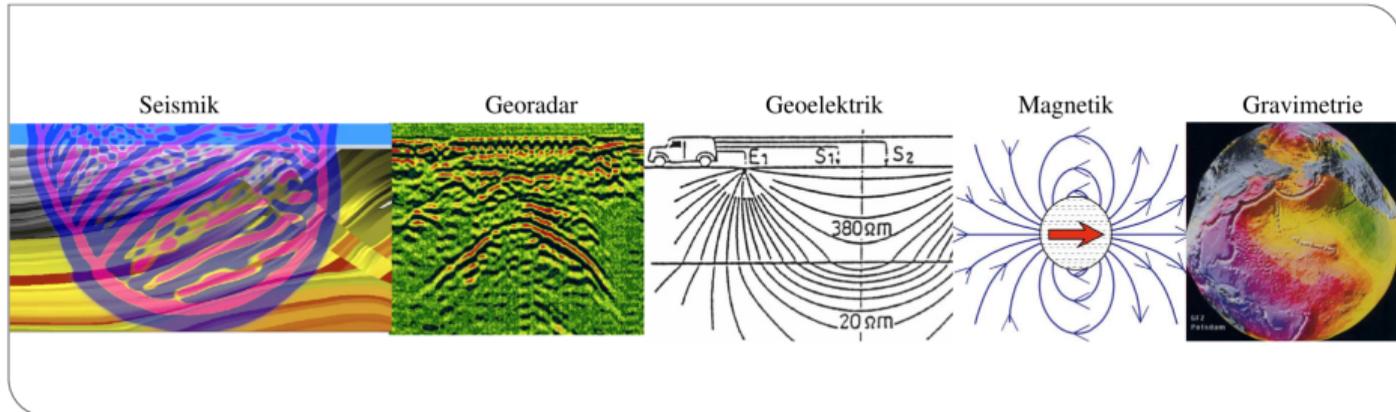


# Zusammenfassung zur Einführung in die Geophysik I

Laura Gaßner, Geophysikalisches Institut, KIT Fakultät für Physik



# Teil I

## Seismik

# Seismik - Übersicht

- Die Seismik beschäftigt sich mit der Abbildung von Strukturen im Erdinneren mit Hilfe von seismischen Wellen.
- In der Seismik werden Raumwellen (P- und S-Wellen) sowie Oberflächenwellen (Rayleigh- und Lovewellen) verwendet. Die Wellen unterscheiden sich bezüglich ihres Wellenweges (Raum, Oberfläche), der Partikelbewegung (longitudinal, transversal, elliptisch) sowie der Ausbreitungsgeschwindigkeit ( $V_p > V_s > V_{R/L}$ ).
- Die Ausbreitung der seismischen Wellen kann mit Hilfe von Strahlen beschrieben werden. Diese stehen senkrecht auf einer Wellenfront.
- Das Huygens'sche Prinzip beschreibt die Ausbreitung von Wellenfronten.
- Das Fermatsche Prinzip beschreibt die Ausbreitung von Strahlen.
- Aus dem Fermatschen Prinzip ergibt sich das Brechungsgesetz mit dem Ausbreitungswege bei bekannten Geschwindigkeiten in der Erde berechnet werden können.

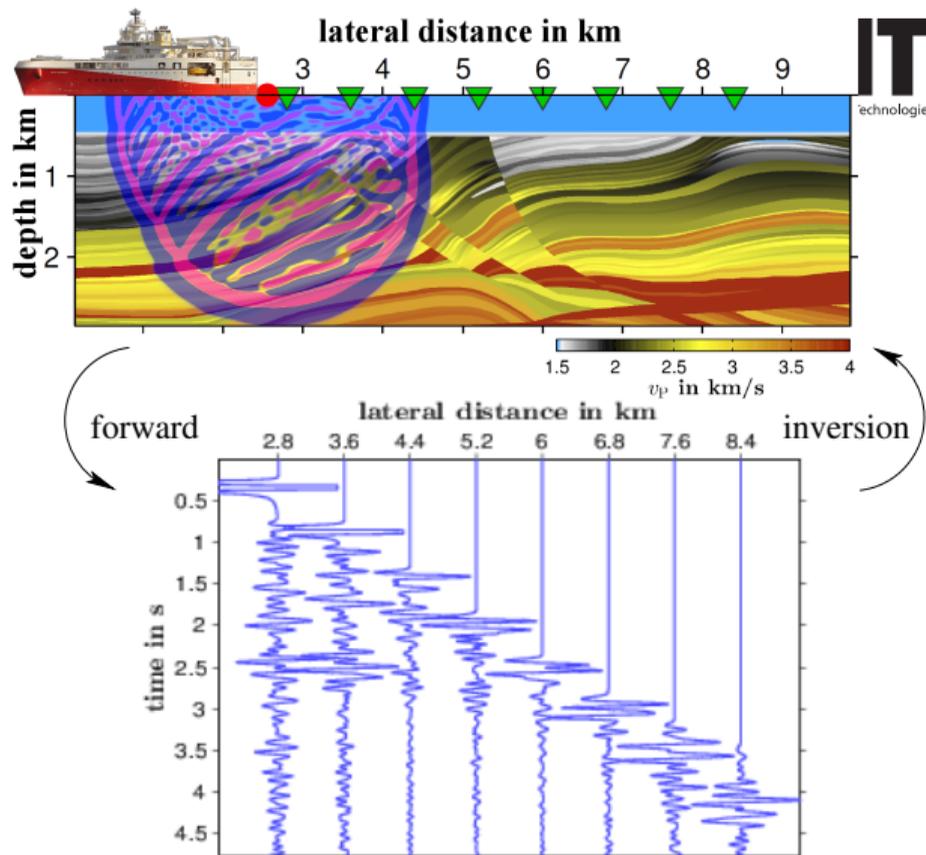
# Prinzip der Seismik

Wellenausbreitungseffekte sind u.a.

