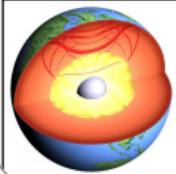


Einführung in die Geophysik I

Gravimetrie II

Thomas Bohlen, Geophysikalisches Institut, Fakultät für Physik

Seismologie



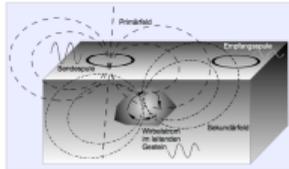
Seismik



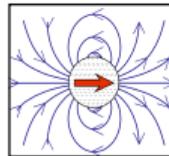
Georadar



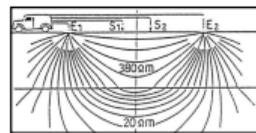
Elektromagnetik



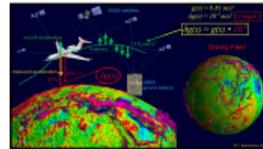
Magnetik



Geoelektrik



Gravimetrie



Inhalte der Vorlesung

Einführung in die Geophysik I, WS 2023/24, Kl. HS B

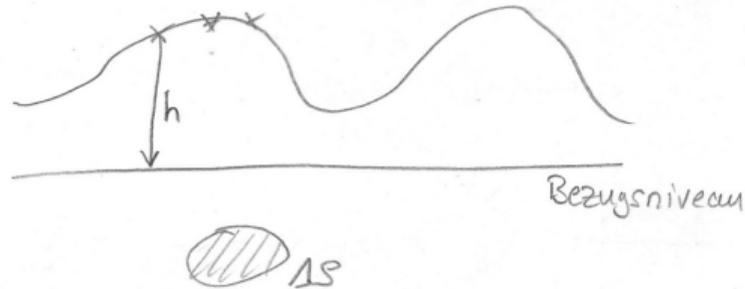
#	Datum	Vorlesung (09:45-11:15h)	Übungen (11:30-12:30h)
1	25.10.23	Einführung, Wellenausbreitung	
	01.11.23	Feiertag	
2	08.11.23	Wellenausbreitung	
3	15.11.23	Refraktionsseismik	Ü1: Moduln
	22.11.23	Studieninformationstag, Keine Vorlesung	
4	29.11.23	Reflexionsseismik I	
	06.12.23	Reflexionsseismik II	Ü2: Refraktionsseismik
5	13.12.23	Elektromagnetische Felder	Ü3: Reflexionsseismik
6	20.12.23	Georadar	
7	10.01.24	Goelektrik	Ü4: Georadar
8	17.01.24	Gravimetrie	Ü5: Goelektrik
9	24.01.24	Gravimetrie	
10	31.01.24	Magnetik	Ü6: Gravimetrie
11	07.02.24	Magnetik	Ü7: Magnetik
	14.02.24	Klausur	

Agenda

- Zusammenfassung Schwerereduktionen
- Schwerereanomalien
- Messung der Schwere
- Oberflächennahe Erkundung
- Zusammenfassung
- Referenzen

Zusammenfassung der Schwerereduktionen

Zusammenfassung der Schwere Korrekturen



Ziel: Korrektur von Störfaktoren zur Herkausarbeitung von Anomalien
→ Reduktion auf ein Bezugsniveau

Schwerereduktionen

Das Ziel der Reduktionen ist die Korrektur von Störfaktoren, die das gravimetrische Signal einer Anomalie der Dichte im Untergrund verdecken können.

Störfaktoren

- 1 Fliehkraft durch Erdrotation
- 2 Topographie der Erdoberfläche
- 3 Umgebende bekannte Gesteinsschichten
- 4 Berge/Täler
- 5 Gezeiten

Korrekturen

- 1 a) Normalschwerereduktion und b) Breitenkorrektur
- 2 Freiluftreduktion
- 3 Bouguerreduktion
- 4 Geländereduktion
- 5 Basismessung

Zusammenfassung der Schwerereduktionen

1a) Normalschwerereduktion (

– Korrektur der Gravitation des Ellipsoids und
der Fliehkraft

$$\gamma_0 = \frac{a \gamma_a \cos^2(\varphi) + c \gamma_c \sin^2 \varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + c^2 \sin^2 \varphi}}$$

"Internationale Schwereformel"

$a = 6378 \text{ km}$ Äquator

$c = 6357 \text{ km}$ Pol

$\gamma_a = 9,780 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ Äquator

$\gamma_b = 9,832 \dots \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ Pol

φ : geogr. Breite

1b) Breitenreduktion

$$\Delta \gamma_0 = 8,1 \cdot 10^{-4} \sin^2(2\varphi_B) \cdot \Delta y \text{ [mgal]}$$

Lokale Korrektur zu 1a

Δy : Profildistanz
in N-S-Richtung
[km]

Zusammenfassung der Schwerereduktionen

2) Freiluftreduktion

$$\Delta g_{FE} = -0,3086 \cdot h \text{ [mgal]} \quad h: \text{Meßhöhe [m]}$$

3) Bouguer^ureduktion

$$\Delta g_B = 2\pi G \rho h \text{ [mgal]}$$

4) Geländereduktion

5) Basismessung

Agenda

- Zusammenfassung Schwerereduktionen
- **Schwerereanomalien**
- Messung der Schwere
- Oberflächennahe Erkundung
- Zusammenfassung
- Referenzen

Definition von Schwereanomalien

Definition von Anomalien

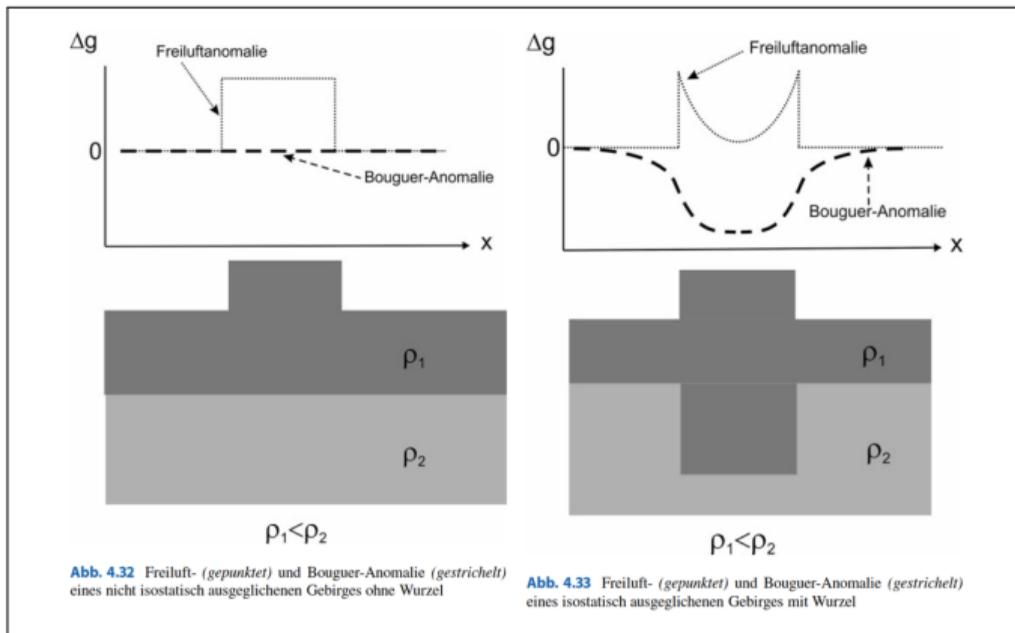
1) Freiluft-Anomalie : $\Delta g_{FE} = g_{obs} + \delta g_{FE} - \gamma_0$
 (Keine Massenkorrektur)

