
- Grant, F. und West, G. [1965], *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, New York: McGraw-Hill Book Company.
- Griwodz, U. [2009], ‘Von DHDN/GK nach ETRS89/UTM – formatunabhängige Koordinatentransformation’, *VDVmagazin* **06**, 492–496.
- Groschopf, R. und Villinger, E. [1998], *Geologische Schulkarte von Baden-Württemberg – Erläuterungen*, 12. Aufl., Freiburg i. Br.: Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg.
- Gruber, F. J. und Joeckel, R. [1986], *Formelsammlung für das Vermessungswesen*, 11. Aufl., Wiesbaden: Teubner.
- Hofmann-Wellenhof, B. und Moritz, H. [2005], *Physical geodesy*, Wien: Springer-Verlag.
- Hwang, C., Wang, C.-G. und Hsiao, Y.-S. [2003], ‘Terrain correction computation using gaussian quadrature’, *Computers & Geoscience* **29**, 1259–1268.

- Kahmen, H. [2006], *Angewandte Geodäsie Vermessungskunde*, 20. Aufl., Berlin: de Gruyter.
- Klein, R. [1997], *Algorithmische Geometrie*, Bonn: Addison Wesley Longman.
- Kopp, R. [2009], *Das Maar am Hofbrunnen – Untersuchungen zur Eruptionsgeschichte*, Diplomarbeit, Universität Stuttgart.
- Leica GPS1200+ Serie – Technische Daten [2008].
http://www.leica-geosystems.com/downloads123/zz/gps/general/brochures-datasheet/GPS1200_TechnicalData_de.pdf.
- Leica TPS1200+ Serie – Technische Daten [2009].
http://www.leica-geosystems.com/downloads123/zz/tps/tps1200/brochures-datasheet/Leica_TPS1200+_TechnicalData_de.pdf.
- Mansfeld, W. [1998], *Satellitenortung und Navigation*, Braunschweig: Vieweg.
- Mäussnest, O. [1956], *Erdmagnetische Untersuchungen im Kirchheim-Urach-Vulkangebiet*, Dissertation, Technische Hochschule Stuttgart.
- Meier, R. [1990], *Mathematisch-statistische Untersuchung zum Vulkanismus des Urach-Kirchheimer Vulkangebiets*, Diplomarbeit, Universität Stuttgart.
- Möser, M. (Hrsg.) [2000], *Handbuch Ingenieurgeodäsie, Grundlagen*, 3. Aufl., Heidelberg: Herbert Wichmann Verlag.
- Mühlhaus, H. [1987], 'Maar oder Kratersee?', *Jahrbuch Vulkaneifel*.
<http://www.jahrbuch-vulkaneifel.de/VT/hjb1987/hjb1987.41.htm>.
- Niemeier, W. [2002], *Ausgleichsrechnung – eine Einführung für Studierende und Praktiker des Vermessungs- und Geoinformationswesens*, Berlin: de Gruyter.
- Roser, W. und Mauch, J. [2003], *Der Schwäbische Vulkan*, Kirchheim u. T.: GO Druck.
- Schmincke, H.-U. [2000], *Vulkanismus*, 2. Aufl., Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft.
- Schön, J. [1983], *Petrophysik*, Stuttgart: Enke.
- Schweigert, G. [1998], 'Das Randecker Maar – Ein fossiler Kratersee', *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde – Serie C* **43**.
- Semmel, A. [1990], *Das Süddeutsche Stufenland mit seinen Gebirgsrändern*, in H. Liedtke und J. Marcinek (Hrsg.), 'Physische Geographie Deutschlands', 3. Aufl., Gotha: Klett-Perthes, pp. 539–590.
- Sneeuw, N. [2006], *Physical Geodesy – Lecture notes*, Geodätisches Institut, Universität Stuttgart.
- Teunissen, P. [2003], *Adjustment theory – an introduction*, 2. Aufl., Delft: Delft University Press.
- Topographische Karte 1:25 000 – 7522 Bad Urach* [2009], Landesamt für Geoinformation und Landentwicklung Baden-Württemberg.
- Torge, W. [1989], *Gravimetry*, Berlin: de Gruyter.
- Torge, W. [2003], *Geodäsie*, 2. Aufl., Berlin: de Gruyter.
- Tsoulis, D. [1999], *Analytical and Numerical Methods in Gravity Field Modelling of Ideal and Real Masses*, Dissertation, Technische Universität München.

Tsoulis, D. V. [1997], 'A Combination Method for Computing Terrain Corrections', *Phys. Chem. Earth* **23**(1), 53–58.