- Reflexion
- Refraktion
- Streuung

Ziele der Seismik

- 1 Abbildung von geologischen Grenzflächen: "Migration"
- 2 Rekonstruktion der Ausbreitungsgeschwindigkeit: "Inversion/Tomographie"



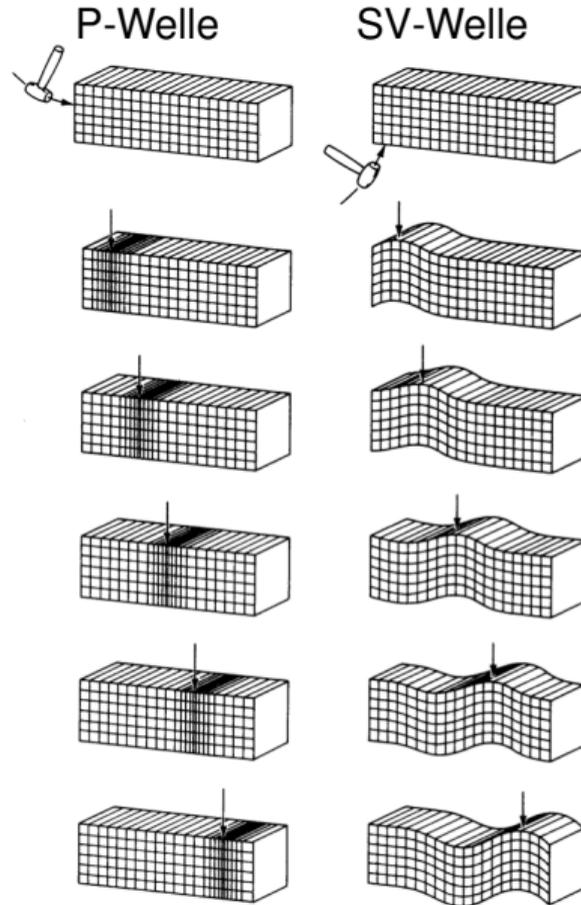
# Raumwellen

## Kompressionswelle = "P-Welle"

- P=primär
- Longitudinalwelle

## Transversalwelle = "S-Welle"

- S=sekundär
- Scherwelle=Transversalwelle
- Partikelbewegung in der vertikalen Ebene: SV-Welle
- Partikelbewegung in der horizontalen Ebene: SH-Welle



# Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Raumwellen

Die Kenntnis der Ausbreitungsgeschwindigkeiten von P- und S-Wellen ist wichtig für

- Seismische Abbildung: Umrechnung von Laufzeiten in Tiefe
- Charakterisierung der geologischen Strukturen (Gesteinstyp, petrophysikalische Eigenschaften)

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit hängt auf folgende Weise von den elastischen Moduln ab

- P-Wellen

$$v_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}}$$

- S-Wellen

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

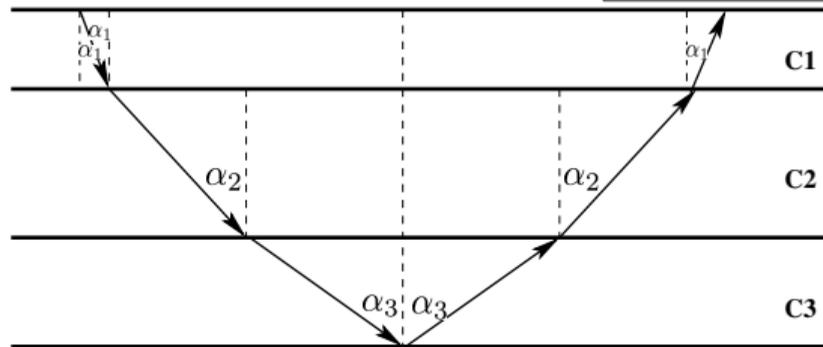
# Strahlparameter - Brechungsgesetz

$$\frac{\sin(\alpha)}{c_1} = \frac{\sin(\beta)}{c_2}$$

Definition des Strahlparameters

- $p_i := \frac{\sin(\alpha_i)}{c_i}$
- $\alpha_i$  = Richtung des Strahls gegenüber der vertikalen Richtung
- $c_i$  = Geschwindigkeit in der Schicht  $i$