\uparrow Messwert \uparrow Freiluft-Korrektur \uparrow Normalschwere
 $(+ \delta g_{FOP0})$

2) Bouguer - Anomalie $\Delta g_B = g_{obs} + \delta g_{FE} + \delta g_{FOP0} - \gamma_0$
 (enthält) auch Massenkorrektur

Der Vergleich dieser beiden Anomalien kann etwas über die Massenverteilung im Untergrund aussagen.
 Vergleich Δg_{FE} und Δg_B bei isostatisch ausgeglichene(m) Gebirge :

Interpretation von Freiluft- und Bouguer-Anomalie über einem Gebirge



Clauser (2016)

Interpretation von Freiluft- und Bouguer-Anomalie über einem Gebirge

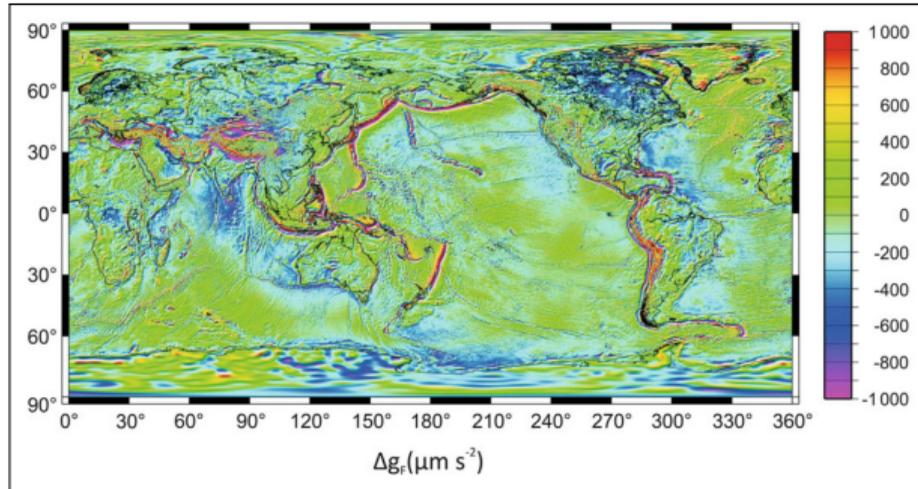
- Isostatisch nicht ausgeglichenes Gebirge (keine Gebirgswurzel)
 - Freiluftanomalie korreliert mit der Topographie (Wirkung der zusätzliche Masse des Gebirges)
 - Bougueranomale zeigt keine ausgeprägte Veränderung (keine Gebirgswurzel)
- Isostatisch ausgeglichenes Gebirge (mit Gebirgswurzel)
 - Freiluftanaomalie zeigt Sprünge an Gebirgsflanken (zusätzliche Masse des Gebirges)
 - Freiluftanaomalie zeigt Minimum im Zentrum des Gebirges (Wirkung der Gebirgswurzel)
 - Bougueranomale zeigt negative Anomalie (Wirkung der Gebirgswurzel)

Globale Karten der Freiluft- und Bougueranomalien

- Das diesen Darstellungen zugrunde liegende Schweremodell kombiniert Daten der Satelliten GRACE und LAGEOS mit an Land und auf See gewonnenen Schweredaten.
- Diese gemessenen Daten wurden angepasst ein ein globales Modell (Kugelfunktionsentwicklung bis zum Grad $l=2190$ und zur Ordnung $m=2159$).
- Auf diese Weise liegt ein globales Schweremodell vor, welches auch die Satellitendaten beschreibt. Der über den ganzen Globus gemittelte Gesamtfehler der Schwereanomalie beträgt $40 - 170 \mu m/s^2$.

Clauser (2016)

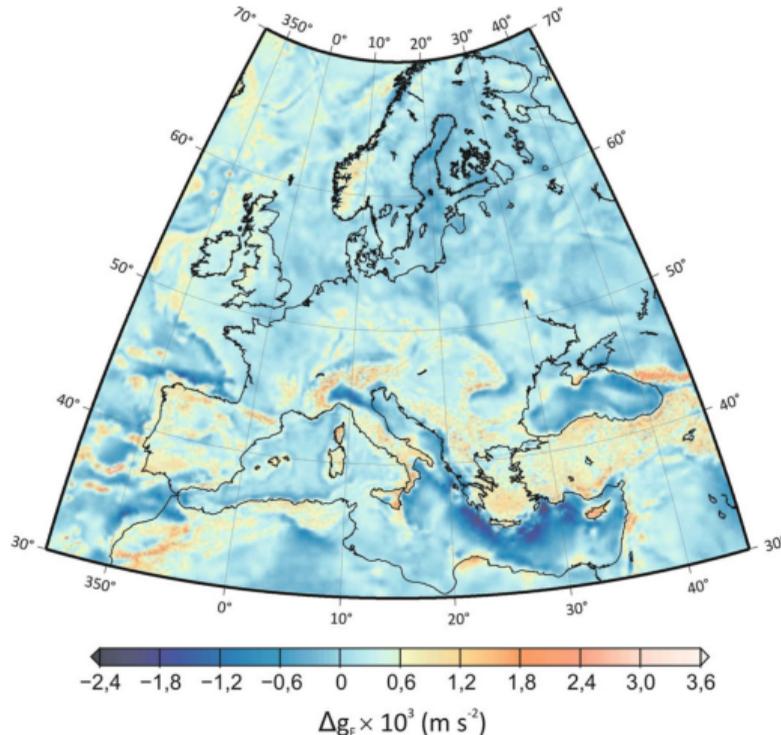
Globale Freiluftanomalie



- Die Gebirgsketten und mittelozeanischen Rücken sind wegen der mit ihnen verbundenen Überschussmasse durch positive Werte gekennzeichnet.
- Die großen Sedimentbecken durch negative Werte wegen ihrer im Vergleich mit dem Grundgebirge geringeren Dichten .
- Deutlich sind auch Subduktions- und Bruchzonen zu erkennen sowie die Ketten der Tiefseeberge.
- Gebirge ohne Wurzel weisen positive Freiluftanomalien auf.

