
Magnetfeldmessung

Geophysikalische Laborübungen

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

Durchführung: 13.01.2015

KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Theoretische Grundlagen	4
2.1	Magnetisches Dipolfeld	4
2.2	Entstehung magnetischer Felder	5
2.3	Das Erdmagnetfeld	5
2.4	Komponenten des Erdmagnetfelds	6
2.5	Störkörper im Magnetfeld	8
2.6	Magnetisierung	11
3	Versuchsdurchführung	12
3.1	Messgerät und Messprinzip	12
3.2	Versuchsdurchführung	12
4	Auswertung	14
4.1	Magnetischer Flussdichtevektor im Übungsraum	14
4.2	Analyse des Hintergrundfeldes	14
4.3	Erste Störkörpermessung	16
4.4	Zweite Störkörpermessung	22
5	Fehlerbetrachtung	26
5.1	Ablesefehler	26
5.2	Sondenposition	26
5.3	Änderung des Hintergrundfelds während der Messung	26
5.4	Geräte im Raum	26
5.5	Mehrdeutigkeit der Messergebnisse	27
6	Interpretation	28
7	Fazit	30
8	Literaturverzeichnis	32

1 Einleitung

Die Erde, der dritte Planet unseres Sonnensystems, ist nach bisherigem Forschungsstand der einzige Ort des Universums, an dem Leben existiert. Dass sie einen idealen Abstand von der Sonne hat, sodass Wasser auch in flüssiger Form auf der Erdoberfläche vorkommt, und eine Atmosphäre besitzt, die durch ihre Zusammensetzung den natürlichen Treibhauseffekt begünstigt und darüber hinaus Sauerstoff aufweist, sind nur zwei Faktoren, die auf unserem Planeten die Entstehung von intelligentem Leben möglich gemacht haben. Das Magnetfeld der Erde ist für den Menschen nicht spürbar, aber dennoch absolut überlebenswichtig. Durch die Magnetosphäre wird das Leben auf der Erdoberfläche von den geladenen Partikeln des Sonnenwindes, welche wie radioaktive Strahlung zu Mutationen und Krebsgeschwüren führt, größtenteils abgeschirmt. Darüber hinaus schützt das Magnetfeld die Erdatmosphäre vor der Zersetzung durch Sonnenwinde und sorgt dafür, dass diese nicht im Laufe der Erdgeschichte in den Weltraum entflohen ist wie bei unserem Nachbarplaneten Mars. Aufgrund dieser Tatsache blieb auch das Wasser der Ozeane bis heute erhalten.

Mit der Erfindung des Kompasses in China ergaben sich neue Navigationsmöglichkeiten in der Seefahrt und es wurde im Laufe der Jahrhunderte immer wichtiger, das Erdmagnetfeld möglichst genau zu beschreiben. Mithilfe der Methode der Magnetik kann das Magnetfeld der Erde nicht nur exakt bestimmt werden, sondern es können auch Anomalien detektiert werden, welche dieses Feld verändern. Dabei kann es sich zum Beispiel um Bomben, Leitungen oder Altlasten handeln, deshalb kommt dieser Methode vor allem in der Ingenieursgeophysik eine große Bedeutung zu.

Ziel des in diesem Protokoll beschriebenen Versuchs ist es, das Magnetfeld der Erde zunächst ungestört zu untersuchen, um dann den Einfluss von magnetischen Störkörpern unbekannter Ausrichtung zu beschreiben und schließlich eine Aussage über deren Lage zu treffen.

2 Theoretische Grundlagen

Die theoretischen Grundlagen dieses Versuchs sind größtenteils dem Skript Geophysikalische Laborübungen (Bartlakowski et al. 2014) entnommen.

2.1 Magnetisches Dipolfeld

Die kleinste ein magnetisches Feld hervorrufende Einheit ist der magnetische Dipol, denn im Gegensatz zu elektrischen Feldern existiert bei magnetischen Feldern kein Monopol, was durch die homogene Maxwell-Gleichung

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = \text{grad} \vec{B} = 0 \quad (1)$$

beschrieben wird. \vec{B} ist hier die magnetische Flussdichte mit der Einheit Tesla [T]. Dies bedeutet, dass es sich bei \vec{B} um ein quellfreies Feld handelt, der Fluss durch eine geschlossene Oberfläche S ist also stets Null. Neben einfachen Dipolen kann ein magnetisches Feld auch durch Quadrupole und andere Multipole sowie der Überlagerungen solcher Felder erzeugt werden.

Ein magnetischer Dipol besteht aus einem Nord- und einem Südpol, wobei die Feldlinien immer vom Nord- zum Südpol verlaufen. Die Flussdichte \vec{B} eines Dipolfeldes am Ort \vec{r} mit $r = |\vec{r}|$ lautet

$$\vec{B}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \left(\frac{3(\vec{r} \cdot \vec{m})\vec{r}}{r^5} - \frac{\vec{m}}{r^3} \right) \quad (2)$$

mit dem magnetischen Dipolmoment \vec{m} , welches die Stärke und Ausrichtung des Dipols im Ursprung angibt. Durch Gleichung (2) ergibt sich das in Abb. 1 gezeigte Dipolfeld.

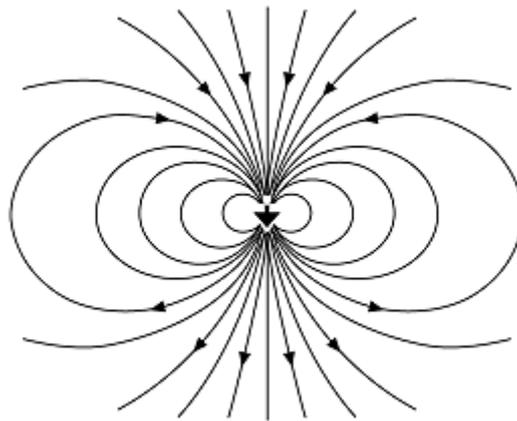


Abbildung 1: Feld eines infinitesimalen magnetischen Dipols [Quelle: http://www.geodz.com/deu/d/images/1795_dipol.png]

In einem äußeren Magnetfeld \vec{B} wirkt auf einen magnetischen Dipol das Drehmoment \vec{M} , welches sich berechnet durch

$$\vec{M} = \vec{m} \times \vec{B} \quad (3)$$

Das magnetische Moment \vec{m} [Am²] gibt die Stärke und Ausrichtung des Dipols im äußeren Feld an. Da das Kreuzprodukt für parallele Vektoren verschwindet, richtet sich der Dipol parallel zu den Feldlinien des äußeren Felds aus, auf diesem Zusammenhang basiert auch die Funktionsweise eines Kompasses.

2.2 Entstehung magnetischer Felder

Es gibt zwei Möglichkeiten für den Ursprung magnetischer Felder. Einerseits können statische Magnetfelder durch permanent magnetisierte Materialien (Magnete) erzeugt werden. Für das Magnetfeld der Erde ist es jedoch essentiell, dass auch durch elektrische Ströme ein magnetisches Wirbelfeld hervorgerufen wird. Für eine Stromdichte \vec{j} gilt das Maxwellsche Durchflutungsgesetz

$$\nabla \times \vec{B} + \mu_0 \vec{j} = \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (4)$$

mit der elektrischen Feldkonstante $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12}$ As/Vm und der magnetischen Feldkonstante $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Vs/Am. Der Term der rechten Seite ist der Maxwellsche Verschiebungsstrom. Ein Beispiel für den Zusammenhang aus Gleichung (4) ist das Magnetfeld, welches sich um einen stromführenden Leiter bildet. Das Feldlinienbild dieses Wirbelfelds beschreibt konzentrische Kreise um den Leiter herum.

2.3 Das Erdmagnetfeld

Der Ursprung des Erdmagnetfelds liegt hauptsächlich im oberen Erdkern (Hauptmagnetfeld). Dort konvektiert stark eisenhaltiges Material, welches elektrisch leitfähig ist, und induziert nach Gleichung (4) ein sich selbst erhaltendes magnetisches Wirbelfeld. Diese Theorie wurde durch ein aufwändiges Experiment des Forschungszentrums Karlsruhe bestätigt[4]. (Forschungszentrum Karlsruhe 2000)

Man spricht bei diesem Phänomen vom sogenannten Geodynamo, welcher nach aktuellem Stand der Forschung das Hauptmagnetfeld der Erde erzeugt. Einen weiteren, kleineren Beitrag zum Erdmagnetfeld leisten magnetisierte Gesteine, sie bilden das stark variierende Krustenfeld, welches in der Geophysik von großem Interesse ist. Auch Ströme in der Ionosphäre tragen einen Teil zum Erdmagnetfeld bei (Außenfeld).

Auf der Erdoberfläche kann das Magnetfeld der Erde in erster Näherung als Dipolfeld beschrieben werden, wie es in Abb. 1 zu erkennen ist. Der felderzeugende Dipol besitzt ein magnetisches Moment von $|\vec{m}| = 8 \cdot 10^{22}$ Am². Das imaginäre Dipolmoment im Erdinneren schließt mit der Rotationsachse der Erde einen Winkel von 11,5° ein. Dabei liegt der magnetische Nordpol in der Nähe des geografischen Südpols und der magnetische Südpol in der Nähe des geografischen Nordpols. Aufgrund der Neigung der Dipolachse zur Rotationsachse der Erde zeigt eine Kompassnadel nicht immer genau nach Norden, die Abweichung (Deklination) wird mit zunehmendem Breitengrad größer.

Dass es sich beim Erdmagnetfeld um kein ideales Dipolfeld handelt liegt an weiteren magnetischen Multipolmomenten, welche ebenfalls einen Beitrag zum Magnetfeld leisten und durch Turbulenzen in der Konvektion des äußeren Erdkerns zustande kommen. Darüber hinaus findet eine Überlagerung mit den Magnetfeldern der Ionosphäre und Kruste statt, welche zu weiteren Abweichungen vom Modell führt.

Das Erdmagnetfeld ist nicht statisch sondern im ständigen Wandel, so wurde durch paläomagnetische Untersuchungen festgestellt, dass eine Umpolung des Erdmagnetfelds im Mittel alle 250.000 Jahre stattfindet. Aktuell ändert sich die Position des magnetischen Südpols um 50 km pro Jahr (Säkularvariation), was auf eine Instabilität des Feldes

hindeutet [5]. Auch in geologisch kurzen Zeiträumen von einem Tag ändern sich Stärke und Verlauf des Magnetfelds, was an der schwankenden Sonnenaktivität liegen kann. Außerdem wird das Erdmagnetfeld auf der der Sonne zugewandten Seite durch die elektrisch geladenen Teilchen der Sonnenwinde komprimiert, es bildet sich eine Schockfront, während es auf der der Sonne abgewandten Seite nahezu unbeeinflusst bleibt.