Aus dem Brechungsgesetz folgt  $p = p_i = \text{const}$

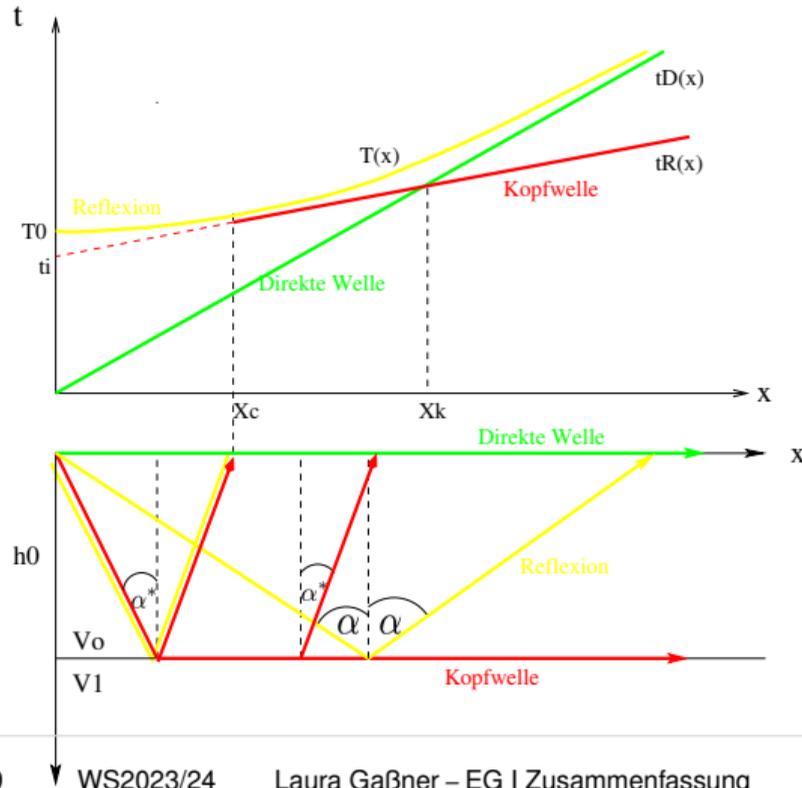


Der Strahlparameter  $p = \sin(\alpha_i) / c_i$  ist eine Erhaltungsgröße entlang des seismischen Strahls.

# Teil II

## Refraktionsseismik

# Schicht über Halbraum - Laufzeiten und Strahlwege



Direkte Welle

$$t_D = \frac{x}{v_0}$$

Reflexion

$$T^2(x) = \frac{x^2}{v_0^2} + T_0^2, T_0 = \frac{2h_0}{v_0}$$

Kopfwelle

$$t_R = t_i + \frac{x}{v_1}$$

Intercept-Zeit

$$t_i = 2h_0 \sqrt{v_0^{-2} - v_1^{-2}}$$

Kritische Entfernung

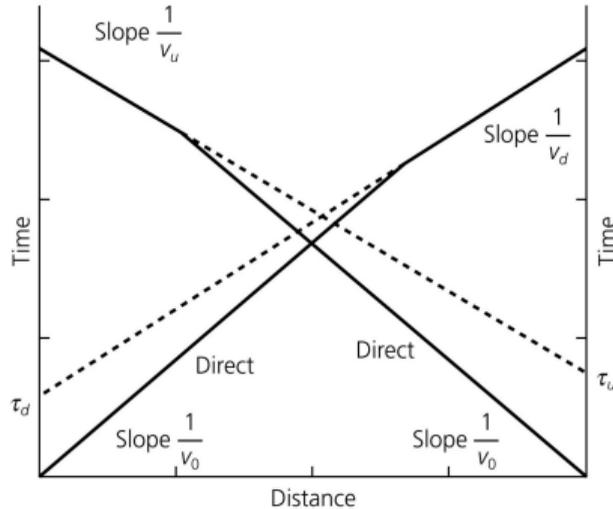
$$x_c = 2h_0 \tan(\alpha^*)$$

$$\alpha^* = \arcsin(v_0/v_1)$$

Knickpunkt

$$x_k = 2h_0 \sqrt{\frac{v_1 + v_0}{v_1 - v_0}}$$

# Geneigte Schichtgrenze - Laufzeiten



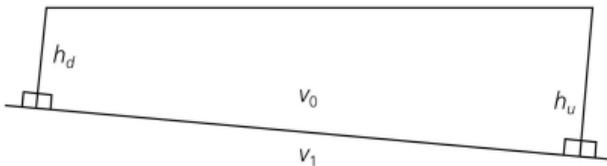
Laufzeit der Kopfwelle (downdip)

$$t_{R,d}(x) = \frac{x}{v_d} + \tau_d$$

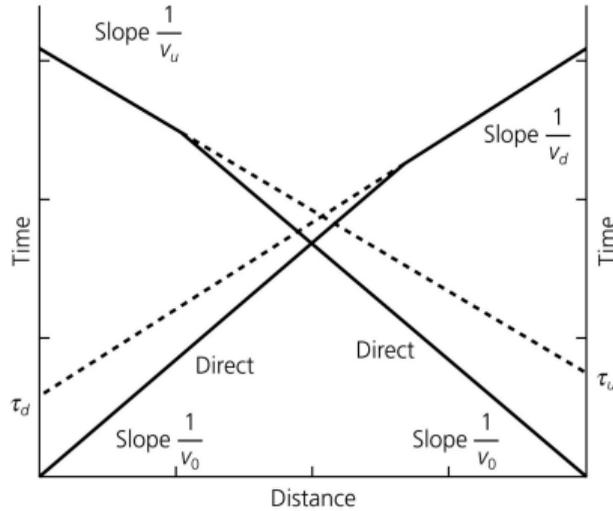
Scheinbare Geschwindigkeit:

$$v_d = \frac{v_0}{\sin(i_c + \theta)} \neq v_1$$

Intercept-Zeit:  $\tau_d = \frac{2h_d \cos(i_c)}{v_0}$



# Geneigte Schichtgrenze - Laufzeiten



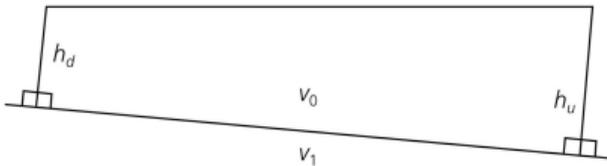
Laufzeit der Kopfwelle (updip)

$$t_{R,u}(x) = \frac{x}{v_u} + \tau_u$$

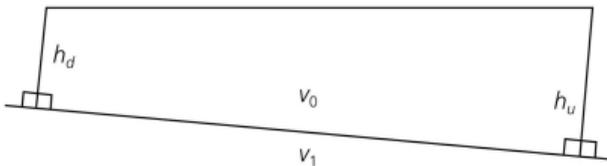
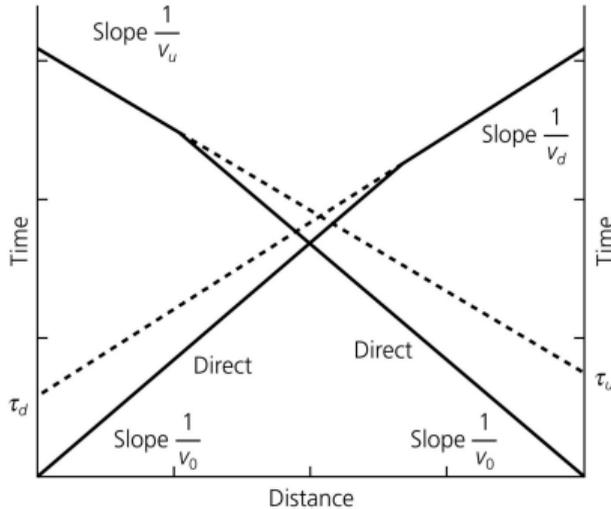
Scheinbare Geschwindigkeit:

$$v_u = \frac{v_0}{\sin(i_c - \theta)} \neq v_1$$

Intercept-Zeit:  $\tau_u = \frac{2h_u \cos(i_c)}{v_0}$



# Geneigte Schichtgrenze - Laufzeiten



Schichtneigung:

$$\theta = \frac{1}{2} \left( \arcsin\left(\frac{v_0}{v_d}\right) - \arcsin\left(\frac{v_0}{v_u}\right) \right)$$

Kritischer Winkel:

$$i_c = \frac{1}{2} \left( \arcsin\left(\frac{v_0}{v_d}\right) + \arcsin\left(\frac{v_0}{v_u}\right) \right)$$

Halbraumgeschwindigkeit:

$$\frac{1}{2} \left( \frac{1}{v_u} + \frac{1}{v_d} \right) = \frac{\cos(\theta)}{v_1} \approx \frac{1}{v_1}$$

# Teil III

## Reflexionsseismik

# Laufzeitkurve in der CMP-Sektion bei N s"ohligen Schichten

Ansatz:

$$T_n^2(x) = \frac{x^2}{v_{rms,n}^2} + T_{0,n}^2 \quad (n = 0, \dots, N)$$

Dix'sche Formel:

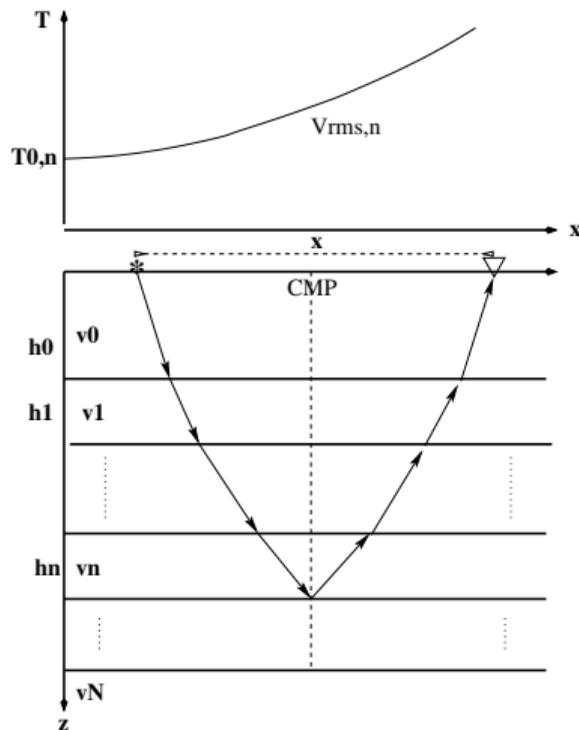
$$v_{rms,n}^2 = \frac{\sum_{i=0}^n v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=0}^n \Delta t_i}$$