Clauser (2016)

Freiluftanomalie in Europa

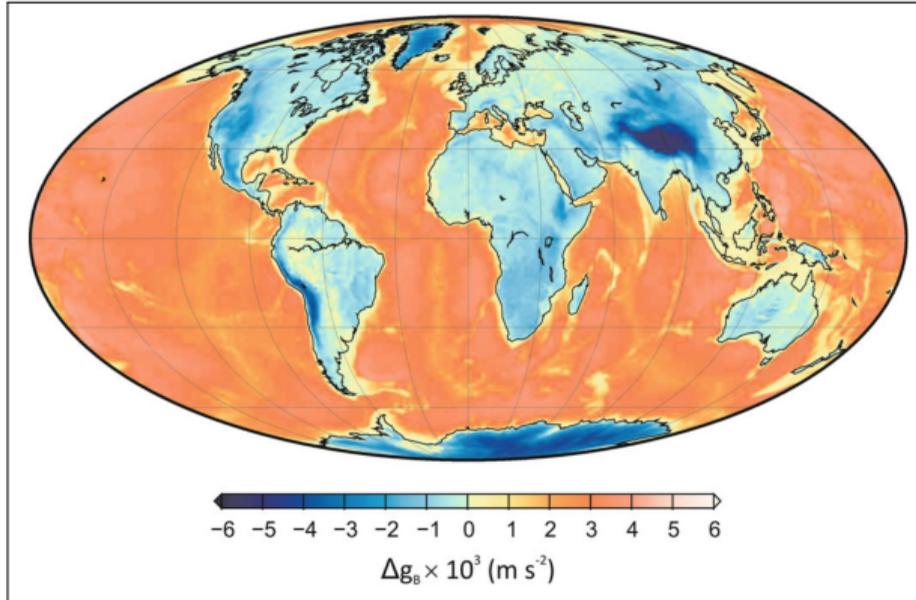


- Gebirge ohne Wurzel, wie z. B. Schwarzwald und Vogesen, weisen positive Freiluftanomalien auf.
- In Europa: Hochgebirge (von W nach E: Pyrenäen, Alpen, Hohe Tatra, Karpaten) und Mittelgebirge (z.B. Vogesen und Zentralmassiv in Frankreich; Schwarzwald, Rheinisches Schild, Bayerischer Wald in Deutschland; Apennin in Italien; Dinariden auf dem Balkan).

Clauser (2016)



Globale Bougueranomalie

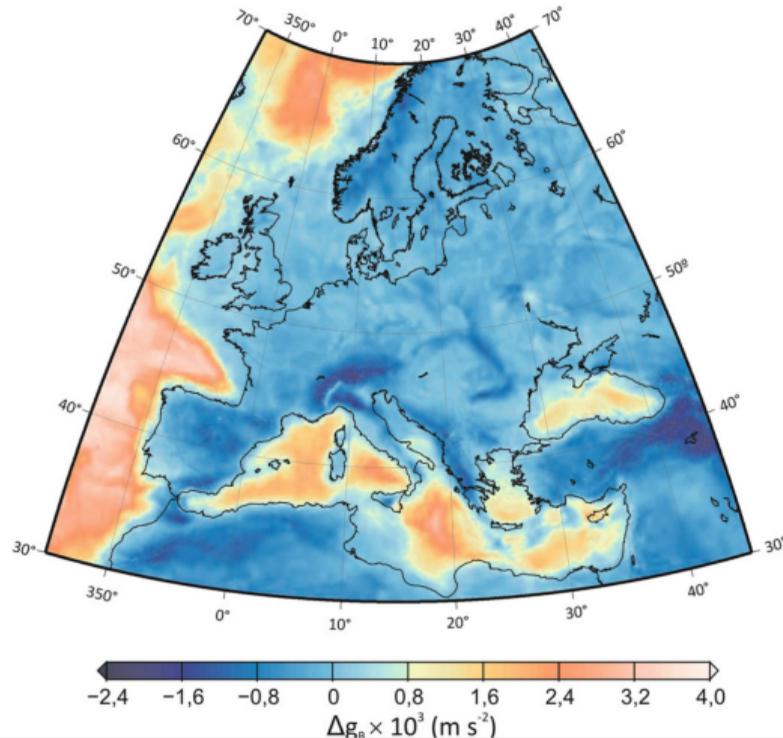


Negative Anomalien

- Wurzeln der weitgehend isostatisch kompensierten Gebirgsketten von Himalaya, Anden und Rocky Mountains.
- Unter ihrer Eislast in den Mantel eingesunkene Kruste Grönlands und der Antarktis.

Clauser (2016)

Bougueranomalie in Europa

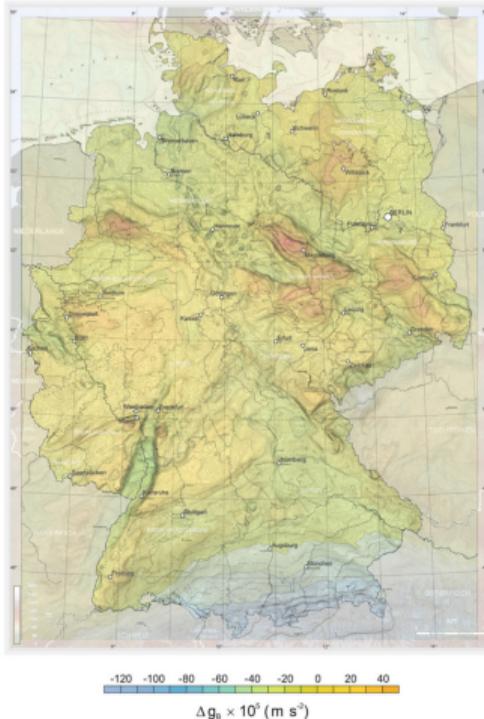


- An ihren negativen Anomalien erkennt man die Wurzeln der weitgehend isostatisch kompensierten Gebirgsketten von Alpen, Karpaten und Pyrenäen.
- Ebenso die sich nach dem Abschmelzen ihrer Gletscherbedeckung noch immer in Hebung befindliche, isostatisch nicht ausgeglichene Kruste Fennoskandiens.