Wikipedia [n.d.]. <http://de.wikipedia.org>.

Anhang A

Messdaten

Punkt- nummer	Gauß-Krüger		Höhe [m]	Bemerkung
	Rechts [m]	Hoch [m]		
St1	3535846.5281	5366981.9990	750.6670	Standpunkt
St2	3535830.8202	5367057.7223	747.8620	Standpunkt
St3	3535836.4996	5367063.6375	747.3813	Standpunkt
St4	3535851.7539	5367076.6089	749.3378	Standpunkt
St5	3535870.0819	5366994.9574	750.1837	Standpunkt
a1	3535892.8731	5367029.3720	751.3259	Anschlusspunkt
a2	3535799.3689	5367032.9370	745.3061	Anschlusspunkt

Tabelle A.1: Standpunkte und Anschlusspunkte

Punkt- nummer	Gauß-Krüger		lokal			Höhe [m]	Gravimetrie [mGal]	Bemerkung
	Rechts [m]	Hoch [m]	x [m]	y [m]				
100	3535919.6731	5367000.3634	189.4660	0.0000	749.7218	0.3391	Messpunkt	
110	3535883.6648	5366990.5061	152.1475	1.0453	749.7547	0.1874	Messpunkt	
120	3535846.5281	5366981.9990	114.1423	3.7107	750.6670	-0.1300	Messpunkt	
130	3535809.5727	5366972.8579	76.1260	5.7167	751.6963	-0.4549	Messpunkt	
140	3535774.0769	5366960.3863	38.5372	4.1117	751.7793	-0.5533	Messpunkt	
150	3535738.4030	5366945.2405	0.0000	0.0000	751.8633	-0.5633	Messpunkt	
200	3535907.7855	5367038.9510	189.3193	40.3769	752.0956	-0.3743	Messpunkt	
210	3535871.0751	5367030.3081	151.6824	42.7884	750.5358	-0.2584	Messpunkt	
220	3535832.9949	5367023.3127	113.2142	47.1746	748.1667	0.2354	Messpunkt	
230	3535796.5232	5367008.3315	73.9616	43.4524	745.9857	0.6459	Messpunkt	
240	3535760.0115	5366993.5061	34.7161	39.8910	745.2583	0.7773	Messpunkt	
250	3535723.6800	5366978.6667	-4.3612	36.2637	745.5854	0.7726	Messpunkt	
300	3535897.9966	5367075.3446	190.5421	78.0442	753.3467	-0.7868	Messpunkt	
310	3535859.8757	5367066.9486	151.6275	81.1022	750.3953	-0.3170	Messpunkt	
320	3535821.8944	5367058.2840	112.7684	83.8626	746.7327	0.3919	Messpunkt	
330	3535783.5633	5367049.4904	73.5370	86.6014	741.5075	1.4296	Messpunkt	
340	3535745.8407	5367034.9449	33.2144	83.6600	740.2694	1.8232	Messpunkt	
350	3535708.3739	5367020.8606	-6.7293	81.0855	740.3254	1.8605	Messpunkt	
400	3535883.4991	5367113.8079	187.8622	119.0615	752.9445	-0.7391	Messpunkt	
410	3535848.7860	5367103.9026	151.7689	119.6840	747.3124	0.2561	Messpunkt	
420	3535811.6381	5367089.1239	111.9283	116.3524	738.6985	1.9002	Messpunkt	
430	3535776.6045	5367075.7887	74.5304	113.7867	735.6666	2.5468	Messpunkt	
440	3535738.7844	5367067.2002	35.8476	116.5730	734.9241	2.9033	Messpunkt	
450	3535704.1017	5367054.6152	-0.9962	114.6229	734.5379	3.0522	Messpunkt	