Laufzeit des Lotstrahls:

$$T_{0,n} = \sum_{i=0}^n \Delta t_i$$

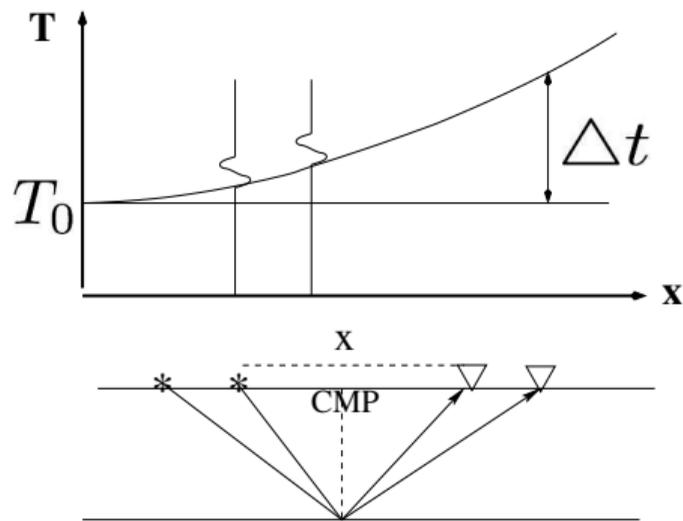
Lotzeiten:

$$\Delta t_i = \frac{2h_i}{v_i}$$



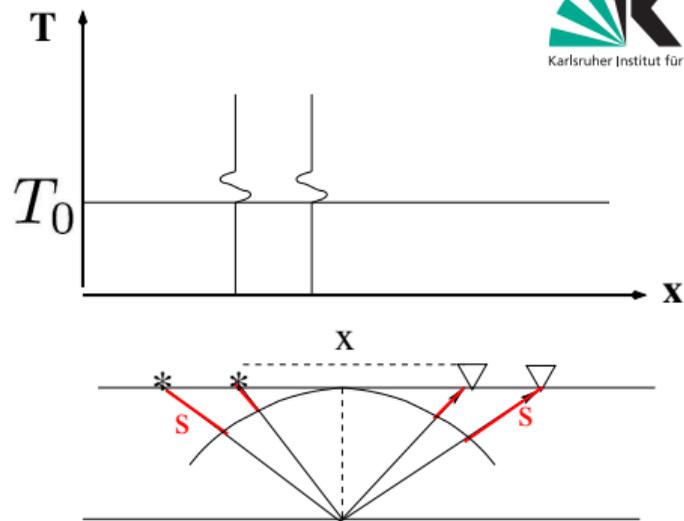
Strahlenweg und Laufzeitkurve einer Reflexion in einer Common-Mid-Point (CMP) Anordnung

# Die Normal-Moveout Korrektur (NMO-Korrektur)



Das Normal-Moveout (NMO)

$$\Delta t = T(x) - T_0 = \sqrt{\frac{x^2}{v_{rms}^2} + T_0^2} - T_0$$



Die Normal-Moveout Korrektur korrigiert die Krümmung der Laufzeitkurve, so dass die Signale der Reflexion alle zur Laufzeit des Lotstrahls eintreffen. Im Untergrund findet eine Rück-Projektion um  $s(x) = v_{rms}\Delta t(x)$  (zeitlich rückwärts) auf die Wellenfront des Lotstrahls statt.

# Reflexionsseismik - Zusammenfassung

- Ziel der Reflexionsseismik ist die Abbildung von Diskontinuitäten durch die Migration (Abbildung des reflektierten Signals am Reflexionspunkt)
- Das CMP-Verfahren ist eine effiziente Vorgehensweise
  - CMP-Sortierung
  - Geschwindigkeitsanalyse
  - NMO-Korrektur und Stapelung approximiert eine ZO-Sektion
  - Migration zur lagerichtigen Abbildung
- Die seismischen Abbilder geben die Diskontinuitäten im Untergrund wieder

# Teil IV

## Elektromagnetische Verfahren

# Die Maxwell-Gleichungen

Die Maxwell-Gleichungen beschreiben elektromagnetische Phänomene. Diese hängen stark von der Frequenz der Signale ab. Sie bilden die Grundlage des Georadar (Hochfrequenzverfahren), elektromagnetischer Induktionsverfahren, der Geolektrik ( $\omega = 0$ ) und der Magnetik ( $\omega = 0$ ).

1 Induktionsgesetz:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$$

2 Durchflutungsgesetz:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{j}$$

3 Coulomb'sches Gesetz :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon}$$

4 Gauss'sches Gesetz :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0$$

$\vec{H}$ : Magnetfeld (A/m),

$\vec{D}$ : dielektrische Verschiebung (C/m<sup>2</sup>),

$\vec{j}$ : Stromleitungsdichte (A/m<sup>2</sup>),

$\vec{E}$ : elektrisches Feld (V/m),

$\vec{B}$ : magnetische Fluss (T),

$\vec{\rho}$ : Ladungsdichte (C/m<sup>3</sup>).

# Materialgleichungen

Die Materialgleichungen beschreiben die Veränderung der Felder in Materialien. Die räumliche Verteilung in der Erde kann mit geophysikalischen Methoden abgeschätzt werden.