2.4 Komponenten des Erdmagnetfelds

Das Erdmagnetfeld ist ein Vektorfeld, es wird also jedem Punkt im Raum ein Vektor zugeordnet, der Richtung und Stärke der magnetischen Flussdichte \vec{B} in diesem angibt. Der Flussdichtevektor \vec{B} wird bestimmt durch die horizontale Komponente $\vec{H}_0 = \vec{B}_x + \vec{B}_y$ sowie die vertikale Komponente \vec{B}_z , welche stets senkrecht zur Erdoberfläche zeigt.

$$\vec{B} = \vec{H}_0 + \vec{B}_z = (B_x, B_y, B_z)^T \quad (5)$$

Die Totalintensität des Magnetfelds entspricht dem Betrag der magnetischen Flussdichte \vec{B} und berechnet sich mit $H_0 = |\vec{H}_0| = \sqrt{B_x^2 + B_y^2}$ aus

$$T = |\vec{B}| = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} = \sqrt{H_0^2 + B_z^2} \quad (6)$$

Als Inklination I bezeichnet man den Winkel zwischen Flussdichtevektor \vec{B} und der Horizontalen. Dies entspricht dem Winkel, unter dem die Magnetfeldlinien auf die Erdoberfläche treffen. Die Inklination berechnet sich nach Betrachtung der in Abbildung 2 zu sehenden geometrischen Zusammengänge über

$$I = \arctan\left(\frac{B_z}{H_0}\right) \quad (7)$$

Die Deklination D ist der Winkel zwischen der Horizontalkomponente des Magnetfelds und der geografischen Nordrichtung, sie gibt an, wie groß die Abweichung zwischen der angezeigten Nordrichtung eines Kompasses und der wahren geografischen Nordrichtung ist [1]. (Bartlakowski et al. 2014)

$$D = \arctan\left(\frac{B_y}{B_x}\right) \quad (8)$$

Diese Formel gilt jedoch nur, wenn x- und y-Achse in die geografische Nord- bzw. Ost-Richtung zeigen, was bei in diesem Versuch der Fall ist.

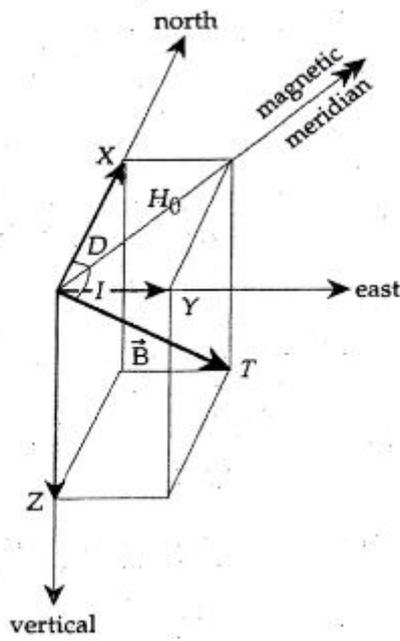


Abbildung 2: Geometrischer Zusammenhang der Komponenten des Erdmagnetfelds. Zu erkennen sind die drei Achsen, welche den Messrichtungen des Magnetometers entsprechen. Auch die verwendeten Winkelzusammenhänge für Inklination und Deklination sind erkennbar. Quelle: [1]

2.5 Störkörper im Magnetfeld

In einem äußeren Magnetfeld der Feldstärke \vec{H} , angegeben in Ampère [A] pro Meter [m], wird ein magnetischer Störkörper mit relativer Permeabilität μ_r eingefügt. Zwischen magnetischer Flussdichte \vec{B} und magnetischer Feldstärke \vec{H} besteht in Vakuum ($\mu_r=1$) und Luft ($\mu_r \approx 1$), also im ungestörten Fall, der Zusammenhang $\vec{B} = \mu_0 \cdot \vec{H}$. Demnach unterscheiden sich \vec{B} und \vec{H} nur in dem konstanten Vorfaktor μ_0 und in ihrer Einheit, sind also direkt abhängig voneinander. Beide Größen beschreiben das Magnetfeld.

Ist der Körper in irgendeiner Weise durch ein äußeres Magnetfeld beeinflussbar, kann sich die magnetische Flussdichte \vec{B} im Umfeld des Körpers ändern. Dies geschieht aufgrund der Magnetisierung \vec{M} des Körpers, welche ein Anomaliefeld $\vec{B}_{Anomalie}$ erzeugt. Im Inneren des Körpers beträgt die magnetische Flussdichte aufgrund der Magnetisierung

$$\vec{B}_{\text{Innen}} = \mu_0 \mu_r \cdot \vec{H}_{\text{Innen}} \quad (9)$$

$$\vec{B}_{\text{Innen}} = \mu_0 (\vec{H}_{\text{Innen}} + \vec{M}) \quad (10)$$

Für die Bestimmung der magnetischen Flussdichte $\vec{B}_{Anomalie}$ des Störkörperfeldes misst man zunächst das Hintergrundfeld $\vec{B}_{\text{Hintergrund}}$ (Erdmagnetfeld), um dieses dann vom gemessenen resultierenden Feld \vec{B}_{res} abzuziehen:

$$\vec{B}_{\text{Anomalie}} = \vec{B}_{\text{res}} - \vec{B}_{\text{Hintergrund}} \quad (11)$$

In der Realität ist es selten möglich, die vektoriellen Komponenten genügend genau zu bestimmen und miteinander zu verrechnen. Deshalb werden meist die Anomalien der Horizontal- und Vertikalkomponente ΔH_0 und ΔB_z sowie der Totalintensität ΔT berechnet. Die daraus berechneten Anomalien unterscheiden sich meist von den entsprechenden Komponenten des Anomaliefeldes und werden wie folgt berechnet.

$$\Delta H_0 = H_{0,\text{Anomalie}} - H_{0,\text{Hintergrund}} \quad (12)$$

$$\Delta B_z = B_{z,\text{Anomalie}} - B_{z,\text{Hintergrund}} \quad (13)$$

$$\Delta T = T_{\text{Anomalie}} - T_{\text{Hintergrund}} \quad (14)$$

Da es sich im betrachteten Fall beim Hintergrundfeld um das Erdmagnetfeld handelt, welches im Messbereich relativ konstant ist, handelt es sich bei Graph der Komponenten des resultierenden Feldes um den nach oben verschobenen Graph der entsprechenden Komponente des Anomaliefeldes.

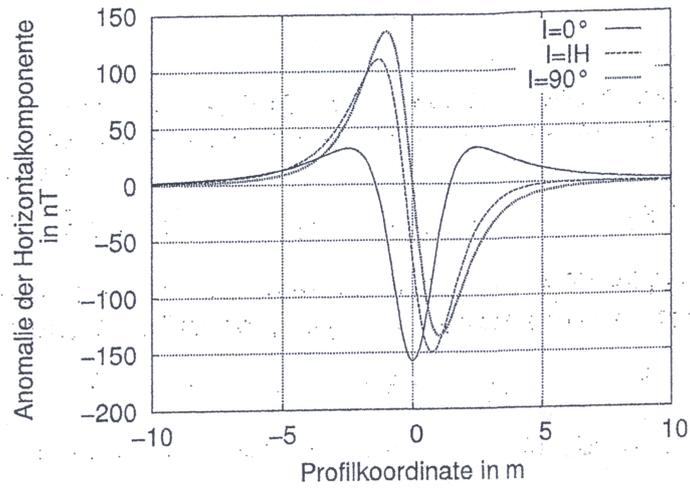
Durch grafische Betrachtung des Verlaufs der Horizontal- und Vertikalkomponente des Anomaliefeldes lassen sich die Position und Ausrichtung eines Störkörpers bestimmen. Im Folgenden wird das theoretische Feldlinienbild eines magnetischen Dipolfelds, hervorgerufen durch einen Permanentmagneten, für den zweidimensionalen Fall betrachtet. Der Dipol befindet sich 2 m unter der Erde und besitzt ein magnetisches Dipolmoment von 1As^2 . Alle Messungen wurden auf der Erdoberfläche entlang eines Profils durchgeführt [1]. (Bartlakowski et al. 2014)

Fall 1 Zunächst betrachten wir einen Permanentmagneten, welcher parallel zur x -Achse ausgerichtet ist, die nach Norden zeigt. Der Magnet liegt horizontal zur Erdoberfläche bei $x = x_0$, seine Inklination I beträgt deshalb 0° . Der Nordpol des Magneten zeigt in Richtung des magnetischen Nordpols der Erde. Die Inklination des lokalen Erdmagnetfelds beträgt etwa 65° , was den Bedingungen in Karlsruhe entspricht.

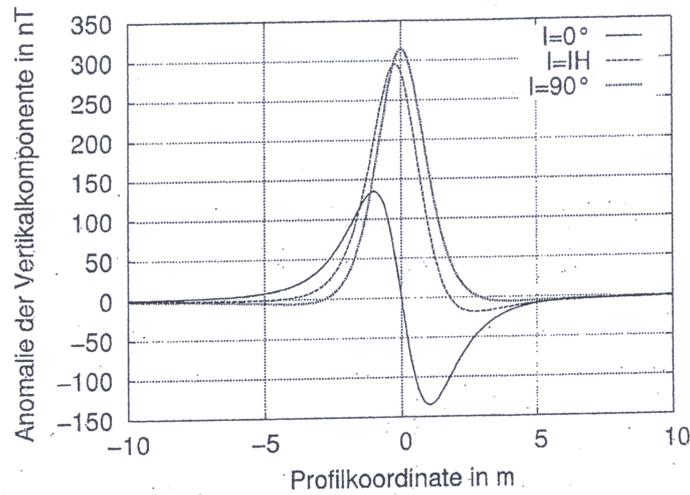
In Abbildung 2 ist der Verlauf der Komponenten und der Totalintensität für diesen Fall durch die durchgezogene Linie dargestellt. Es ist erkennbar, dass die Horizontalkomponente des Dipolfeldes eine Extremstelle direkt über der Anomalie besitzt, dort verlaufen die Feldlinien horizontal zur Dipolachse bzw. zur Erdoberfläche. Aufgrund der Ausrichtung des Dipols handelt es sich bei der Extremstelle um ein Minimum. Bei größerer Entfernung vom Dipol kann die Horizontalkomponente kurzzeitig auch minimal in die entgegengesetzte Richtung zeigen, geht dann jedoch gegen Null. In Abbildung 1 ist dieser Zusammenhang gut zu erkennen, jedoch muss der dort gezeigte Dipol um 90° gedreht werden, um eine Inklination von 0° zu erreichen. Die Vertikalkomponente zeigt für $x < x_0$ in Richtung Erdoberfläche und für $x > x_0$ in die entgegengesetzte Richtung, der Graph ist punktsymmetrisch zum Nulldurchgang. Dies liegt daran, dass auch die Feldlinien eines Dipols spiegelsymmetrisch bezüglich einer Achse senkrecht zum Dipolmoment sind, jedoch die Flussrichtung im Spiegelbild entgegen gesetzt ist. Die Extremstellen der Horizontalkomponente liegen etwas seitlich von x_0 , wo die Feldlinien senkrecht auf der Erdoberfläche stehen. Die Totalintensität zeigt ein ähnliches Verhalten wie die Vertikalkomponente.