Clauser (2016)

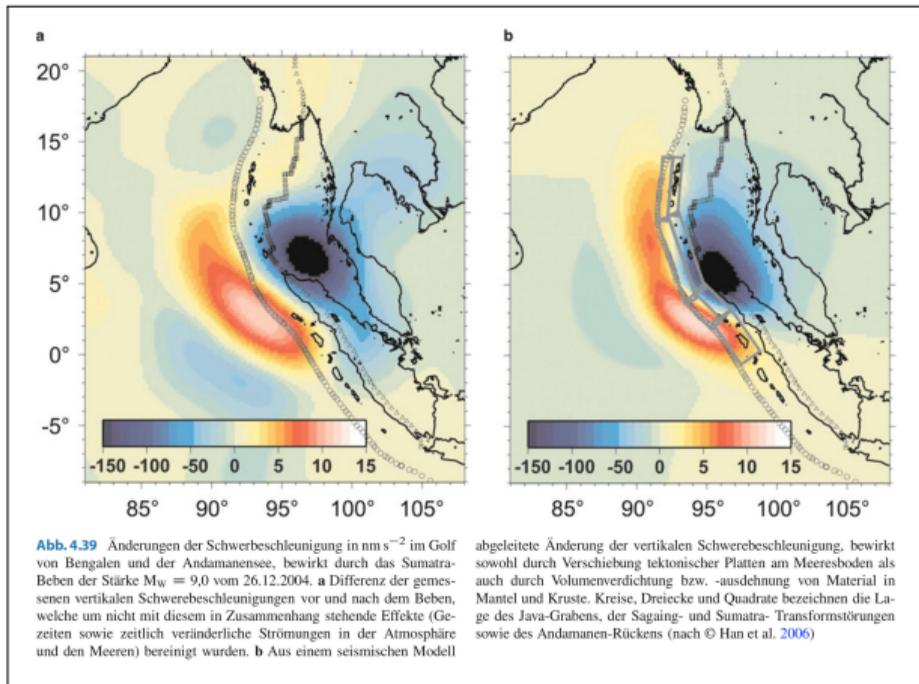
Bouguer-Anomalie in Deutschland

Abb. 4.36 Karte der Bouguer-Anomalien Δg_B (4.89) in Deutschland und grenznahen Gebieten der Nachbarländer, bezogen auf das International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71) und die Normalschwerkereformel des GRS90-Niveauellipsoids. Das Isolinen-Intervall beträgt $10^{-3} \mu\text{m s}^{-2}$. Für die Berechnung der sphärischen Bouguer-Reduktion bis 166,7 km wurde eine Dichte von 2670 kg m^{-3} verwendet. Das Reduktionsniveau lag bei 0 m über NN (Quelle: © LIAG 2010)



- Das ausgeprägte Minimum unter den Alpen von bis zu $800 \mu\text{m/s}^2$ wird durch das tiefe Eintauchen ihrer weniger dichten Gebirgswurzel in den dichteren Mantel bewirkt.
- Gebirge ohne Wurzel, wie z. B. Schwarzwald und Vogesen, zeigen keine oder nur schwach ausgeprägte Anomalien.
- Keine Signatur von Harz und Schwarzwald: Fehlen entsprechender Gebirgswurzeln.
- Signaturen des Oberrheingrabens sowie der Niederrheinischen Bucht und der vulkanischen Intrusionen im norddeutschen Sedimentbecken.

Regionale Veränderung der Scherebeschleunigung nach dem Sumatra-Beben 2014



Hohe Auflösung der Satellitengravimetrie (10^{-9}m/s^2) ist konsistent mit Modellen tektonischer Verschiebungen

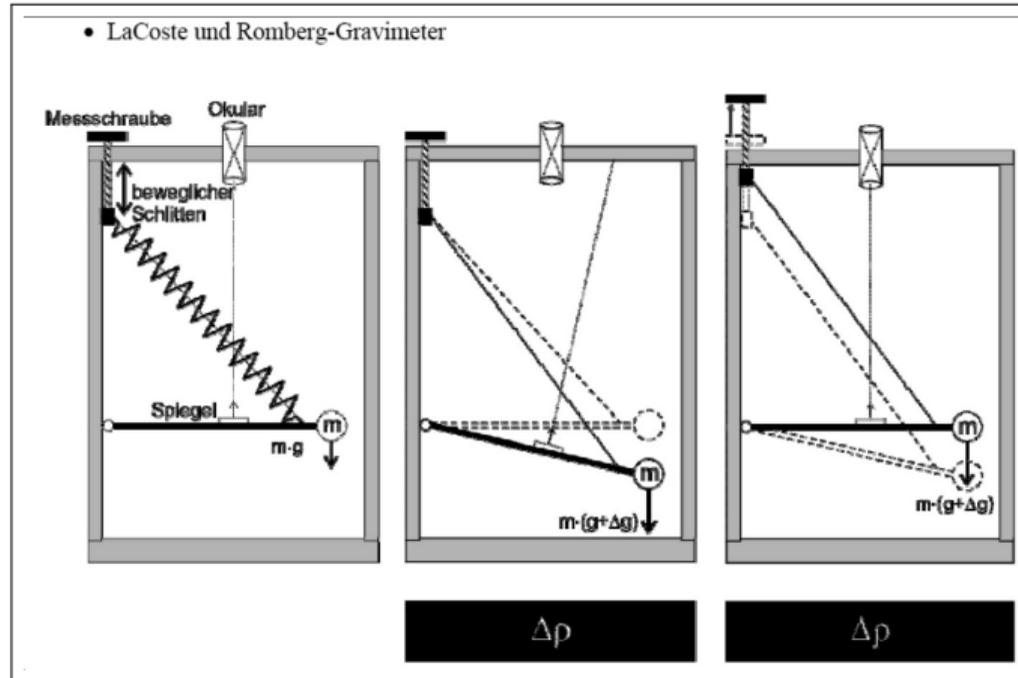
Agenda

- Zusammenfassung Schwerereduktionen
- Schwerereanomalien
- **Messung der Schwere**
- Oberflächennahe Erkundung
- Zusammenfassung
- Referenzen