Punkt- nummer	Gauß-Krüger Rechts [m]	Hoch [m]	lokal			Höhe [m]	Gravimetrie [mGal]	Bemerkung
			x [m]	y [m]	Höhe [m]			
315	3535840.9708	5367062.7978	132.3328	82.6311	748.8446	-0.0171	Messpunkt	
325	3535802.0996	5367054.4006	92.7000	85.9063	743.9856	0.9437	Messpunkt	
335	3535764.3712	5367041.9031	52.9677	84.9260	740.2821	1.7239	Messpunkt	
361	3535854.0177	5367084.1323	151.0223	99.2469	749.3055	-0.1200	Messpunkt	
362	3535835.8338	5367079.5992	132.3062	100.2003	746.3333	0.4403	Messpunkt	
363	3535816.4061	5367072.9532	111.7853	99.4940	742.8682	1.0806	Messpunkt	
364	3535798.0790	5367067.8916	92.7784	99.9834	740.0940	1.6616	Messpunkt	
365	3535779.4443	5367062.4606	73.3697	100.2089	738.8353	1.9664	Messpunkt	
366	3535759.8602	5367056.8382	52.9970	100.5275	737.9014	2.2369	Messpunkt	
367	3535741.6057	5367051.8265	34.0740	101.0435	737.8680	2.3329	Messpunkt	
415	3535830.4040	5367098.4356	132.5916	119.8016	743.1653	0.9924	Messpunkt	
425	3535792.7215	5367085.8701	92.8833	118.7429	735.6422	2.5133	Messpunkt	
435	3535755.5499	5367074.9425	54.1404	119.1026	734.4507	2.9444	Messpunkt	
500	3535870.5838	5367137.4606	182.3871	145.4486	750.6682	-0.3238	Messpunkt	
510	3535841.5796	5367115.2569	148.1777	132.6438	745.6514	0.5051	Messpunkt	
515	3535820.1048	5367110.0339	126.1122	133.8946	739.7741	1.6528	Messpunkt	
520	3535806.1735	5367106.4461	111.7397	134.5151	735.9057	2.4432	Messpunkt	
525	3535785.2462	5367103.8906	90.9742	138.1587	731.3707	3.3998	Messpunkt	
530	3535771.2753	5367114.7425	80.7649	152.6058	726.6593	4.4008	Messpunkt	
535	3535757.1640	5367097.5737	62.2690	140.2853	729.4124	3.8966	Messpunkt	

Tabelle A.2: Messpunkte

Punkt- nummer	Gauß-Krüger		lokal			Höhe [m]	Gravimetrie [mGal]	Bemerkung
	Rechts [m]	Hoch [m]	x [m]	y [m]				
601	3535844.5731	5367081.3175	189.4660	0.0000	747.8712	0.1415	Messpunkt	
602	3535825.6653	5367076.0103	38.5372	4.1117	744.6225	0.6993	Messpunkt	
603	3535807.0233	5367070.5380	113.2142	47.1746	741.1439	1.4376	Messpunkt	
604	3535788.1622	5367065.0426	190.5421	78.0442	739.5762	1.7804	Messpunkt	
605	3535769.2041	5367059.8060	33.2144	83.6600	738.2708	2.0975	Messpunkt	
701	3535851.2962	5367094.1428	111.9283	116.3524	748.2780	0.0630	Messpunkt	
702	3535841.8959	5367091.1477	132.3328	82.6311	746.4202	0.3766	Messpunkt	
703	3535832.7301	5367088.3630	132.3062	100.2003	744.4868	0.7564	Messpunkt	
704	3535823.3356	5367085.5561	52.9970	100.5275	742.3669	1.1533	Messpunkt	
705	3535813.9493	5367082.6942	54.1404	119.1026	740.3820	1.5682	Messpunkt	
706	3535804.4837	5367080.0211	111.7397	134.5151	738.8213	1.8766	Messpunkt	
707	3535795.2029	5367077.2671	152.1475	1.0453	737.7494	2.0940	Messpunkt	
708	3535785.8156	5367074.3644	0.0000	0.0000	737.0198	2.2589	Messpunkt	
709	3535776.1529	5367071.3289	73.9616	43.4524	736.5708	2.3857	Messpunkt	
710	3535767.1655	5367068.7732	151.6275	81.1022	736.2725	2.4927	Messpunkt	
711	3535757.5584	5367065.8238	-6.7293	81.0855	736.1715	2.5960	Messpunkt	
801	3535839.4550	5367101.0280	74.5304	113.7867	745.3331	0.5948	Messpunkt	
802	3535830.0543	5367098.1451	92.7000	85.9063	743.0991	1.0073	Messpunkt	
803	3535820.9483	5367095.0024	111.7853	99.4940	740.6032	1.5031	Messpunkt	
804	3535811.6601	5367092.1877	34.0740	101.0435	738.3750	1.9590	Messpunkt	
805	3535802.2360	5367089.3472	182.3871	145.4486	736.7008	2.2862	Messpunkt	
806	3535792.9283	5367086.5343	90.9742	138.1587	735.5538	2.5292	Messpunkt	
807	3535783.5977	5367083.6448	114.1423	3.7107	734.8811	2.6776	Messpunkt	
808	3535774.1327	5367080.6454	189.3193	40.3769	734.5037	2.7780	Messpunkt	
809	3535764.9139	5367077.8343	34.7161	39.8910	734.3554	2.8735	Messpunkt	
901	3535955.7320	5367010.2822	112.7684	83.8626	749.1120	0.4898	Messpunkt	
902	3535963.8200	5366975.0254	187.8622	119.0615	745.7472	1.1929	Messpunkt	
903	3535928.7892	5366963.1399	35.8476	116.5730	746.3522	0.9836	Messpunkt	
904	3535892.3264	5366953.4195	52.9677	84.9260	747.5910	0.6581	Messpunkt	
S1	3535864.3994	5366983.3414	131.6310	-0.2044	750.3969	0.0000	Schwerepunkt	
S2	3535930.4894	5367043.5189	212.3700	38.1418	752.9120	-0.3705	Schwerepunkt	