Fall 2 Im zweiten betrachteten Fall steht der magnetische Dipol vertikal zur Erdoberfläche, seine Inklination beträgt deshalb 90° . Der Nordpol des Dipols zeigt in Richtung Erdoberfläche. Der Verlauf der Komponenten ist in Abbildung 2 durch die fein gestrichelten Linien gekennzeichnet. Aufgrund der Rotation des Dipols um 90° im Vergleich zum zuvor betrachteten Fall entspricht der Verlauf der Horizontalkomponente dem der Vertikalkomponente aus Fall 1 und umgekehrt. Dreht man das Dipolfeld aus Abb. 1 um 180° , erhält man die hier beschriebene Situation. Aufgrund der Ausrichtung des Dipols besitzt die Vertikalkomponente direkt über dem Magneten jedoch kein Minimum sondern ein Maximum, da Magnetfeldlinien stets von Nord- zum Südpol verlaufen. Die Totalintensität besitzt ihr Maximum bei ungefähr $x = x_0$ und fällt dann nach beiden Seiten hin symmetrisch ab, kommt für $x > x_0$ kurz in den negativen Bereich und geht für immer größere Entfernungen von x_0 gegen Null.

Horizontalkomponente



Betrag der Vertikalkomponente



Totalintensität

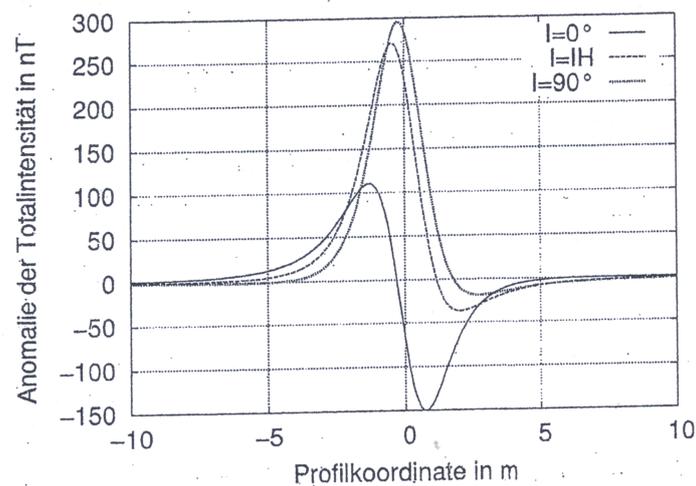


Abbildung 3: Komponentenverlauf des Anomaliefeldes eines magnetischen Dipols (Permanentmagnet) der Inklination 0° , 65° und 90° . **Oben:** Horizontalkomponente. **Mitte:** Vertikalkomponente. **Unten:** Totalintensität [1]. (Bartlakowski et al. 2014)

2.6 Magnetisierung

In diesem Abschnitt soll erläutert werden, wodurch das in Kapitel 2.6 beschriebene Anomaliefeld erzeugt wird.

Die Magnetisierung \vec{M} eines Körpers im Hintergrundfeld \vec{H} wird durch die magnetische Suszeptibilität κ bestimmt.

$$\vec{M} = \kappa \cdot \vec{H} \quad (15)$$

Durch Gleichung (10) ergibt sich der Zusammenhang $\kappa = \mu_r - 1$. Für Werte von $\mu_r < 1$ kann κ also auch negative Werte annehmen. Abhängig von dem Wert der relativen Permeabilität μ_r werden Stoffe in Gruppen eingeteilt. Im Folgenden sind einige dieser aufgezählt.

Ferromagnetische Stoffe

Stoffe der relativen Permeabilität $\mu_r \gg 1$ werden ferromagnetisch genannt. Der Zusammenhang zwischen Magnetisierung und äußerem Magnetfeld ist in diesem Fall nicht linear, das heißt κ ist nicht konstant. Es kann unter anderem vom magnetisierenden Feld und der Vorgeschichte der Probe abhängen. In ferromagnetischen Stoffen existieren Bereiche unterschiedlich ausgerichteter Dipolmomente, welche als Weißsche Bezirke genannt werden. Befindet sich ein ferromagnetischer Stoff in einem externen Magnetfeld, richten sich die Weißschen Bezirke entlang dessen Feldlinien aus, dadurch wird dieser Stoff remanent magnetisiert. Dies bedeutet, dass der Stoff magnetisiert bleibt, wenn man ihn aus dem externen Magnetfeld entfernt. Für die Entmagnetisierung des Stoffes ist ein externes Gegenfeld, auch Koerzitivfeld genannt, nötig.

Neben dieser Gruppe existieren **antiferromagnetische** Stoffe, die auch beim Anlegen eines äußeren Magnetfelds unmagnetisiert erscheinen.

Paramagnetische Stoffe

Stoffe der relativen Permeabilität $\mu_r = \text{const.} > 1$ werden paramagnetisch genannt. Sie besitzen permanente magnetische Dipole, die jedoch zufällig ausgerichtet sind und deshalb in der Summe kein magnetisches Feld erzeugen. Wird ein paramagnetischer Stoff in ein externes Magnetfeld eingebracht, richten sich die Dipole teilweise entlang dessen Feldlinien aus, der Stoff ist magnetisiert. Entfernt man jedoch das magnetische Feld, bewegen sich die Dipole in die zufällige Anordnung zurück, der Stoff ist entmagnetisiert.

Diamagnetische Stoffe

Stoffe der relativen Permeabilität $\mu_r = \text{const.} < 1$ werden diamagnetisch genannt. Befinden sie sich in einem externen Magnetfeld, wird im Stoff ein Magnetfeld erzeugt, welches dem externen Feld entgegengesetzt ist.

3 Versuchsdurchführung

3.1 Messgerät und Messprinzip

Für die Durchführung der Messung des Magnetfeldes wird ein Fluxgate 3-Komponenten Magnetometer verwendet. Mit diesem können drei orthogonale Komponenten eines Magnetfeldes gemessen werden. Dazu sind im Gerät drei orthogonal zueinander stehende Messsonden verbaut, welche ein Koordinatensystem bilden. Jede dieser Messsonden besteht aus vier Spulen, von denen zwei jeweils einen Weicheisenkern umschließen. Die zwei Spulen im einen Weicheisenkern sind entgegengesetzt gewickelt, wodurch ihre Magnetfelder antiparallel verlaufen und sich insgesamt aufheben. Durch Anlegen eines Wechselstromes wird ein veränderliches Magnetfeld erzeugt, welches sich mit dem zu messenden Magnetfeld überlagert. Die eine Spule wird in Richtung des Hintergrundfeldes zeigen, wodurch das Gesamtfeld in diese Richtung größer ist als in die entgegengesetzte Richtung. Dadurch tritt die Sättigung des Weicheisenkerns schneller ein, als bei der entgegengesetzt gewickelten Spule. Aus dem gleichen Grund verliert dieser Kern erst später seine Sättigung. Weil die Ummagnetisierung verzögert auftritt, findet nicht immer ein Ausgleich der Spulenfelder statt und es wird eine Spannung in der Sensorspule induziert. Diese wird auf dem Messgerät angezeigt und kann mithilfe des entsprechenden Umrechnungsfaktors zur Berechnung des Magnetfeldes dienen. Die magnetische Flussdichte berechnet sich aus den gemessenen Spannungswerten U_i (in Volt) als

$$B_i = 10.000 \frac{\text{nT}}{\text{V}} \cdot U_i \quad (16)$$

Das Fluxgate-Magnetometer besitzt die Forme eines Quaders mit einer quadratischen Grundfläche der Seitenlänge 3,2 cm und einer Höhe, welche weit über 4 cm liegt.

3.2 Versuchsdurchführung

Damit bei der Messung keine Fehler entstehen, werden zunächst aus dem näheren Umfeld des Messortes alle metallischen Gegenstände entfernt. Dazu zählen Gürtel, Schmuck, Stühle und Tische. Nicht aus dem Raum entfernt werden ein Kühlschrank sowie Heizkörper, welche fest verbaut sind und eventuell einen Fehler auf die Messung verursachen können.

Zu Beginn der Messungen wird der Vektor der magnetischen Flussdichte des Erdmagnetfelds untersucht. Dazu benutzen wir ein in Kapitel 3.1 beschriebenes Fluxgate-Magnetometer mit der Seriennummer 1332. Zunächst soll das Messprofil, ein länglicher Holzbock, entlang der Verbindungslinie der magnetischen Pole der Erde ausgerichtet werden. Das Messgerät wird so auf das Profil gelegt, dass die lange Seite des Quaders parallel zum Messprofil liegt. Damit messen wir mit der x-Richtung des Messgeräts die vertikale Komponente und mit y- und z-Richtung die beiden horizontalen Komponenten. Da die y-Richtung die Komponente senkrecht zur magnetischen Nord-Süd-Richtung misst, sollte diese für eine genaue Ausrichtung des Messprofils in magnetischer Nord-Süd-Richtung gerade Null sein. Für unseren Versuch ist ein Wert von $U_y < 0,05 \text{ V}$ auch aufgrund anderer Fehlerquellen akzeptabel. Für die von uns durch Drehen des Profils gefundene Ausrichtung beträgt $U_y = 0,02 \text{ V}$.

Anschließend wird das Messgerät auf der kurzen Kante des Quaders nach oben gekippt, sodass sich zwischen z-Komponente und Messprofil ein Winkel bildet. Dieser wird so lange variiert, bis auch auf der x-Richtung keine Spannung mehr angezeigt wird. Die von uns

gefundene Position der Sonde misst die Spannungen $U_x=0,03\text{ V}$ und $U_y=-0,025\text{ V}$. In dieser Position zeigt die z-Richtung der Sonde in die Richtung des magnetischen Flussdichtevektors an diesem Ort, deshalb zeigt die gemessene z-Komponente näherungsweise die Totalintensität des Erdmagnetfelds an. Durch Messen des Winkels zwischen z-Richtung und Messprofil mithilfe eines Geodreiecks bestimmen wir die Inklination auf $I \approx 67^\circ$.

Als nächstes sollen die Komponenten des Erdmagnetfelds, welches in späteren Messungen das Hintergrundfeld darstellt, entlang des 100 cm langen Messprofils mithilfe des Magnetometers bestimmt werden. Dazu wird die Sonde auf die quadratische Grundfläche gestellt, sodass auf der z-Richtung die vertikale Komponente gemessen wird. Die x-Richtung zeigt zum magnetischen Südpol und die y-Komponente misst senkrecht zu dieser. Nun wird die Sonde in Schritten von 2,5 cm über das Messprofil bewegt und jeweils die angezeigte Spannung auf allen drei Komponenten protokolliert. Das entsprechende Messprotokoll findet sich in Tabelle 3.2 im Anhang.

Nachdem die Hintergrundfeldmessung abgeschlossen ist, wird ein Störkörper in der Form eines Stabmagneten etwa 12 cm unter der Mitte des Profils bei $x_0 = 50\text{ cm}$ angebracht. Die genaue Ausrichtung des Störkörpers ist jedoch nicht bekannt, sie soll anhand der nun folgenden Messungen herausgefunden werden. Die Durchführung der Messung erfolgt auf die gleiche Weise wie die des Hintergrundfeldes. Sie wird für zwei verschiedene Ausrichtungen des Störkörpers durchgeführt, man erhält Spannungswerte für die Überlagerung von Anomaliefeld und Hintergrundfeld. Die Messprotokolle für diese beiden Messungen finden sich in Tabelle 3.3 und 3.4 im Anhang.