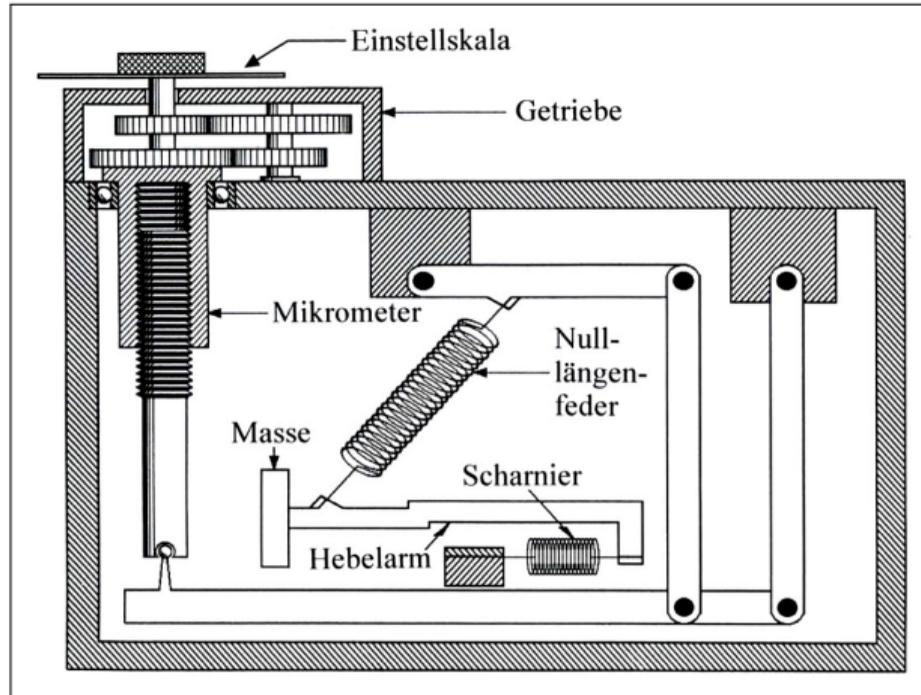
Absolute und relative Messungen der Schwere

<u>absolute Messungen</u>	<u>relative Messungen</u>
<ul style="list-style-type: none"> • Pendelschwingungen 	<ul style="list-style-type: none"> • Federpendel
Schwingungsdauer: $T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}$	Hooksches Gesetz: $F_g = m \cdot g = k \cdot l$
l : Pendellänge => g berechenbar	k : Federkonstante Kraftänderung ~ Längenänderung $\Rightarrow m(g + \Delta g) = k(l + \Delta l)$ $\Rightarrow \Delta l \sim \Delta g$ $\Rightarrow \Delta g \text{ berechenbar}$
<ul style="list-style-type: none"> • freier Fall 	Einheit: $m/s^2 = 100 \text{ cm/s}^2 = 100 \text{ Gal}$ $1 \text{ gal} = 1000 \text{ mgal}$
t : Fallzeit h : Höhe $t = \sqrt{\frac{2h}{g}}$ => g berechenbar	

Astasierung: Steigerung der Empfindlichkeit

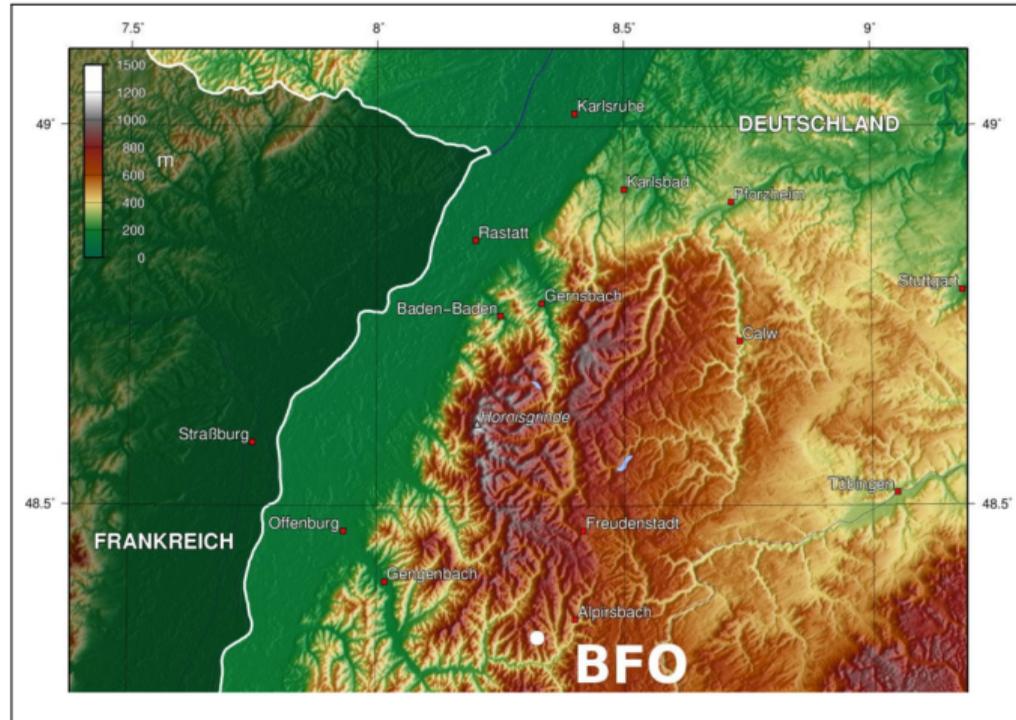


Prinzip des LaCoste-Romberg Gravimeters

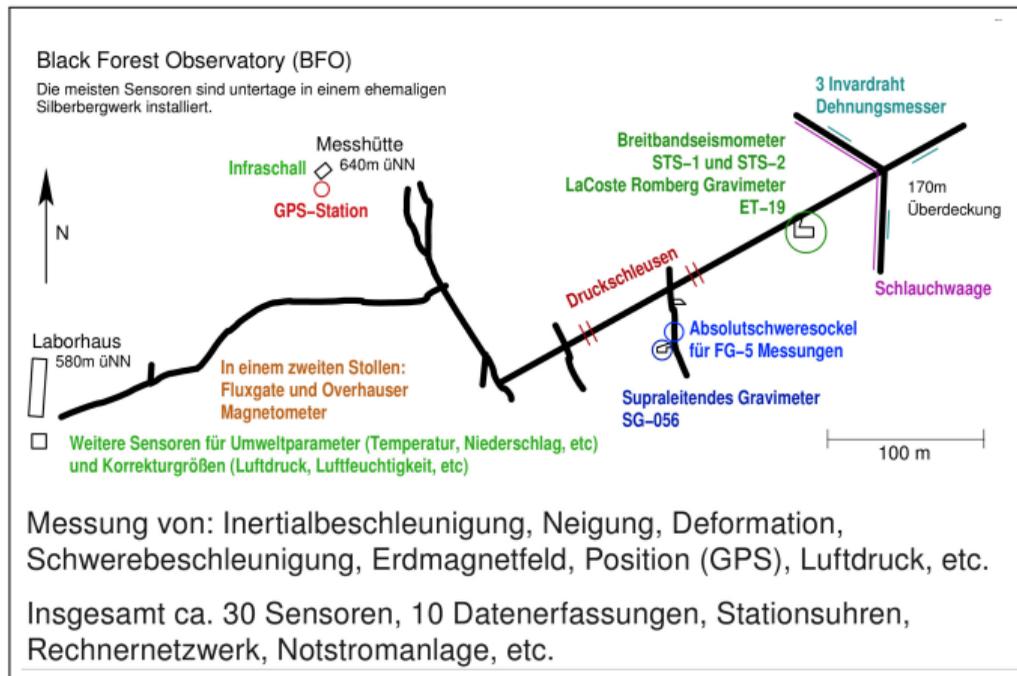


Die Genauigkeit liegt heute in der Größenordnung 10^{-7} bis $10^{-8} m/s^2$. Die Ablesung erfolgt elektronisch.