- 1 Abschirmung in Dielektrika:  $\vec{D} = \epsilon \vec{E}$
- 2 Magnetisierung:  $\vec{B} = \mu \vec{H}$
- 3 Stromleitung:  $\vec{j} = \sigma \vec{E}$

Die geophysikalisch relevanten Materialparameter sind

- 1  $\epsilon$ : dielektrische Permittivität ( $Vs/Am$ )
- 2  $\mu$ : magnetische Permeabilität ( $Vs/Am$ )
- 3  $\sigma$ : elektrische Leitfähigkeit ( $S/m$ )

$\epsilon$  und  $\mu$  werden häufig in Bezug auf ihre Referenzwerte im Vakuum,  $\epsilon_0 = 8.88 \cdot 10^{-12} \text{ Vs/Am}$  und  $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \text{ Vs/Am}$ , ausgedrückt:  $\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$ ,  $\mu = \mu_0 \mu_r$ .

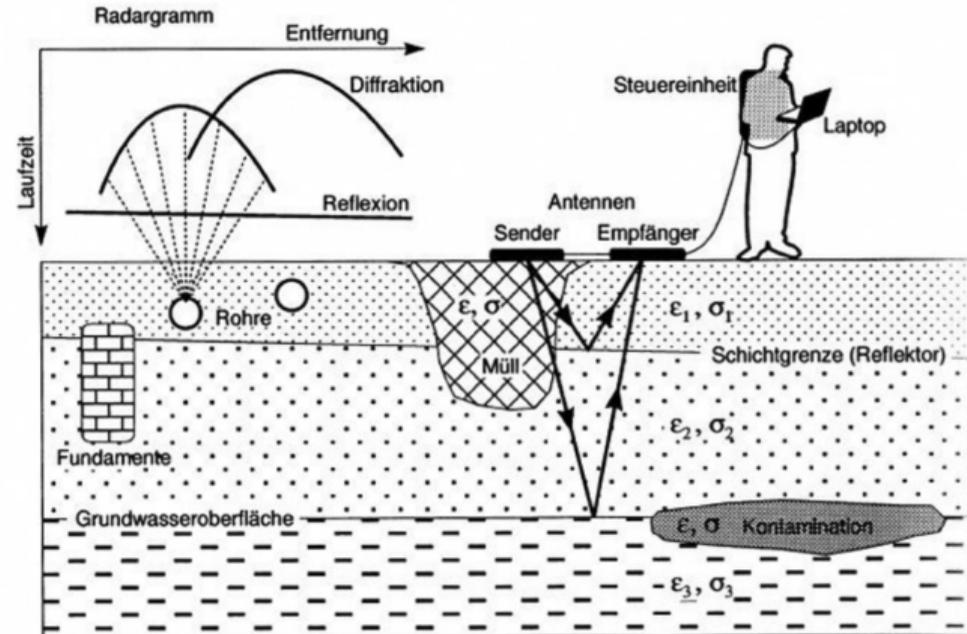
# Geophysikalische Methoden

Effekt	Beziehung	Materialparameter	Methode
Polarisation	$\vec{E}_M = \frac{\vec{E}_V}{\epsilon_r}$	$\epsilon_r$ : relative Dielektrizitätszahl	Georadar
Stromleitung	$\vec{j} = \sigma \vec{E}$	$\sigma$ : spez. elektr. Leitfähigkeit	Geoelektrik
Magnetisierung	$\vec{B} = \mu_r \mu_0 \vec{H}$	$\mu_r$ : rel. magn. Permeabilität	Magnetik

# Messungen mit Georadar

- Es werden kurze elektromagnetische Impulse (Pulsdauer 1 – 500 ns) in den Untergrund ausgesendet.
- Die Amplituden und Laufzeiten der elektrischen Feldstärke  $E$  werden aufgezeichnet.
- Durch Kontrastunterschiede in der Ausbreitungsgeschwindigkeit, die maßgeblich durch die relative Dielektrizitätszahl  $\epsilon_r$  bestimmt wird, entstehen Reflexionen und Diffraktionen.
- Diffraktionen spielen eine besondere Rolle und werden oft beobachtet.
- Der Frequenzbereich liegt im Bereich von 1 MHz – 1 GHz ( $10^6$  –  $10^9$  Hz).
- Die Laufzeiten liegen im Bereich von Nano-Sekunden ( $10^{-9}$ s).
- Dies erlaubt eine hohe Pulsfolge des Sendesignals und eine quasikontinuierliche profilhafte Messung.

# Messprinzip beim Georadar



Kartierung beim Georadar

# Ausbreitungsgeschwindigkeiten beim Georadar

- Die Geschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen im Boden beträgt

$$c = \frac{c_0}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \approx \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

mit  $c_0$ : Lichtgeschwindigkeit,  $\mu_r \approx 1$ : magn. Permeabilität,  $\epsilon_r = 1, \dots, 80$ : rel. Dielektrizitätszahl

- Die rel. Dielektrizitätszahl ist stark frequenzabhängig. Dies überträgt sich auch auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit. Im Frequenzbereich 1 MHz ( $10^6$  Hz) bis 1 GHz ( $10^9$  Hz) ist die Frequenzabhängigkeit gering (GPR-Plateau).