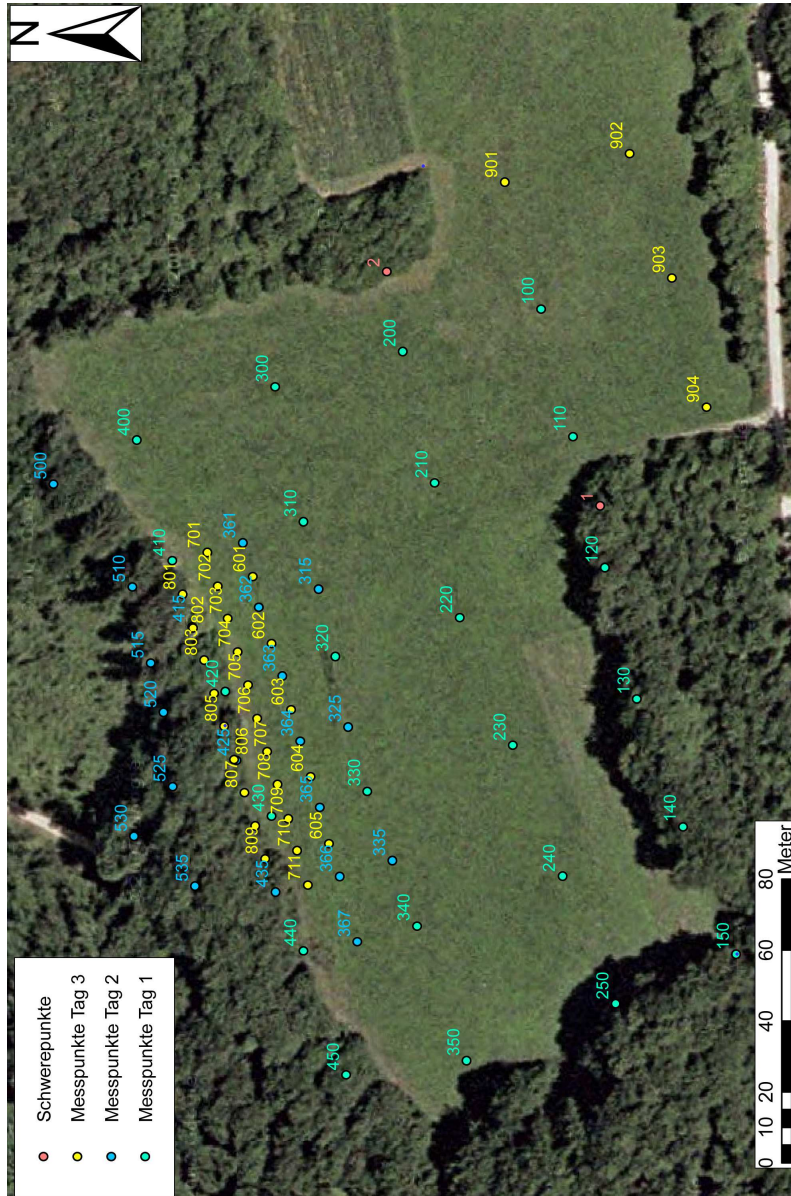


Abbildung A.1: Messpunkte

Anhang B

Matlab-Programme

Programm	Autor	Beschreibung
accoutsphereV2.m	Ron Schlesinger	Berechnung der Beschleunigung in einem Punkt abseits der Zylinderachse nach [Tsoulis, 1999].
Ct_rs.m	Ron Schlesinger	Basisfunktion (Axiale Gravitationsbeschleunigung eines endlichen Zylinders) nach [Chen und Cook, 1993].
Cy_rs.m	Ron Schlesinger	Basisfunktion (Radiale Gravitationsbeschleunigung eines endlichen Zylinders) nach [Chen und Cook, 1993].
ellIntI.m	Ron Schlesinger	Berechnung des 1. elliptischen Integrals.
ellIntII.m	Ron Schlesinger	Berechnung des 2. elliptischen Integrals.
ellIntIII.m	Ron Schlesinger	Berechnung des 3. elliptischen Integrals.
accrrp.m	Matthias Weigelt	Berechnung der Beschleunigung eines Quaders nach [Tsoulis, 1999].
zylinder_damiata.m	Markus Körner	Berechnung der Beschleunigung in einem Punkt abseits der Zylinderachse nach Damiata.