Supraleitendes Gravimeter am BFO



Stollenplan des BFO



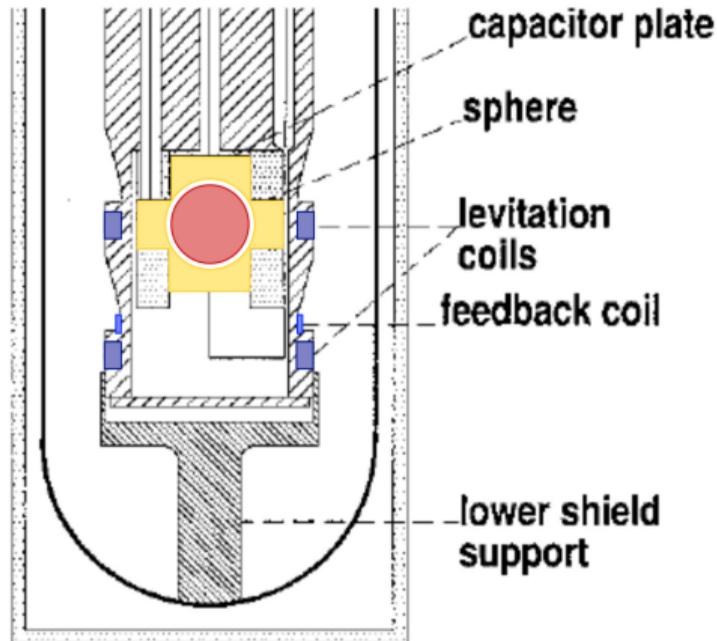
Supraleitendes Gravimeter SG056 am BFO



Eine supraleitende Probemasse ist in einem Magnetfeld aufgehängt, das von Strömen in supraleitenden Spulen erzeugt wird. Das SG056 am BFO ist ein Doppelkugelgerät mit zwei Sensoren.

- Bei einem supraleitenden Gravimeter ersetzt ein Magnetfeld, das von zwei supraleitenden Spulen erzeugt wird, die mechanische Feder. Der Vorteil dieses Sensorsystems liegt darin, dass es eine hohe Langzeitstabilität gewährleistet. Die Probemasse bildet eine Hohlkugel aus Niob mit 25.4 mm Durchmesser.
- Erreicht wird die für die Supraleitung erforderliche tiefe Temperatur durch flüssiges Helium, das sich in einem Dewar-Gefäß befindet, in dem das eigentliche Gravimeter hängt.

Supraleitendes Gravimeter SG056 am BFO



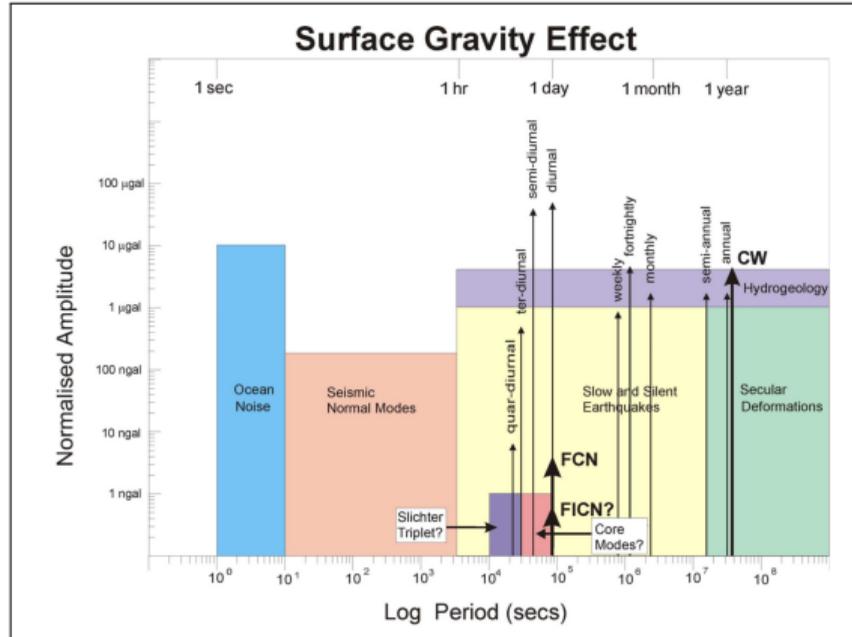
- Beschleunigungsänderungen lenken den Probekörper aus der definierten Nulllage. Durch ein Regelsystem, wird die Probemasse in die Nullposition zurückgeführt. Das Messsignal liefert die Spannung, die hierfür erforderlich ist.
- Supraleitende Gravimeter zeichnen sich durch eine sehr hohe Auflösung aus, die kleiner als $0.1 \cdot 10^{-9} m/s^2$ ist.
- Die hohe Genauigkeit wird erzielt durch die Betriebsbedingungen nahe dem absoluten Nullpunkt und die fast vollständige Abschirmung des Sensors vor Umgebungseinflüssen wie Temperatur, Luftdruck und Magnetfelder.
- Durch die Verwendung supraleitender Spulen, in denen Ströme dauerhaft und konstant fließen, ist der Gang kleiner als $100 nm/s^2$ pro Jahr

Supraleitendes Gravimeter SG056 am BFO

Aufgrund der hohen Sensitivität und Langzeitstabilität werden vor allem Signale mit großen Perioden ausgewertet

- Hochgenaue Erfassung der Gezeiten der festen Erde zur Herleitung von Parametern, welche die elastische Antwort der Erde auf Gezeitenkräfte beschreiben.
- Erfassung von Schwereänderungen infolge der Polbewegung.
- Detektion von seismisch induzierten Eigenschwingungen der Erde.
- Detektion der Eigenmoden des Erdkerns.
- Untersuchung von Krustendeformationen durch ozeanische und atmosphärische Auflast.