# Ausbreitungsgeschwindigkeiten beim Georadar

	$\epsilon_r$	[cm/ns]		
		10	20	30
Luft	1	[Bar chart showing speed from 0 to 30 cm/ns]		
Sand (trocken)	4-6	[Bar chart showing speed from 0 to 30 cm/ns]		
Festgestein (trocken)	5-7	[Bar chart showing speed from 0 to 30 cm/ns]		
Ton Lehm	8-12	[Bar chart showing speed from 0 to 30 cm/ns]		
Sand (gesättigt)	20-35	[Bar chart showing speed from 0 to 30 cm/ns]		
Süßwasser Salzwasser	81	[Bar chart showing speed from 0 to 30 cm/ns]		

**Abb. 2** Beispiele von Dielektrizitätskonstanten und Ausbreitungsgeschwindigkeiten elektromagnetischer Wellen in unterschiedlichen Materialien

# Geschwindigkeitsanalyse

- Wie in der Seismik wird ein Modell der Ausbreitungsgeschwindigkeiten für die Abbildung (Migration) benötigt
- Kleinräumige Anomalien bilden sich als Diffraktionen im Radargramm ab.
- Die Laufzeitkurven von reflektierten und diffraktierten Wellen unterscheiden sich.
- In einer mono-statischen Anordnung (ZO-Konfiguration) können die Laufzeitkurven von Diffraktionen zur Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit verwendet werden.
- Diffraktionen werden beim Georadar häufiger beobachtet als in der Seismik.

## Vertikale Auflösung

- Die maximale vertikale Ausflösung von Wellenverfahren in der ZO-Konfiguration liegt etwa im Bereich  $\frac{\lambda}{4}$  bis  $\frac{\lambda}{2}$
- Die Wellenlänge  $\lambda = \frac{c}{f}$  liegt beim Georadar im Bereich 0.01 bis 10 m.
- Die vertikale Auflösung hängt stark von der Frequenz der Antenne ab. Bei hohen Frequenzen steigt die Auflösung, gleichzeitig sinkt die Eindringung.
- Die maximale horizontale Ausflösung von Wellenverfahren in der ZO-Konfiguration entspricht bei einem Objekt in der Tiefe  $z_0$  dem Radius der Fresnelzone  $R = \sqrt{\frac{\lambda}{2} z_0}$  wobei  $\lambda = \frac{c}{f}$  die Wellenlänge des Signals ist. Die laterale Auflösung nimmt daher mit der Tiefe  $\propto \sqrt{z_0}$  ab.
- Die vertikale Auflösung ist immer größer als die horizontale Auflösung.

# EM-Verfahren - Zusammenfassung

- Die Maxwellgleichungen beschreiben alle klassischen elektromagnetischen Phänomene.
- Bei hohen Frequenzen ist die Lösung eine Telegraphengleichung, die die grundlegende Physik beim Georadar beschreibt.
- Danach ist die Geschwindigkeit von hochfrequenten Wellen beim Georadar  $c \approx c_0 / \sqrt{\epsilon_r}$ .
- Die Dämpfung wird maßgeblich durch die Leitfähigkeit  $\sigma$  im Untergrund bestimmt
- Das Georadar hat in lockeren Sedimenten eine maximale Eindringung im Bereich 10er Meter und eine vertikale Auflösung im Bereich 0.01 m – 1 m. Es eignet sich daher für die oberflächennahe Erkundung und die Objektsuche.
- Die Auswertung erfolgt analog zur Seismik. Diffraktionen treten häufiger auf und können zur Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten bei einer mono-statischen Anordnung verwendet werden.
- Klassische Anwendungsfelder sind die oberflächennahe Erkundung von Hohlräumen, Leitungen, Gräben oder Grundwasser.

# Teil V

## Geoelektrik

# Geoelektrik - Übersicht

- Ohmsches Experiment für die Erde: Einspeisung eines Stroms  $I$  und Messung eines Spannungsabfalls  $\Delta V$
- Untergrundparameter: **spezifischer elektrischer Widerstand**  $\rho(x, y, z)$ . Dieser wird beeinflusst durch z.B.
  - Wassergehalt
  - Metalle/Erze
  - Salze
  - Tone
- Anwendungsgebiete sind zum Beispiel
  - Hydrologie - Kartierung von Wasserwegen
  - Grundwasserqualität, z.B. Salzgehalt
  - Deponiemonitoring - Grundwasserverunreinigung
  - Archäologische Prospektion - Metallkörper, Bodenfeuchte an Mauern