4 Auswertung

4.1 Magnetischer Flussdichtevektor im Übungsraum

Der von uns bestimmte Wert der Inklination beträgt $I \approx 67^\circ$. Damit liegt die gemessene Inklination ungefähr im Bereich des Recherchewerts von $64^\circ 44'$ für Karlsruhe im Januar. Die Komponenten des Magnetfeldes betragen in dieser Ausrichtung der Sonde $B_x = 280 \text{ nT}$ ($U_x = 0,028 \text{ V}$), $B_y = 500 \text{ nT}$ ($U_y = 0,050 \text{ V}$) und $B_z = 46.280 \text{ nT}$ ($U_z = 4,628 \text{ V}$). Damit ergibt sich für die Totalintensität $T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} = 46.284 \text{ nT}$. Die Abweichung zwischen B_z und T liegt bei ungefähr 4 nT , was ein vergleichsweise kleiner und damit vertretbarer Fehler ist. Die Ungenauigkeiten $\varphi_{1,2}$ bei der Bestimmung der Richtung des Magnetfeldes betragen

$$\varphi_1 = \arctan(B_x/B_z) \approx 6,1 \cdot 10^{-3} \text{ rad} = 0,345^\circ \quad (17)$$

$$\varphi_2 = \arctan(B_y/B_z) \approx 1,08 \cdot 10^{-2} \text{ rad} = 0,619^\circ \quad (18)$$

Diese sind mit Werten von unter 1° eher gering.

4.2 Analyse des Hintergrundfeldes

Die in Tabelle 3.2 im Anhang protokollierten Messwerte wurden mithilfe von Microsoft Excel und Gleichung (16) in die Komponenten des Erdmagnetfeldes umgerechnet und durch das Grafik-Programm Gnuplot grafisch dargestellt. Die entsprechenden Werte finden sich in Tabelle 3.5 im Anhang. In der folgenden Abbildung 4 sind diese Daten grafisch dargestellt.

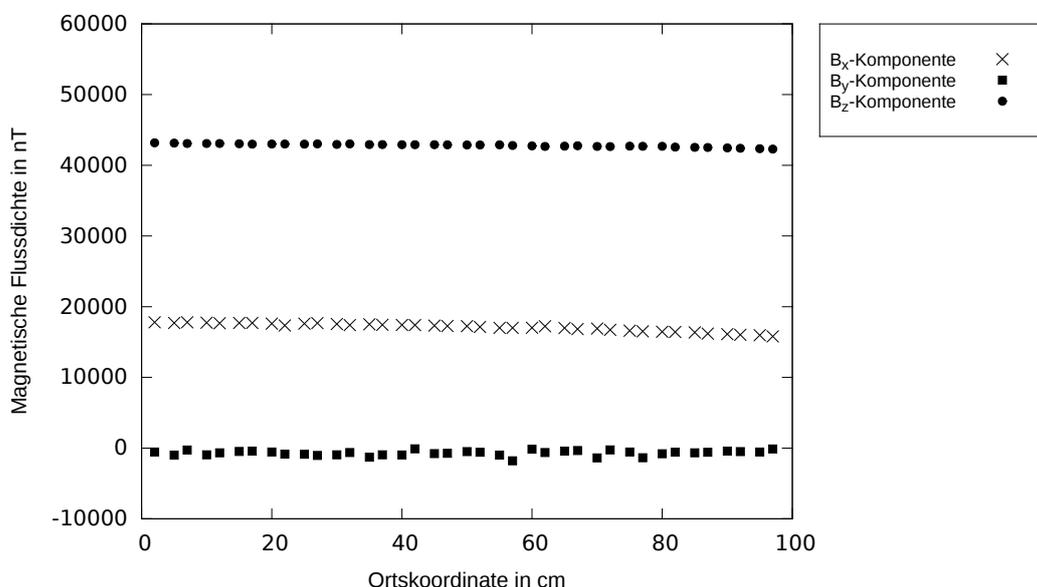


Abbildung 4: Gemessener Komponentenverlauf des magnetischen Hintergrundfeldes

Es ist zu erkennen, dass die einzelnen Komponenten und damit auch die Totalintensität T annähernd konstant sind, was aufgrund der geringen räumlichen Entfernung der

Messpunkte theoretisch der Fall sein sollte. Auffällig ist die leichte, aber stetige Abnahme der x-Komponente der Flussdichte, welche eventuell durch Störkörper im Messraum hervorgerufen wird. Da die Komponenten jedoch im Allgemeinen entlang des Messprofils relativ stabil sind und aufgrund der daraus resultierenden konstanten Inklination I handelt es sich innerhalb unseres Messbereiches um ein homogenes Magnetfeld. Aufgrund der geringen Werte von B_y stimmen die Werte von H_0 und B_x annähernd überein.

Die nach Gleichung (7) und (8) berechneten Werte der Inklination und scheinbaren Deklination D_S der Feldlinien aus Tabelle 3.6 sind in Abb. 5 grafisch dargestellt.

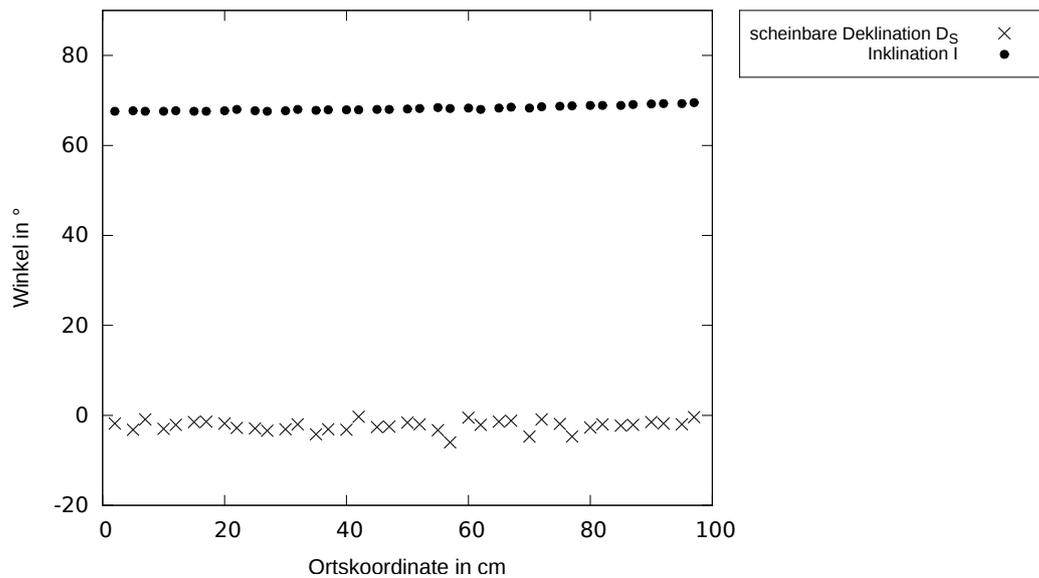


Abbildung 5: Gemessener Verlauf von Inklination I und scheinbarer Deklination D_S des Hintergrundfeldes

Vergleicht man die Komponenten des Vektors der magnetischen Flussdichte von Karlsruhe, Boston und Vancouver (s. Tab. 1), kann man erkennen, dass die Inklination I aufgrund ähnlicher Breitengrade der Orte überall ähnlich ist. Man sieht jedoch, dass die Deklination (Missweisung) in Karlsruhe eher gering ist, während sie in Boston und Vancouver ungefähr 15° nach Osten bzw. Westen beträgt [2]. Dies liegt daran, dass beide Städte relativ nah am magnetischen Südpol liegen, welcher sich momentan in Kanada befindet. Je näher ein Ort dem magnetischen Südpol ist, desto größer ist die mögliche Missweisung durch den Kompass. Die Totalintensität ist in Boston und Vancouver deutlich größer als in Karlsruhe, da sich die Städte in der Nähe des magnetischen Pols befinden, wo die Feldlinien konvergieren und damit dichter liegen, was eine höhere Intensität bedeutet.

Die Totalintensität T des Erdmagnetfeldes im Übungsraum wurde mit Gleichung (6) aus den Messdaten bestimmt und findet sich in Tabelle 3.6 sowie Abbildung 8 grafisch dargestellt. Sie ist konstant und beträgt lokal etwa 47.000 nT.

4.3 Erste Störkörpermessung

Die durch Durchführung der ersten Messung mit Störkörper gefundenen Werte für die Komponenten des Flussdichtevektors aus Tabelle 3.3 wurden in der nun folgenden Abbildung 6 grafisch aufgetragen.

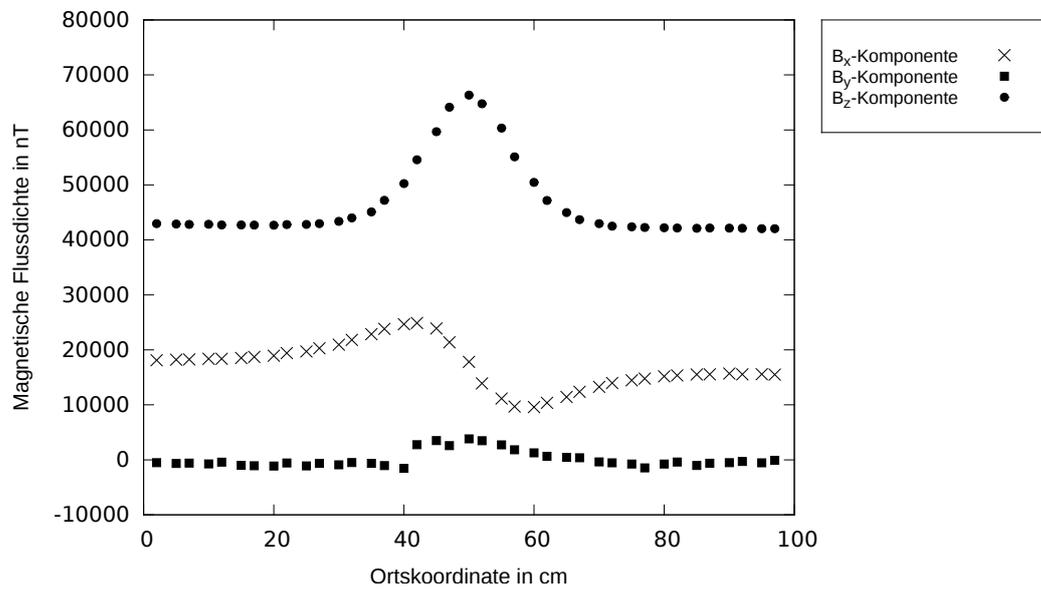


Abbildung 6: Messwerte für B_x , B_y , B_z der ersten Störkörpermessung

Es ist bereits erkennbar, dass die Messwerte vor allem im Bereich um $x_0=50$ cm, wo sich der Störkörper befindet, auffällige Schwankungen besitzen im Vergleich zum Hintergrundfeld.