Ursachen für zeitabhängige Veränderungen der Schwere



(Crossley et al., 1999, EOS, 80, 121–126)

Schweremessungen durch Bahnstörungen von Satelliten

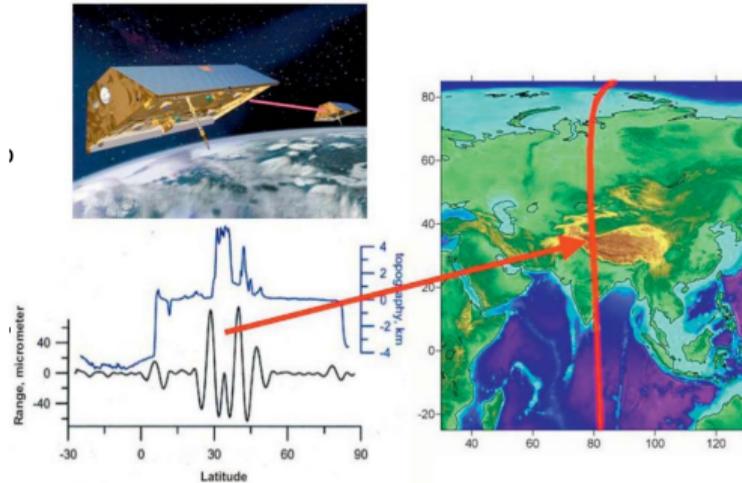


Abb. 3: Das GRACE-Satellitenpaar und das Prinzip der K-Band-Messung dieser Tandem-Satellitenmission

Satellitenpaar GRACE fliegt seit 2002 in einer Höhe von 450-500 km in einem Abstand von 200 km. Sie machen 15 Erdumläufe pro Tag (Förste 2010).

- Mittels eines Mikrowellen-Messsystems im K-Band wird der Abstand zwischen beiden Satelliten auf 1/100 Millimeter genau vermessen.
- Überfliegt das Satellitenpaar eine positive Massen-anomalie, z. B. ein großes Gebirgsmassiv, so wird der vorausfliegende Satellit bei der Annäherung stärker beschleunigt als der ihm folgende Satellit und der Abstand zwischen beiden Satelliten vergrößert sich. Überquert der erste Satellit die Anomalie, beginnt für ihn die Abbremsphase, während der zweite noch beschleunigt wird.

Messungen von Schweregradienten in Satelliten



Abb. 4: Künstlerische Animation des Satelliten GOCE
 (Quelle: ESA - AOES Medialab)

Satellit GOCE flog 2009-2013 in 250 km Höhe. (Förste (2010))

- Der Massenschwerpunkt eines die Erde umkreisenden Satelliten befindet sich im schwerelosen Zustand.
- In geringem Abstand vom Massenschwerpunkt sind differentielle Schwerkkräfte (Schweregradienten) spürbar, die als Beschleunigungsdifferenzen messbar sind.
- Dafür enthält der GOCE-Satellit sechs Beschleunigungsmesser, die paarweise im Abstand von ca. 0,5 m in den drei Raumrichtungen symmetrisch zum Massenschwerpunkt angeordnet sind.
- Steigerung der räumlichen Auflösung gegenüber GRACE um den Faktor 2

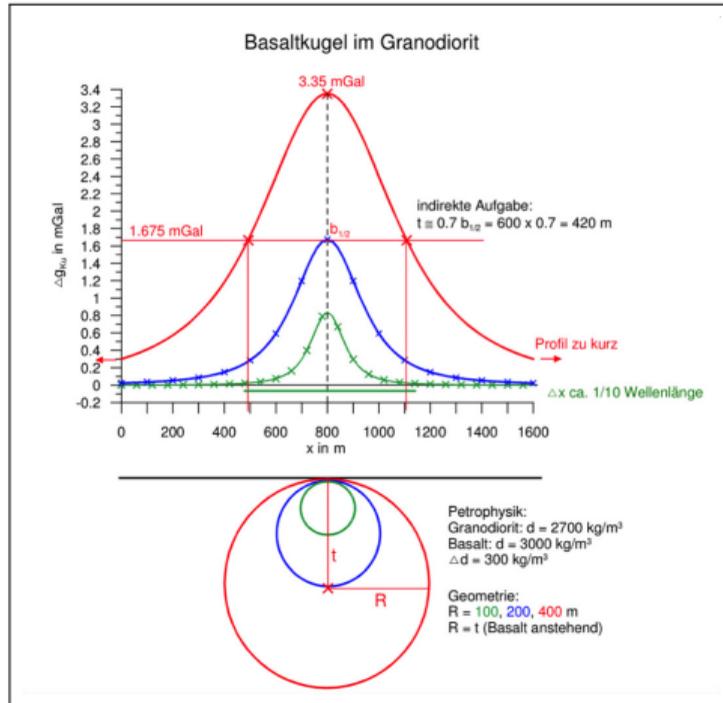
Agenda

- Zusammenfassung Schwerereduktionen
- Schwerereanomalien
- Messung der Schwere
- **Oberflächennahe Erkundung**
- Zusammenfassung
- Referenzen

Auswertung von Schwereanomalien

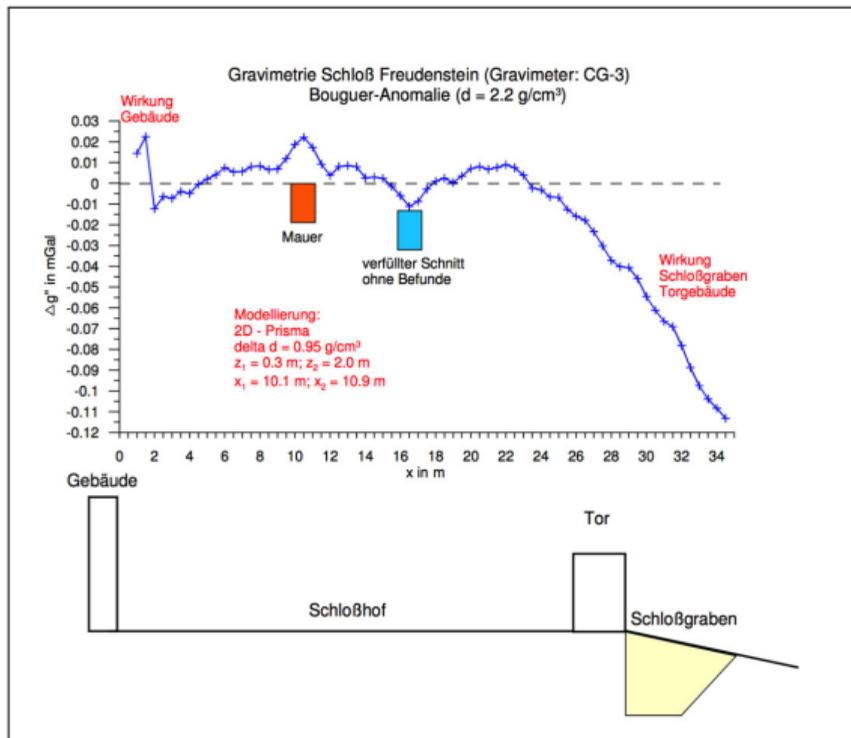
- Zur Auswertung wird eine iterative Inversion der an der Erdoberfläche beobachteten Beschleunigung $\Delta g(x, y, z = z_0)$ durchgeführt.
- Man erhält ein Dichtemodell $\rho(x, y, z)$.
- Die Anpassung der Daten gelingt meistens sehr gut.
- Zur Reduktion der Anzahl der freien Parameter besteht das Computer-Modell oft aus geometrisch einfachen Objekte wie Schichten, Kugeln und Prismen, die in der Form und Position verändert werden können.
- Die Mehrdeutigkeiten sind in der Regel sehr groß, d.h. es existieren viele äquivalente Modelle $\rho(x, y, z)$, die die Beobachtungen $\Delta g(x, y, z = z_0)$ gleich gut beschreiben können.