Tabelle B.1: Bereits vorhandene Programme

Programm	Beschreibung
grav_dat.m	Gravimetrie-Daten der ersten beiden Messtage.
gravdat3.m	Gravimetrie-Daten des dritten Messtags.
messdat1.m	Gauß-Krüger-Koordinaten, Normalhöhen und Standardabweichungen der Messpunkte (1. Messtag).
messdat2.m	Gauß-Krüger-Koordinaten, Normalhöhen und Standardabweichungen der Messpunkte (2. Messtag).
messdat3.m	Gauß-Krüger-Koordinaten, Normalhöhen und Standardabweichungen der Messpunkte (3. Messtag).
zusatzdat.m	Gauß-Krüger-Koordinaten und Normalhöhen der Standpunkte und der Punkte S1 und S2.
netz.m	Berechnung und Darstellung des DGMs, Darstellung der Schwererohdaten und der verschiedenen Anomalien.
helmert_trafo.m	Helmert-Transformation, zur Berechnung der Gauß-Krüger-Koordinaten aus lokalen Koordinaten.
lokal_koord.m	Berechnung von lokalen Koordinaten aus Gauß-Krüger-Koordinaten.
normgrav.m	Berechnung der Normalschwere γ_0 .
reduktion_topo2.m	Berechnung der Geländekorrektur durch die Prismen-Methode.
reduktionen_grav.m	Berechnung der Breitenkorrektur, der Freiluft-Reduktion und der Bouguer-Platte.
vorw_schnitt.m	Berechnung eines Vorwärtsschnitts (Standpunkt) und von Polarem Anhängen.
modell_ablauf.m	Schweremodellierung für den Schlot (Zylinder), den Krater (Kegelstumpf) und die Gesamtstruktur.
modell_bearb.m	Darstellung der modellierten Schwerewerte.
ausgl.m	Ausgleichung einer Fläche.
fl_approx.m	Approximation der Geländeoberfläche, die Messpunkten dienen als Stützstellen.
gravmodell_ges.m	Modellierung des Schwereinflusses des Kegelstumpfschnitts und der Gesamtstruktur für das Messgebiet.
gravmodell_kegel.m	Modellierung des Schwereinflusses eines Kegelstumpfes für ein beliebiges Gebiet
gravmodell_zyl.m	Modellierung des Schwereinflusses eines Zylinders.
hmodell.m	Höhenmodellierung der Oberfläche und des Kraters für das Messgebiet.
kegel_h.m	Modellierung eines Kegelstumpfes.
modell_vergl.m	Vergleich des Schwereinflusses eines Zylinders nach Tsoulis und nach Damiata und eines Kegelstumpfes aus Säulen und aus Zylinderscheiben.
profil.m	Bestimmung und Darstellung des Profils.
schlot.m	Bestimmung des ungefähren Schlot-Zentrums.