Auch die nach (7) und (8) berechneten Werte der Inklination und Deklination zeigen diese Auffälligkeiten (s. Abb. 7 und Tabelle 3.7).

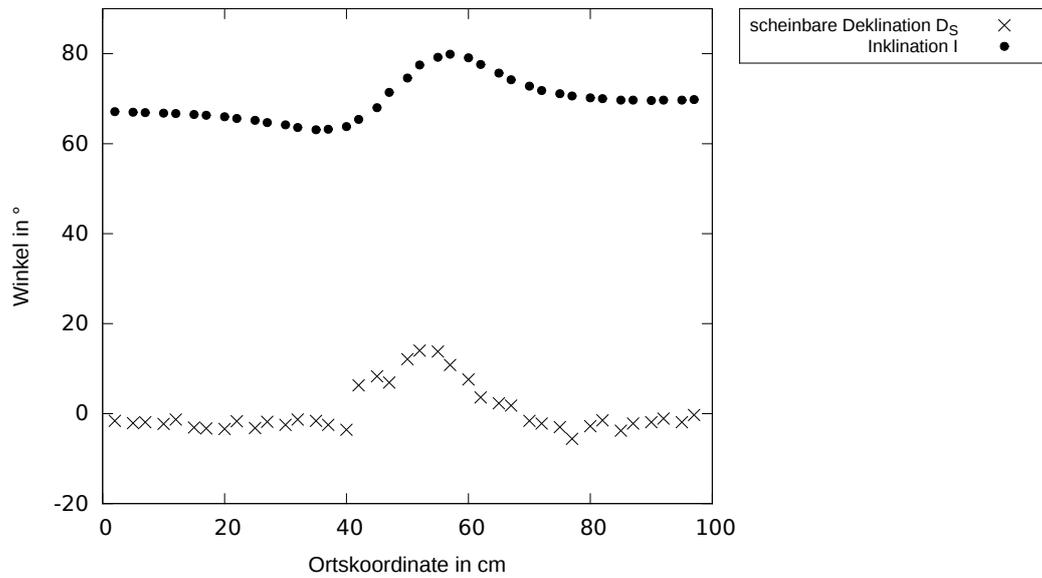


Abbildung 7: Berechnete Werte für Inklination und Deklination der ersten Störkörpermessung

Aus Gleichung (6) errechnen sich die Werte für Totalintensität T und Horizontalkomponente H_0 , welche sich in Tabelle 3.7 im Anhang befinden. Abbildung 8 zeigt den Verlauf von T im Vergleich zu Werten der anderen beiden Messungen.

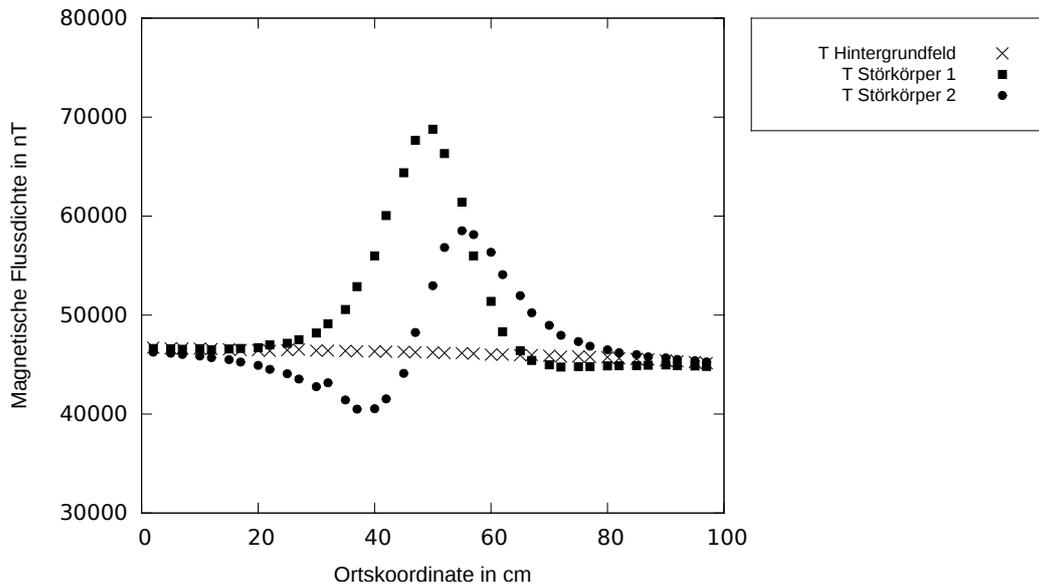


Abbildung 8: Berechnete Werte für T aus den verschiedenen Messungen

Der Graph der Totalintensität für Körper 1 (eckige Kästchen) beschreibt eine achsensymmetrische Kurve, welche ihr Maximum bei x_0 mit etwa 70.000 nT erreicht und dann nach beiden Seiten auf Null abfällt.

Die Horizontalkomponente H_0 (eckige Kästchen) wurde vergleichend mit den anderen Messungen in Abbildung 9 aufgetragen.

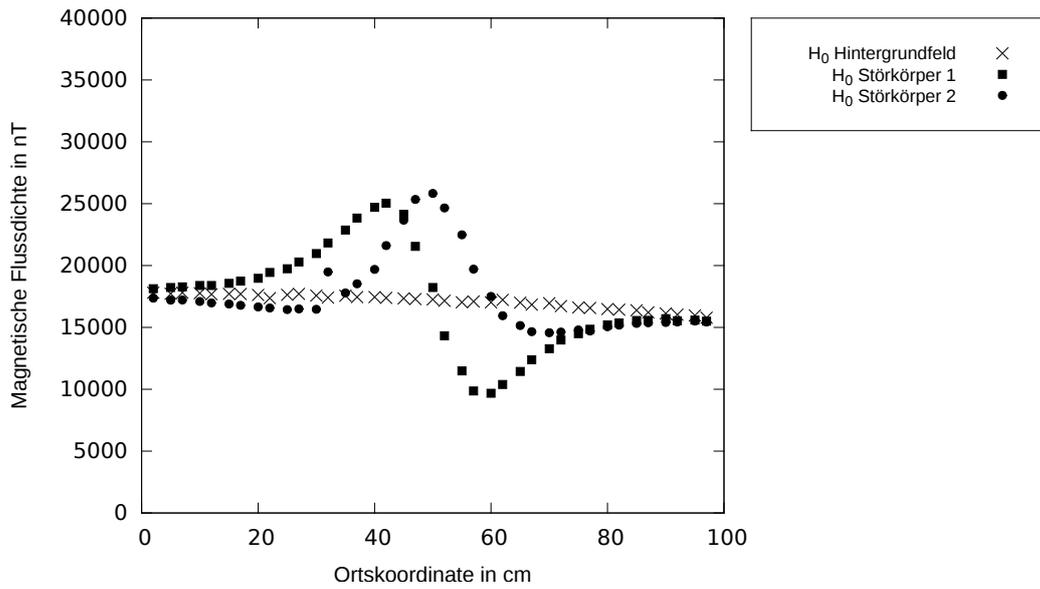


Abbildung 9: Berechnete Werte für H_0 aus den verschiedenen Messungen

Die Punktsymmetrie zum Nulldurchgang des Graphen bei x_0 ist bereits ersichtlich, aufgrund der Konstanz des Hintergrundfeldes wird die Anomalie auf H_0 für diesen Störkörper dieselbe Form annehmen.

Durch Subtraktion der Daten nach Gleichung (12)-(14) mit den entsprechenden Komponenten des Hintergrundfelds aus Tabelle 3.5 und 3.6 erhält man die Anomalien auf H_0 , T und B_z .

Die folgende Abbildung 10 stellt den grafischen Verlauf der Anomalie auf die Horizontalkomponente H_0 dieser Messung dar, die entsprechenden Werte finden sich in Tabelle 3.8.

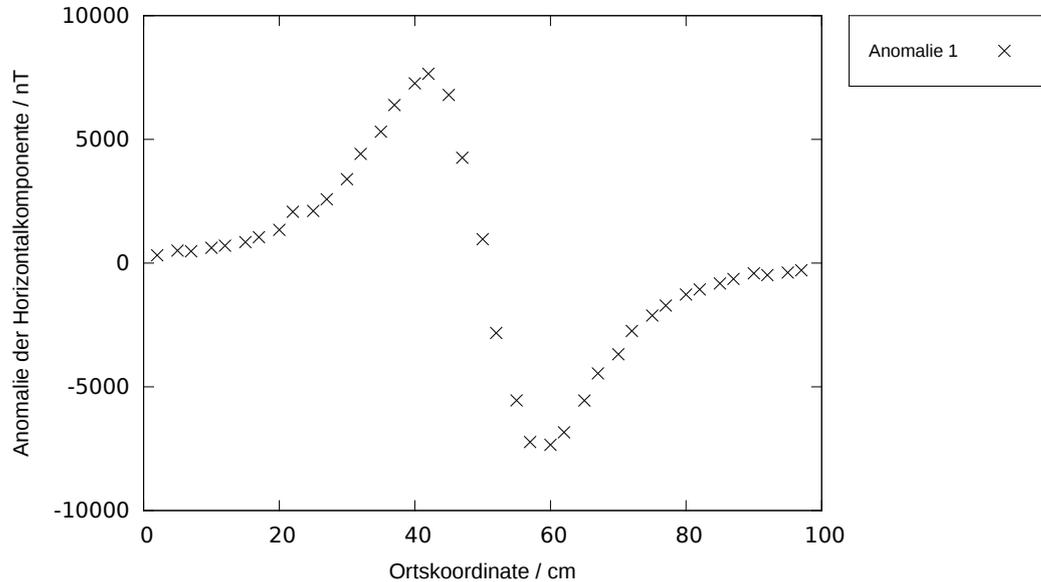


Abbildung 10: Anomalie auf die Horizontalkomponente H_0 der ersten Störkörpermessung

Zu erkennen ist, dass der Graph von ΔH_0 wie erwartet punktsymmetrisch zur Nullstelle bei $x_0 = 50$ cm liegt, bei $x = 40$ cm sein Maximum mit 7.700 nT erreicht und ein Minimum bei $x = 60$ cm und ≈ -7.300 nT besitzt. Ein Vergleich mit Abbildung 3 zeigt, dass ein vertikal stehender magnetischer Dipol eine Anomalie dieser Form erzeugen kann. Diese Tatsache wird in späteren Kapiteln noch genauer untersucht.

In Abbildung 11 ist der Verlauf von ΔB_z dieser Messung abgebildet. Der Graph verläuft achsensymmetrisch um $x = 50$ cm und besitzt sein Maximum an dieser Stelle mit ca. 23.000 nT. An den Seiten fällt der Graph streng monoton auf Null ab.