Ausdehnung und Amplitude von Anomalien

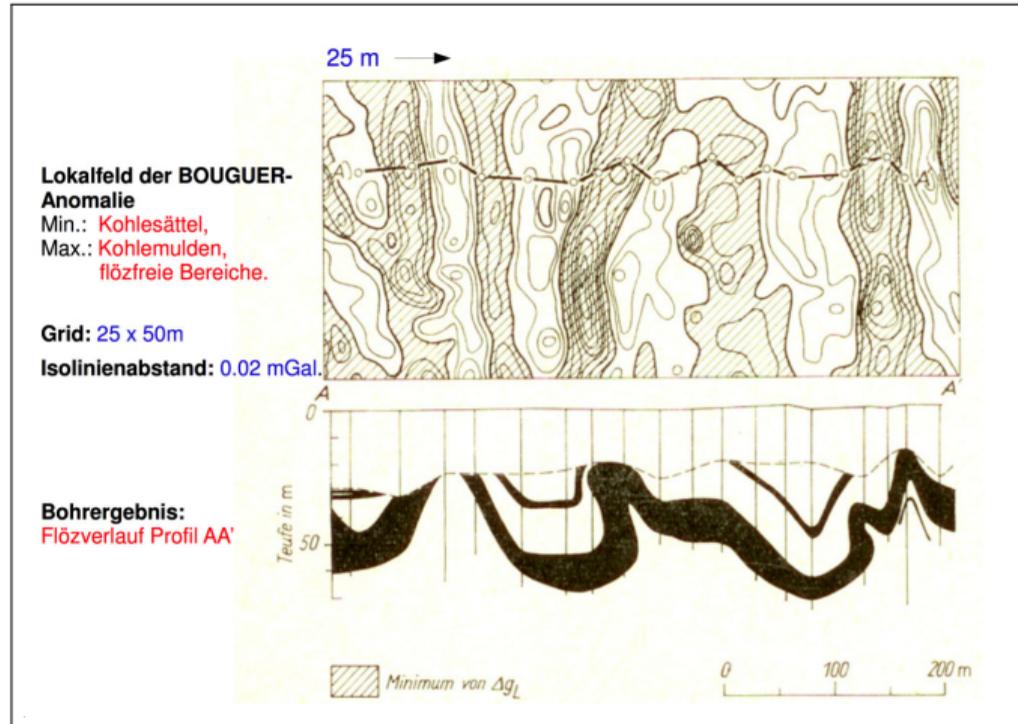


- Je tiefer die Anomalie desto geringer die Amplitude des Signals und desto räumlich ausgedehnter ist die Anomalie an der Erdoberfläche

Mikrogravimetrie im Schloß Freudenstein in Freiberg



Prospektion Kohleflöze



Agenda

- Zusammenfassung Schwerereduktionen
- Schwerereanomalien
- Messung der Schwere
- Oberflächennahe Erkundung
- Zusammenfassung
- Referenzen

Zusammenfassung

- Vor der Interpretation einer Schweremessungen müssen verschiedene Korrekturen durchgeführt werden:
 - ① Die Fliehkraft durch Erdrotation wird durch die Normalschwerereduktion und Breitenreduktion eliminiert.
 - ② Höhenveränderungen durch Geländetopographie werden durch die Freiluftreduktion korrigiert.
 - ③ Die mittlere Gesteinswirkung umgebender Gesteine wird durch die Bougerreduktion herausgerechnet.
 - ④ Die Wirkung benachbarter Berge und Täler wird durch die Geländereduktion entfernt.
 - ⑤ Zeitabhängige Veränderungen durch Gezeiten können durch die Subtraktion einer Basismessung berücksichtigt/entfernt werden.

Zusammenfassung

- Interpretation von Schereanomalien
 - Die Freiluftanomalie korreliert mit der Topographie.
 - Die Bouguer-Anomalie zeigt laterale Dichteveränderungen unterhalb des Bezugsniveaus an.
 - Eine gemeinsame Auswertung der Freiluft- und Bouguer-Anomalie kann Hinweise auf z.B. Gebirgswurzeln geben.

Zusammenfassung

- Die Schwere kann auf viele verschiedene Arten mit unterschiedlicher Genauigkeit gemessen werden:
 - Absolutgravimeter messen die absolute Beschleunigung, z.B. im Fallversuch.
 - Relativgravimeter die räumlichen (lateralen) Veränderungen: LaCoste-Romberg, Supraleitende Gravimeter, Satelliten.
 - Die größte Genauigkeit und Langzeitstabilität kann heute mit (stationären) supraleitenden Gravimetern erzielt werden.
 - Die Beobachtungen von Satelliten erlaubten in den letzten 10 Jahren erstmals die globale Abtastung der Schwerefeldes mit sehr guter Genauigkeit.
 - Diese zeigen u.a. die Dynamik im Erdinneren und sogar kleinräumige tektonische Verschiebungen, z.B. nach einem Erdbeben.
- In der oberflächennahen Erkundung ist die Mikrogravimetrie eine effiziente Methode zur Detektion von oberflächennahen Dichteanomalien.



Vielen Dank für Ihre Aufmerksamkeit

✉ Thomas.Bohlen@kit.edu

🔗 <http://www.gpi.kit.edu/>

Veröffentlicht unter  Lizenz.

Agenda

- Zusammenfassung Schwerereduktionen
- Schwerereanomalien
- Messung der Schwere
- Oberflächennahe Erkundung
- Zusammenfassung
- Referenzen

Referenzen

Clauser, C. (2016), *Einführung in die Geophysik : globale physikalische Felder und Prozesse in der Erde*, 2., aktualisierte und korrigierte auflage edn, Springer Spektrum.

URL: <http://d-nb.info/1071247999/04>

Förste, C. (2010), 'Das Schwerfeld der Erde und seine Vermessung mit Satelliten', *Vermessung Brandenburg* **15**(1), 109–120.

URL: https://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/item_243574