Tabelle B.2: Eigene Programme

Abläufe der Hauptprogramme

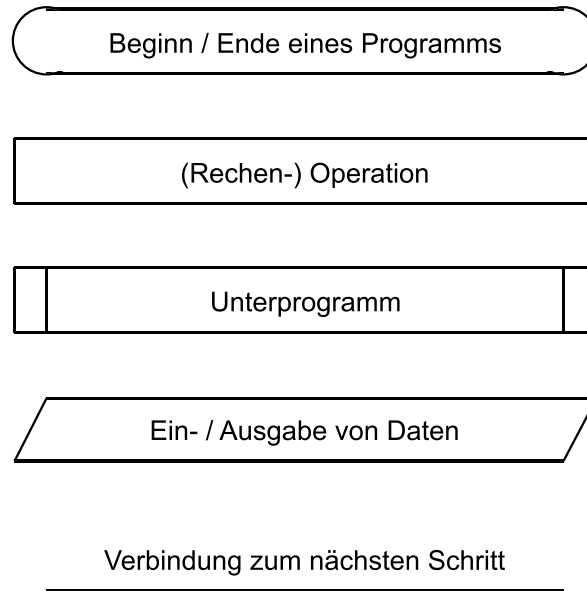


Abbildung B.1: Symbole beim Flussdiagramm

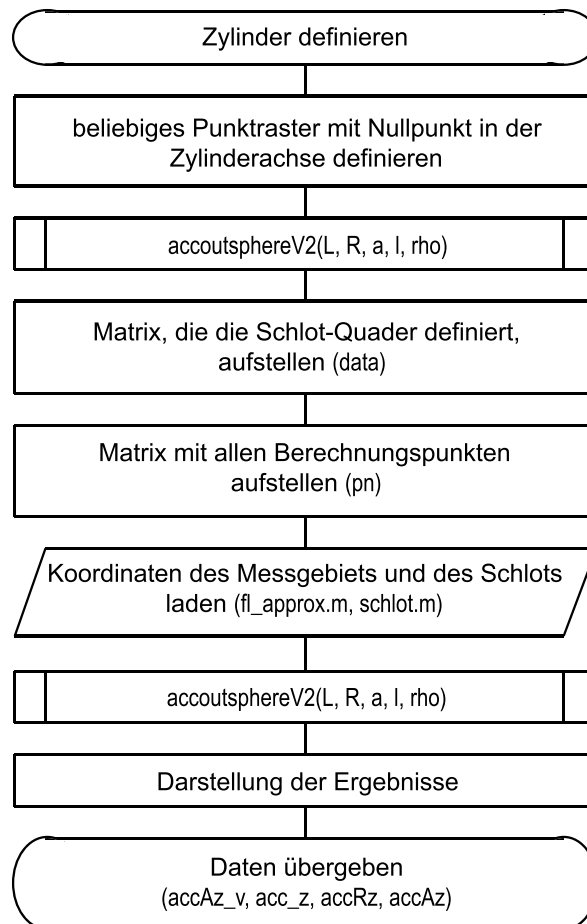


Abbildung B.2: Programm `gravmodell_zyl.m`