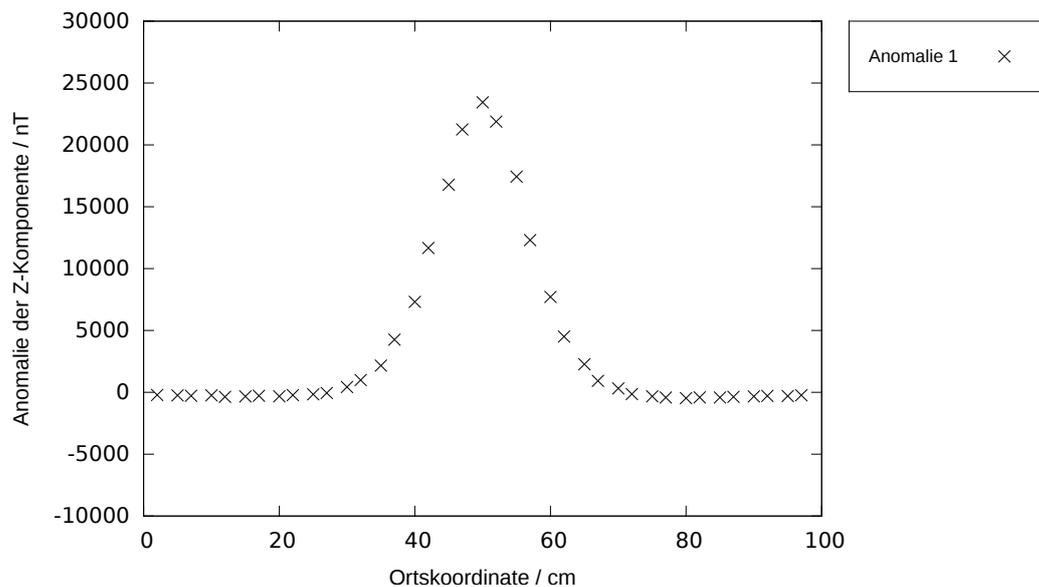


Abbildung 11: Anomalie auf die Vertikalkomponente B_z der ersten Störkörpermessung

Die Anomalie der Totalintensität verläuft ähnlich wie der in Abbildung 11 aufgezeichnete Graph mit einem Maximum um $x = 50$ cm mit ≈ 23.000 nT, wie in Abbildung 12 und Tabelle 3.8 ersichtlich ist.

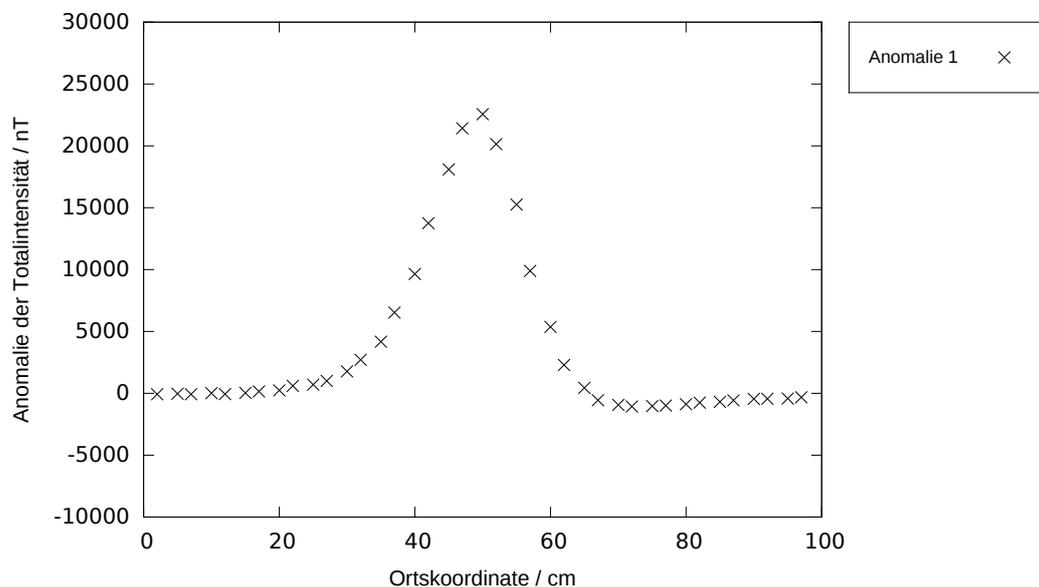


Abbildung 12: Anomalie auf die Totalintensität T der ersten Störkörpermessung

4.4 Zweite Störkörpermessung

Die durch Durchführung der zweiten Messung mit Störkörper gefundenen Werte für die Komponenten des Flussdichtevektors aus Tabelle 3.4 wurden in der nun folgenden Abbildung 13 grafisch aufgetragen.

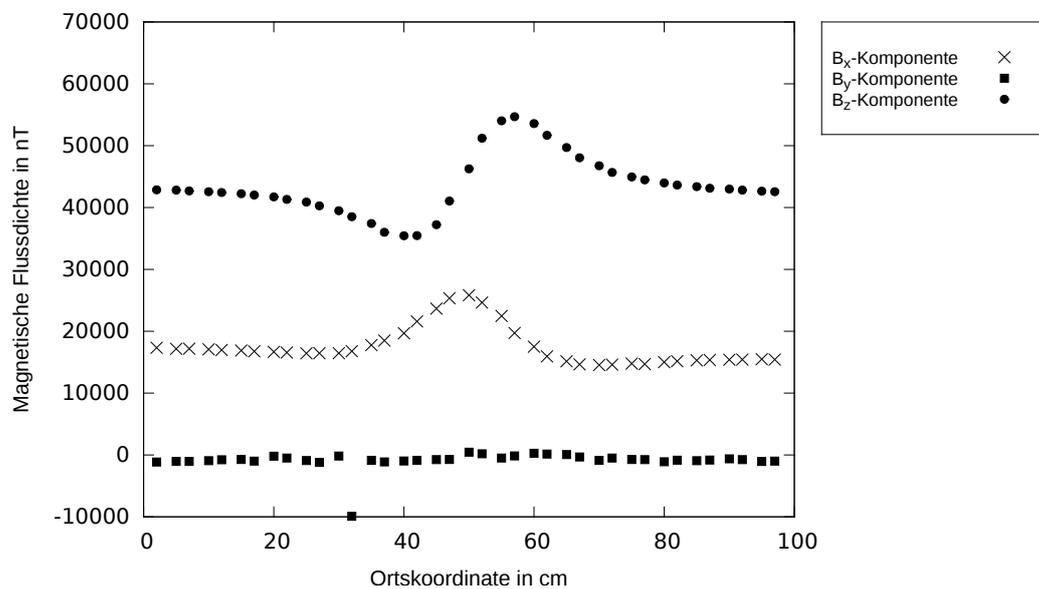


Abbildung 13: Messwerte für B_x , B_y , B_z der zweiten Störkörpermessung

Der Verlauf von B_x und B_z besitzt eine Ähnlichkeit mit B_z bzw. B_x aus der ersten Störkörpermessung, während die Werte von B_y aufgrund der Ausrichtung des Messprofils entlang der magnetischen Nord-Süd-Richtung nahe Null sind.

Inklination und scheinbare Deklination sind wie bei Störkörper 1 errechnet worden und in Tabelle 3.9 aufgetragen. Außerdem sind die Werte grafisch in Abbildung 14 dargestellt, auch hier kann eine Schwankung im Bereich des Störkörpers registriert werden.

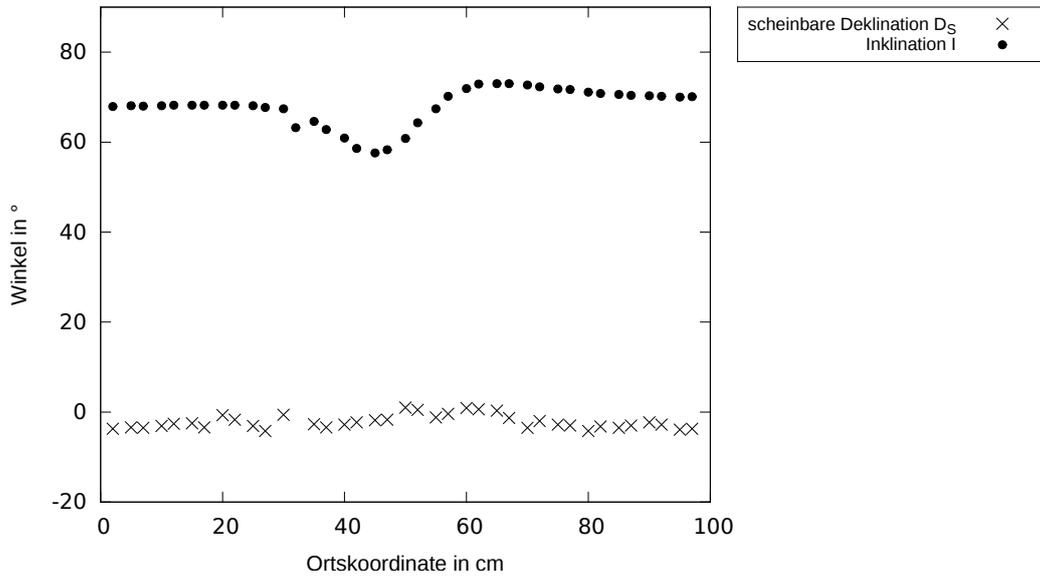


Abbildung 14: Gemessener Verlauf von Inklination I und scheinbarer Deklination D_S der zweiten Störkörpermessung

Die Totalintensität T dieser Messung aus Tab. 3.9 wurde bereits in Abbildung 8 vergleichend zu den anderen Messungen aufgetragen (runde Punkte). Ihr Verlauf ist bei dieser Messung nicht exakt punktsymmetrisch um $x = 50$ cm, da das Minimum bei $x = 40$ cm betragsmäßig kleiner ist als das Maximum des Graphen bei $x \approx 60$ cm. Der Verlauf von H_0 dieser Messung findet sich in Abbildung 9 (ebenfalls runde Punkte). Dieser ist charakterisiert durch die ungefähre Achsensymmetrie um $x = 50$ cm und den Abfall auf Null nach beiden Seiten.

Im nächsten Schritt steht die Betrachtung der Anomalien auf H_0 , B_z und T im Fokus. Durch Elimination des Hintergrundfeldes ergibt sich für die Anomalie auf die Horizontalkomponente ΔH_0 der in Abbildung 15 aufgezeigte Verlauf der in Tabelle 3.10 verzeichneten Werte.