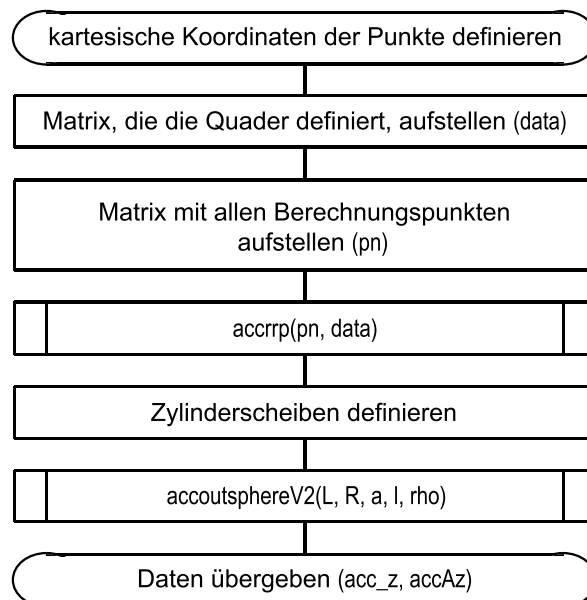


Abbildung B.3: Programm gravmodell_kegel.m

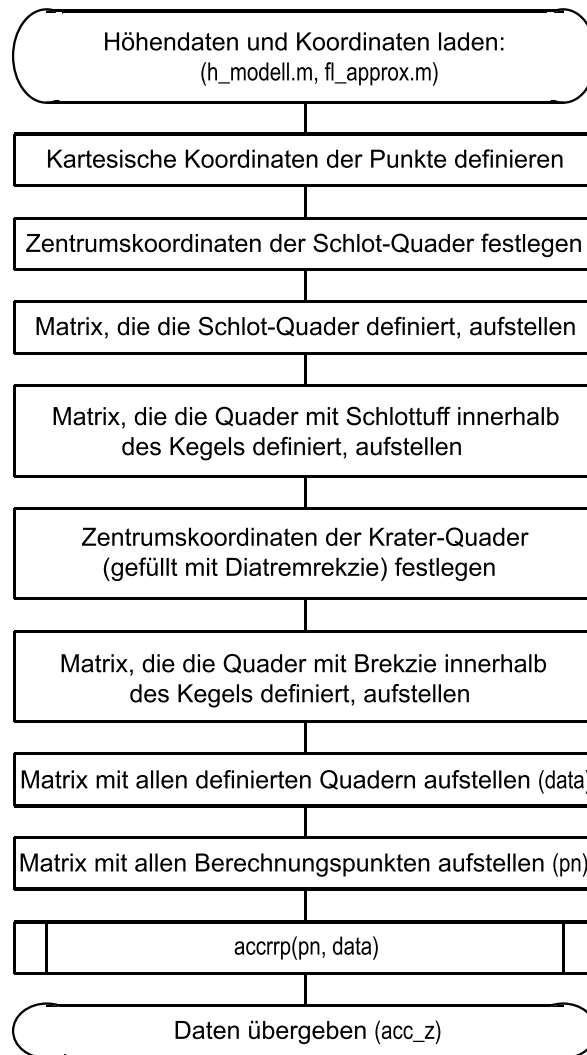


Abbildung B.4: Programm `gravmodell_ges.m`

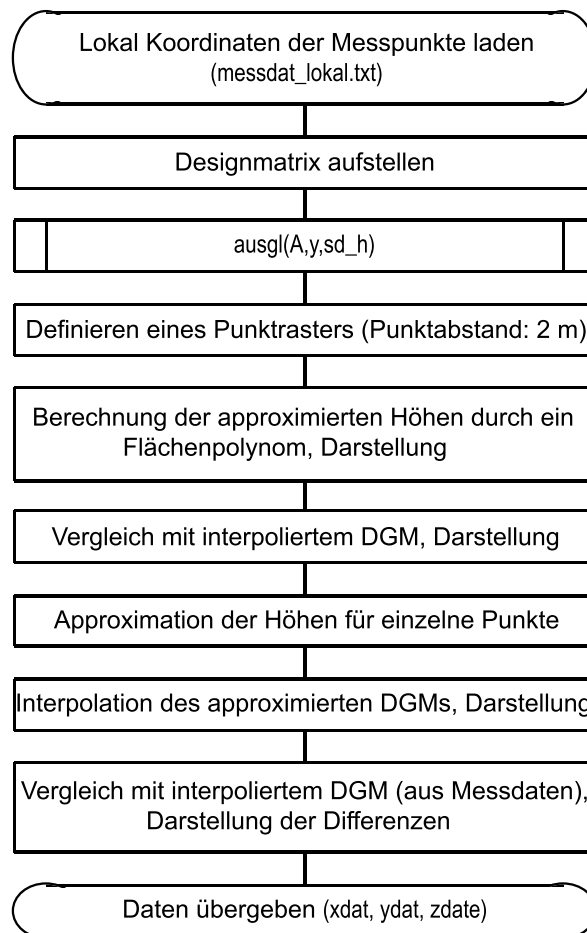


Abbildung B.5: Programm fl_approx.m

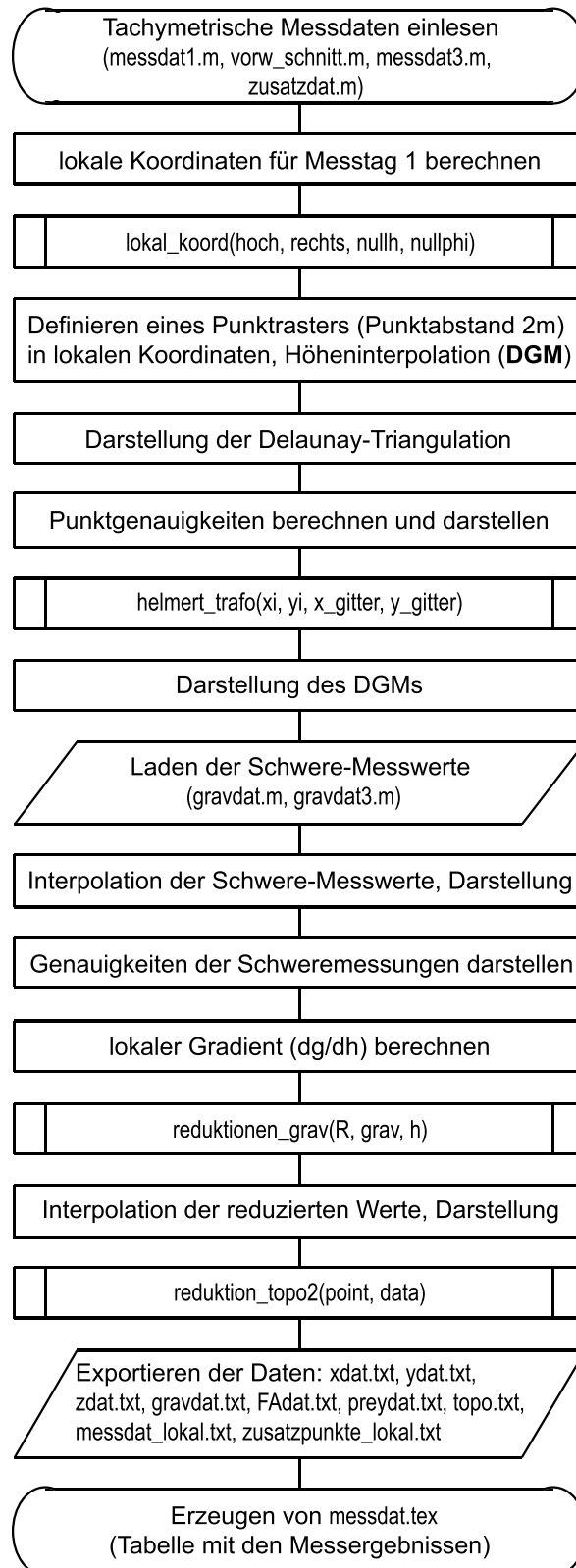


Abbildung B.6: Programm netz.m

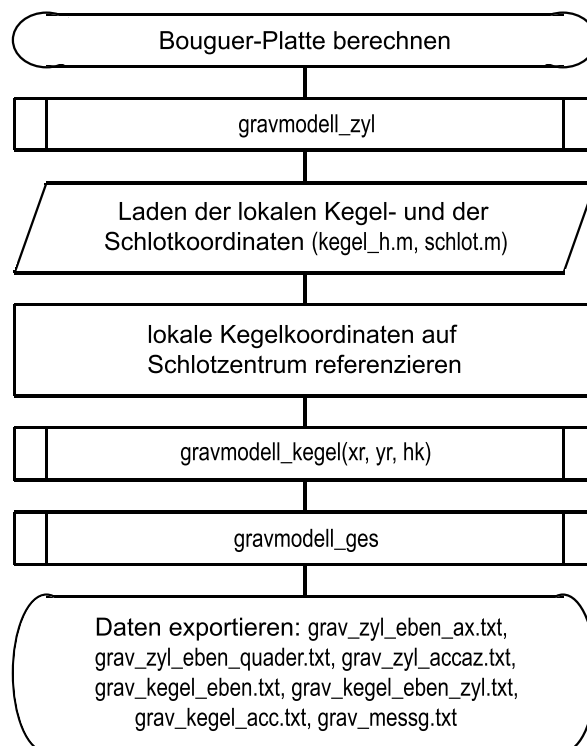


Abbildung B.7: Programm `modell_ablauf.m`

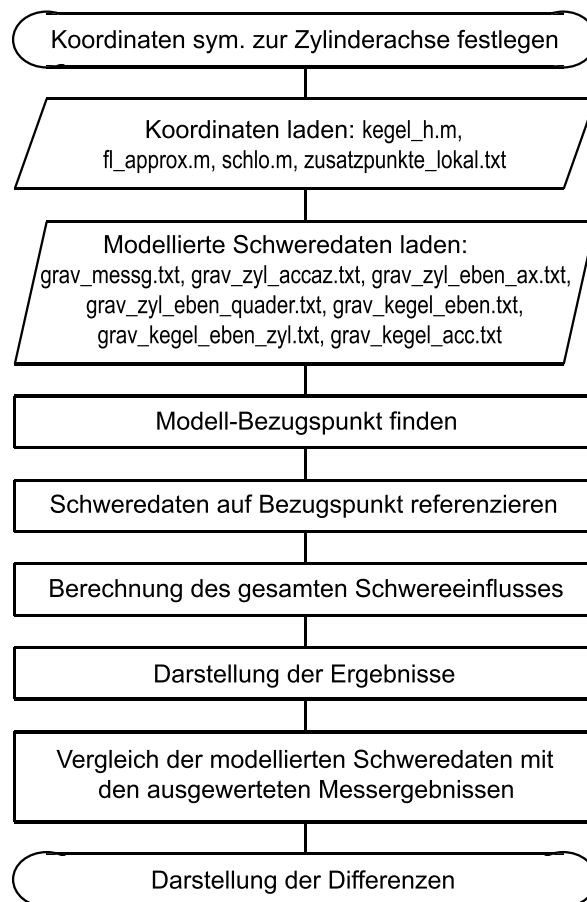


Abbildung B.8: Programm modell_bearb.m