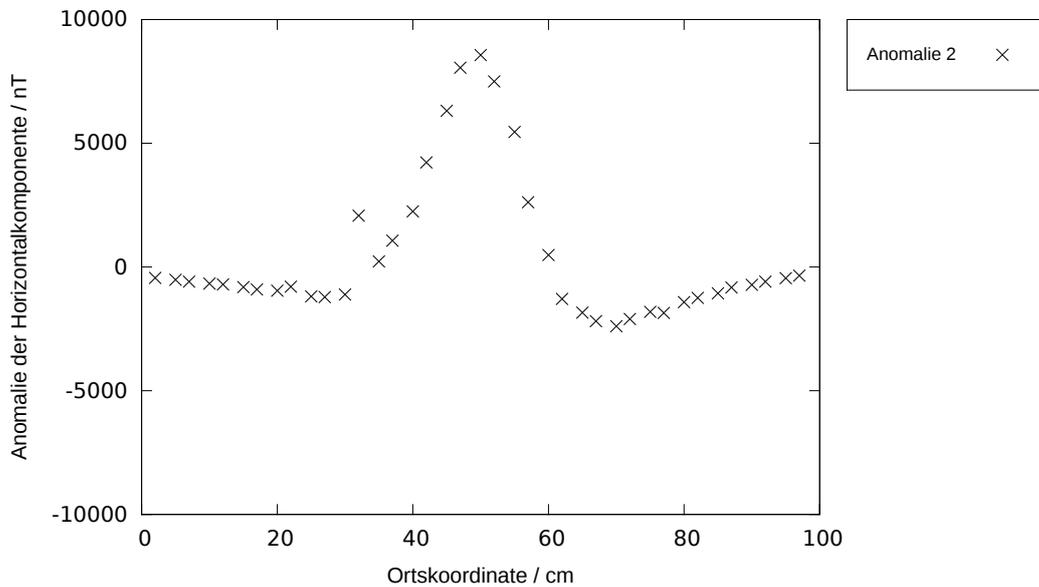


Abbildung 15: Anomalie ΔH_0 der zweiten Störkörpermessung

Die Anomalie auf H_0 verläuft achsensymmetrisch um ihr Maximum bei $x = 50$ cm mit 8.600 nT, fällt auf beiden Seiten bis in den negativen Bereich von ≈ -2.400 nT ab, um dann wieder in den Randbereichen gegen Null zu laufen.

Nun wird die Anomalie auf die Vertikalkomponente B_z der Messung betrachtet (siehe Tabelle 3.10).

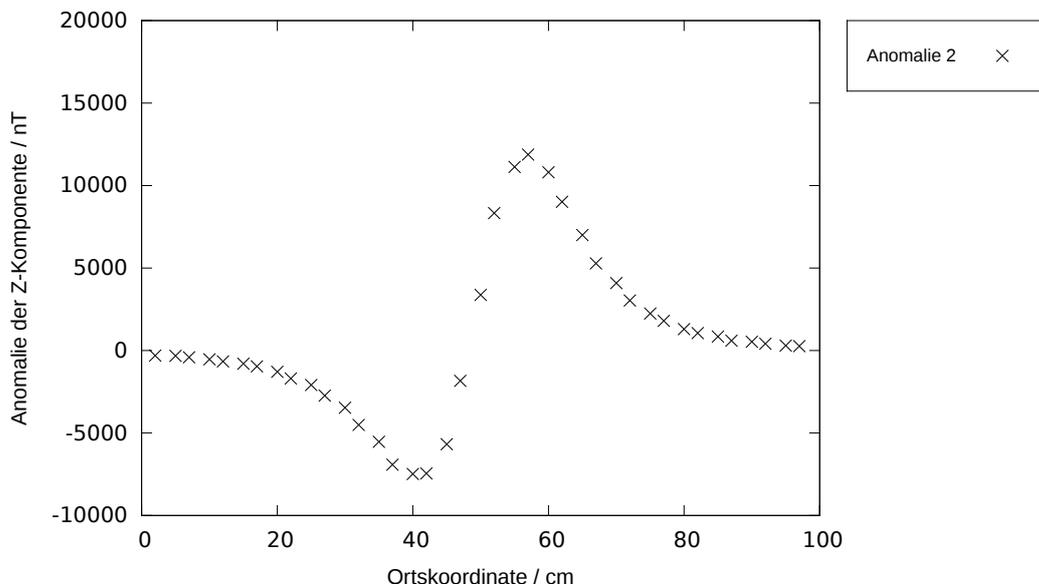


Abbildung 16: Anomalie ΔB_z der zweiten Störkörpermessung

In Abbildung 16 kann man erkennen, dass der Verlauf des Graphen der Anomalie auf H_0 der ersten Störkörpermessung stark ähnelt, da er ebenso ungefähr punktsymmetrisch zum Nulldurchgang bei $x = 50$ cm verläuft. Das Maximum liegt bei $x \approx 60$ cm mit etwa 12.000 nT, das entsprechende Minimum bei $x = 40$ cm mit ungefähr -7.500 nT.

Zuletzt betrachtet man die Anomalie auf T (siehe Tab. 3.10), welche sich aus den Messwerten ergibt. Diese weist in ihrem Verlauf ähnliche Merkmale auf wie die Anomalie auf B_z der selben Messung (siehe Abb. 16).

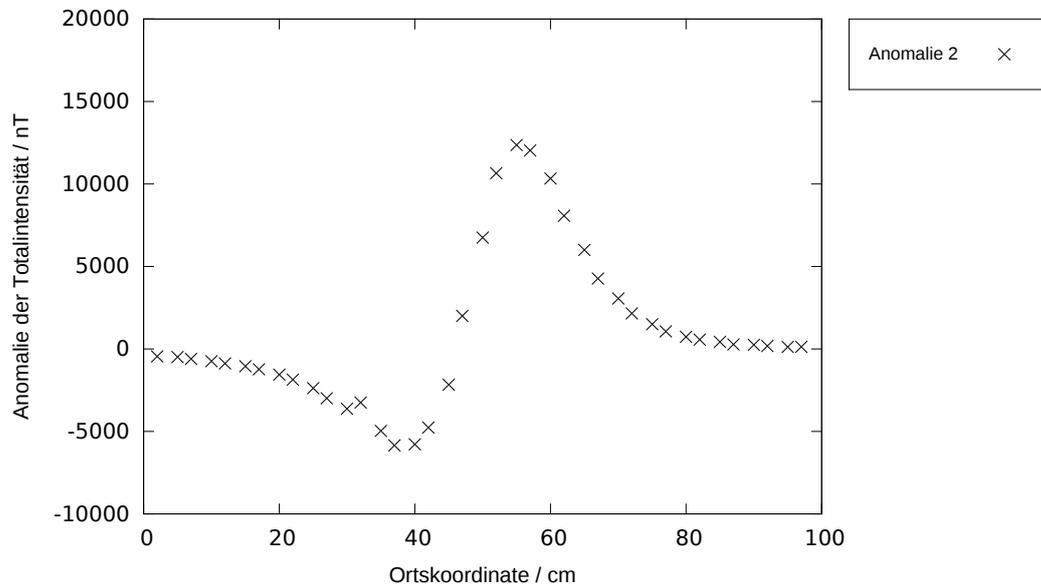


Abbildung 17: Anomalie ΔT der zweiten Störkörpermessung

Durch einen Vergleich der Graphen der erhaltenen Anomalien mit dem theoretischen Feld eines magnetischen Dipols, wie es in Kapitel 2.5 beschrieben wurde, erhält man nun Informationen über die möglichen Ausrichtungen der Störkörper in den durchgeführten Messungen. Zuvor soll jedoch untersucht werden, in wieweit verschiedene Fehlerquellen die Genauigkeit der gemessenen Daten beeinflussen und damit zu einer eventuellen Fehlinterpretation führen.

5 Fehlerbetrachtung

Bei der Durchführung der Messungen kann es durch verschiedene Umstände zu Ungenauigkeiten der Messwerte kommen.

5.1 Ablesefehler

Für die Messung der Magnetfeldkomponenten muss das Messgerät korrekt platziert werden. Da sich die Messsonden des Magnetometers genau in dessen Mitte befinden muss die quadratische Grundfläche des Geräts ausgemessen werden, um daraus den Mittelpunkt zu bestimmen. Der Ablesefehler am Lineal kann maximal ± 1 mm betragen, was zu einer dauerhaften Fehlplatzierung des Messgeräts und damit zu verfälschten Messwerten führt. Bei diesem Fehler handelt es sich deshalb um einen systematischen Fehler.

5.2 Sondenposition

Die Positionierung der Sonde an einem vorbestimmten Messpunkt erfolgt nach Augenmaß, dadurch werden diesem Punkt möglicherweise nicht die Messwerte zugeordnet, welche der Realität entsprechen. Darüber hinaus kann die Sonde während der laufenden Messung an einem Punkt leicht verrutschen oder nicht exakt parallel zum Messprofil ausgerichtet sein, was zu weiteren Fehlern auf die Messwerte führt. Dadurch kann es zu springenden Messwerten wie beispielsweise in Abbildung 15 kommen. Die Größenordnung dieser Fehlplatzierungen liegt bei ungefähr ± 1 mm.

5.3 Änderung des Hintergrundfelds während der Messung

Obwohl das Magnetfeld der Erde in kurzen Zeiträumen betrachtet weitgehend konstant ist, kann es innerhalb von Minuten zu geringen Änderungen kommen, welche auf eine Änderung der Sonnenaktivität zurückzuführen sind. Sonnenstürme, welche auf die Erde treffen, verzerren das Erdmagnetfeld, sodass das zu Beginn der Messung bestimmte Hintergrundfeld zu einem späteren Zeitpunkt eventuell verändert ist. Dies führt zu einem Fehler auf die Komponenten des Anomaliefeldes. An magnetisch ruhigen Tagen liegt die Schwankung der Komponenten des Erdmagnetfeldes in Bereich einiger 10 nT [3], was relativ zu den Werten des Anomaliefeldes gesehen ein eher geringer Wert ist. Deshalb spielt der so entstehende Fehler in der Versuchsauswertung eine untergeordnete Rolle.

5.4 Geräte im Raum

Vor Beginn der Messung werden nach Möglichkeit alle magnetischen Störkörper aus dem Messbereich entfernt. Es ist jedoch zu beachten, dass sich noch ein Kühlschrank, Heizkörper sowie die elektronischen Geräte der Versuchsteilnehmer in unmittelbarer Nähe des Magnetometers befinden. Dadurch ist die leichte Abnahme der B_x -Komponente des Hintergrundfelds entlang des Messprofils zu erklären, da die im Raum vorhandenen Gegenstände ein eigenes, externes Anomaliefeld erzeugen, welches sich mit dem (annähernd) homogenen Erdmagnetfeld überlagert.

Bei der Berechnung der Anomaliefelder der Störkörper entsteht durch die Geräte im Raum jedoch kein Fehler, da vom gemessenen Feld das überlagerte Feld aus Erdmagnetfeld und externem Anomaliefeld subtrahiert wird und durch diesen Schritt das gesuchte Anomaliefeld unverfälscht berechnet werden kann.

5.5 Mehrdeutigkeit der Messergebnisse

In Abbildung 3 sieht man den theoretischen Verlauf der betrachteten Komponenten eines Dipolfeldes, welches durch einen Permanentmagneten im Untergrund hervorgerufen wird. Auffällig ist dabei, dass die entsprechenden Graphen der Inklinationen 90° und 65° des Magneten sehr ähnlich verlaufen. Bei der Interpretation der ausgewerteten Daten ist deshalb darauf zu achten, dass auch aufgrund der bereits genannten Fehlerquellen magnetische Dipole verschiedener Inklinationen ein ähnliches Anomaliefeld hervorrufen und deshalb im Rahmen unserer Möglichkeiten nicht genau unterschieden werden können, worauf im Rahmen der Interpretation nochmals eingegangen wird.

6 Interpretation

Nachdem in Kapitel 4 das terrestrische Hintergrundfeld und der Verlauf der Komponenten der Störkörpermessungen analysiert wurde, sollen nun die errechneten Daten mit den in Kapitel 2.5 beschriebenen theoretischen Kenntnissen interpretiert werden.

Das Magnetfeld der Erde besitzt entlang des Messprofils eine weitgehende Konstanz der orthogonalen Komponenten B_x , B_y und B_z und kann deshalb als homogen angenommen werden. Lediglich die gemessenen Werte für B_x weisen einen leichten Abfall zum Ende des Messprofils hin auf, die Ursache hierfür wurde bereits in Kapitel 5 erläutert. Da alle weiteren bestimmten Größen wie z.B. H_0 oder I sich direkt aus den Magnetfeldkomponenten berechnen, sind auch diese relativ konstant für das Hintergrundfeld. Dabei beträgt die Inklination etwa 67° , die scheinbare Deklination schwankt um den Wert Null. Dies liegt daran, dass unser Bock entlang der magnetischen und nicht der geographischen Nord-Süd-Richtung ausgerichtet wurde und deshalb nur eine scheinbare Deklination auftritt, die theoretisch für unseren Versuchsaufbau verschwinden sollte.

Im nächsten Schritt finden wir durch den Vergleich der Komponenten des ersten Anomaliefeldes mit den in Abbildung 3 gezeigten Komponentenverläufen eines magnetischen Dipolfelds mögliche Ausrichtungen des ersten Störkörpers im Holzbock. Zunächst fällt auf, dass ΔB_z sich ähnlich verhält wie die Vertikalkomponente eines Dipols, welcher senkrecht unter der Erdoberfläche steht (siehe Abb. 3, Mitte). Die Form beider Graphen stimmt überein, wohingegen der Wert des Maximums variiert. Das gemessene Maximum der Vertikalkomponente des Anomaliefeldes beträgt ≈ 25.000 nT, wohingegen das theoretische Dipolfeld ein Maximum der Komponente von 300 nT aufweist. Die Ursache dieser Abweichung ist in den unterschiedlichen Gegebenheiten von Messung und theoretischer Bestimmung zu suchen. Das in Abbildung 3 dargestellte Feld wurde durch einen Magneten erzeugt, welcher sich 2 m unter der Erdoberfläche befindet, während der Störkörper in unserem Versuchsaufbau lediglich 12 cm unterhalb des Messprofils liegt. Auch das Dipolmoment des Störkörpers ist nicht bekannt, während es für die theoretischen Annahmen 1Am^2 beträgt, deshalb sollte bei der Interpretation weniger auf den Maßstab als auf die Form der Graphen geachtet werden. Auch die Horizontalkomponente H_0 des bestimmten Anomaliefeldes verstärkt aufgrund ihrer Punktsymmetrie die Annahme, dass der Störkörper senkrecht zum Messprofil steht (siehe Abb. 3, Oben). Außerdem wird aufgrund der Lage der Extremstellen klar, dass das magnetische Dipolmoment des Störkörpers im Versuch senkrecht nach unten zeigt, was bedeutet, dass der Südpol nach oben in Richtung des Messprofils zeigt. Die Totalintensität des Anomaliefeldes verläuft ähnlich wie die Vertikalkomponente achsensymmetrisch um den Ort x_0 des Störkörpers und stimmt mit der in Abbildung 3 gezeigten Grafik für $I = 90^\circ$ überein. Deshalb liegt die Vermutung nahe, dass Störkörper 1 tatsächlich die Inklination 90° besitzt. Anzumerken ist, dass ein Störkörper der Inklination 65° einen ähnlichen Komponentenverlauf besitzt wie ein Störkörper mit $I = 90^\circ$ (siehe Abb. 3), deshalb muss die Frage gestellt werden, ob die Genauigkeit der Messungen eine Unterscheidung dieser beiden Ausrichtungen zulässt. Die größere Ähnlichkeit besitzt das bestimmte Anomaliefeld mit dem Feld eines Dipols der Inklination $I = 90^\circ$.

Für die zweite Störkörpermessung wird die vergleichende Vorgehensweise wiederholt. Dabei fällt auf, dass der Graph der Anomalie auf Vertikalkomponente B_z dem Verlauf der Vertikalkomponente eines magnetischen Dipolfeldes der Dipol-Inklination 0° aus Abbildung 3 (Mitte) ähnlich ist, wenn der Graph an der x-Achse gespiegelt wird, sodass Minimum und Maximum ausgetauscht werden. Daraus folgt, dass der Störkörper par-

allel unterhalb des Messprofils liegt und das Dipolmoment (und damit der Nordpol des Magneten) in Richtung des magnetischen Nordpols der Erde zeigt. Die Feldlinien treten an einem Ort $x_0 - d$ senkrecht aus dem Boden aus, B_z ist maximal negativ, wodurch das Minimum des Graphen zustande kommt. An einer anderen Stelle $x_0 + d$ treten die Feldlinien senkrecht in den Boden ein, hier ist die Vertikalkomponente maximal. Der Graph der Horizontalkomponente des Anomaliefeldes ist punktsymmetrisch mit einem Maximum bei x_0 und entspricht in seiner Form ebenfalls dem an der x-Achse gespiegelten Graph der Horizontalkomponente eines Dipols mit $I = 0^\circ$ aus Abbildung 3 (Oben), was die bereits vorhandene Vermutung zur Ausrichtung des Störkörpers bestätigt. Für den Verlauf der Totalintensität des Anomaliefeldes kann die selbe Aussage getroffen werden. Alles in allem sprechen alle Ergebnisse der Auswertung für eine Inklination des zweiten Störkörpers von 0° .

7 Fazit

Im Rahmen dieses Versuchs wird aufgezeigt, welchen Einfluss magnetische Störkörper auf ein lokal homogenes Magnetfeld haben. Durch die Erfassung und Auswertung der Messdaten ist es möglich, einen ungefähren Eindruck über Ort und Ausrichtung dieser Störkörper zu bekommen, was in der Geophysik beispielsweise bei der Erkundung von Erzlagerstätten von großem Interesse ist.

Eine Schlussfolgerung des Versuches ist, dass das Magnetfeld der Erde im Versuchsraum als lokal homogen angesehen werden kann, unter der Voraussetzung, dass sich keine magnetischen Störkörper im näheren Umkreis befinden. Der Ort des ersten Störkörpers wurde auf $x_0 = 50$ cm bestimmt, er steht senkrecht unterhalb des Messprofils und besitzt deshalb die Inklination 90° , wobei für die exaktere Bestimmung dieser weitere, exaktere Messungen nötig wären. Der magnetische Südpol des Störkörpers zeigt nach oben in Richtung des Messprofils. Beim zweiten Störkörper handelt es sich um einen bei $x_0 = 50$ cm parallel unterhalb des Messprofils liegenden magnetischen Dipol der Inklination 0° , dessen magnetischer Nordpol in Richtung des magnetischen Nordpols der Erde zeigt.

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

Regina Beckmann

Miriam Schwarz

Karlsruhe, den 31.01.2015

8 Literaturverzeichnis

- [1] J. Bartlakowski, K.-P. Bonjer, E. Gottschämmer, O. Heidbach, S. Heider, S. Kirschner, D. Kuhn, J. Ritter, J. Mann, M. Spinner, B. Wawerzinek und F. Wenzel (Hrsg.) 2014: Skript Geophysikalische Laborübungen. Karlsruher Institut für Technologie.
- [2] Helmholtz-Zentrum Potsdam 2015. Deklinationsrechner [online] <http://www.gfz-potsdam.de/deklinationsrechner/> [Zugriff am 24.01.2015].
- [3] Wikipedia 2015. Magnetischer Sturm [online] http://de.wikipedia.org/wiki/Magnetischer_Sturm [Zugriff am 29.01.2015].
- [4] Forschungszentrum Karlsruhe 2000. Pressemitteilung: Der Geodynamo [online] <https://idw-online.de/de/news17359> [Zugriff am 29.01.2015].
- [5] Wissenschaft aktuell. Wenn Norden plötzlich Süden wird [online] <http://www.pm-magazin.de/a/wenn-norden-pl%C3%B6tzlich-s%C3%BCden-wird> [Zugriff am 29.01.2015].

Abbildungsverzeichnis

1	Feld eines infinitesimalen magnetischen Dipols	4
2	Geometrischer Zusammenhang der Komponenten des Erdmagnetfelds . .	7
3	Komponentenverlauf des Anomaliefeldes eines magnetischen Dipols	10
4	Gemessener Komponentenverlauf des magnetischen Hintergrundfeldes . .	14
5	Gemessener Verlauf von Inklination I und scheinbarer Deklination D_S des Hintergrundfeldes	15
6	Messwerte für B_x, B_y, B_z der ersten Störkörpermessung	16
7	Berechnete Werte für Inklination und Deklination der ersten Störkörper- messung	17
8	Berechnete Werte für T aus den verschiedenen Messungen	18
9	Berechnete Werte für H_0 aus den verschiedenen Messungen	19
10	Anomalie auf die Horizontalkomponente H_0 der ersten Störkörpermessung	20
11	Anomalie auf die Vertikalkomponente B_z der ersten Störkörpermessung .	21
12	Anomalie auf die Totalintensität T der ersten Störkörpermessung	21
13	Messwerte für B_x, B_y, B_z der zweiten Störkörpermessung	22
14	Gemessener Verlauf von Inklination I und scheinbarer Deklination D_S der zweiten Störkörpermessung	23
15	Anomalie ΔH_0 der zweiten Störkörpermessung	24
16	Anomalie ΔB_z der zweiten Störkörpermessung	24
17	Anomalie ΔT der zweiten Störkörpermessung	25

Anhang

- Tab. 1: Flussdichtevektor des Erdmagnetfeldes in Karlsruhe, Boston und Vancouver
- Tab. 3.2: Messdaten der Hintergrundfeldmessung
- Tab. 3.3: Messprotokoll Störkörper 1 und Werte für B_x, B_y, B_z
- Tab. 3.4: Messprotokoll Störkörper 2 und errechnete Komponenten B_x, B_y, B_z der Messung
- Tab. 3.5: Werte für B_x, B_y, B_z, H_0 der Hintergrundfeldmessung
- Tab. 3.6: Werte für T, I, D_S der Hintergrundfeldmessung
- Tab. 3.7: H_0, T, I, D_S erste Störkörpermessung
- Tab. 3.8: Anomalien auf H_0, B_z, T der ersten Störkörpermessung. Werte für H_0, B_z, T der Messung
- Tab. 3.9: H_0, T, I, D_S der zweiten Störkörpermessung
- Tab. 3.10: Anomalien auf H_0, B_z, T der zweiten Störkörpermessung. Werte für H_0, B_z, T der Messung