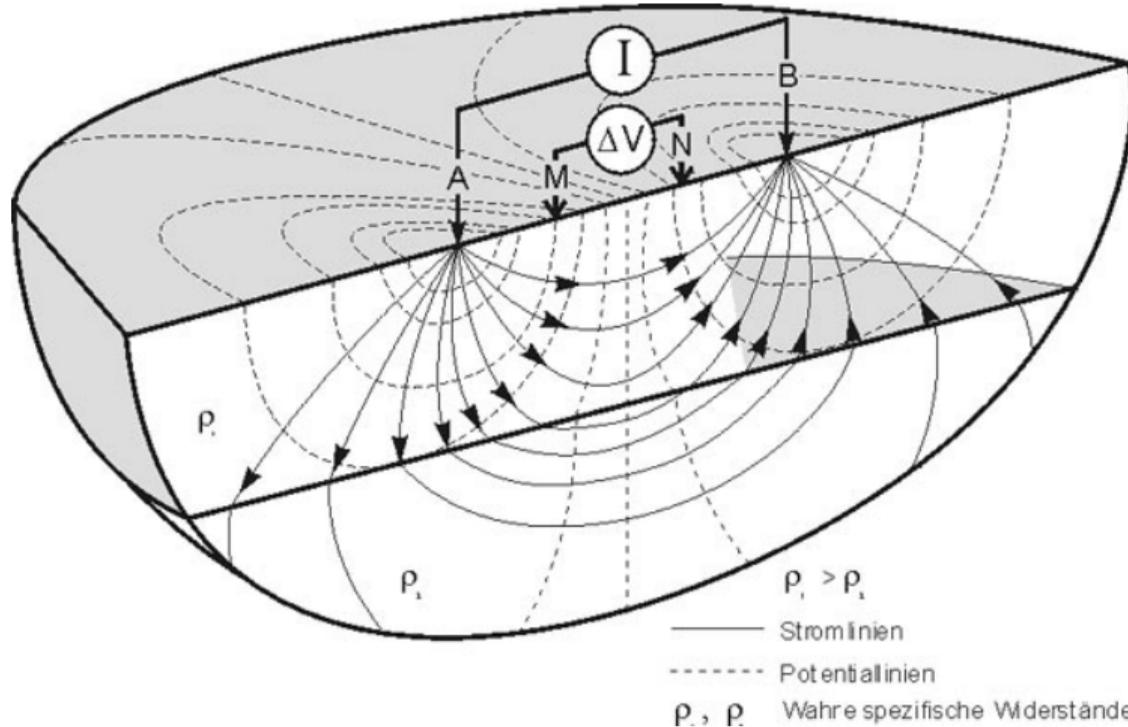
# Der spezifische elektrische Widerstand

Gestein	spez. Widerstand [ $\Omega\text{m}$ ]
Steinsalz	$10^5 - 10^7$
Sand trocken	$10^5$
wassergesättigt	$1000 - 10^4$
Quarzit	$3000 - 10^5$
Eis	$1000 - 10^5$
Granit	$300 - 3 \cdot 10^4$
Böden sandig	$150 - 7000$
lehmig	$50 - 9000$
tonig	$20 - 4000$
Kalkstein	$100 - 7000$
Moore	$30 - 700$
glaziale Moränen	$10 - 300$
Tonschiefer	$10 - 1000$
Mergel	$5 - 200$
Lehme	$3 - 300$
Ton trocken	$30 - 1000$
naß	$1 - 30$
Schluff	$10 - 1000$
Hausmüll	$1 - 100$

Abnahme des spez. elektrischen Widerstandes mit der Zunahme von

- Wassergehalt
- Porosität
- Metalle/Erze
- Tongehalt

# Messprinzip in der Geoelektrik



# Typische Vier-Punkt Anordnungen

Allgemeine Formel:

$$K = 2\pi \left[ \left( \frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{MB}} \right) - \left( \frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{NB}} \right) \right]^{-1} \quad (1)$$

- Scheinbarer spezifischer elektrischer Widerstand  $\rho_s = K \frac{V}{I}$
- Schlumberger: Tiefensondierung
- Wenner: Kartierung

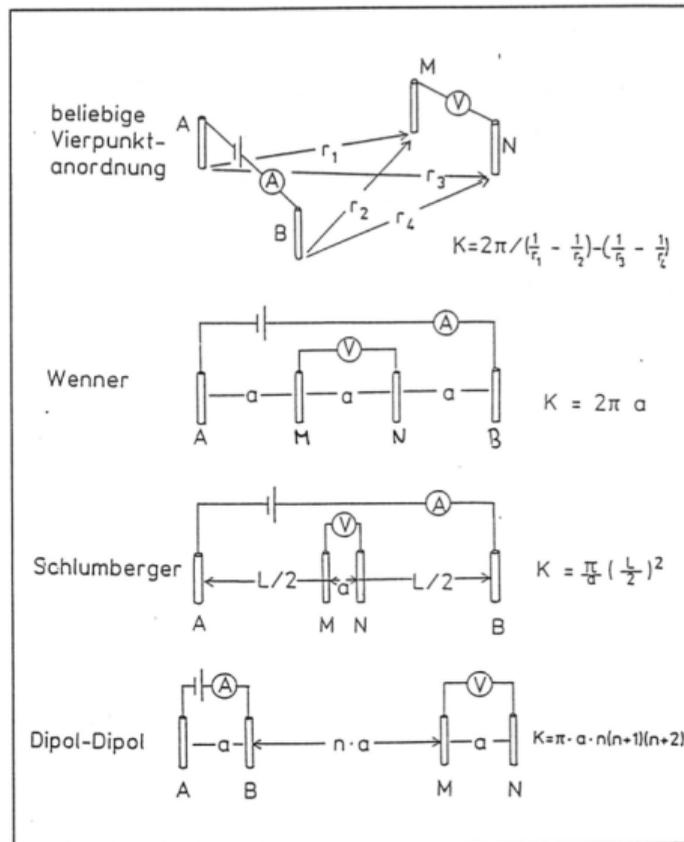


Abb. 2 Typische Elektrodenkonfigurationen für geoelektrische Messungen mit Geometriefaktoren

# Entstehung der Sondierungskurve

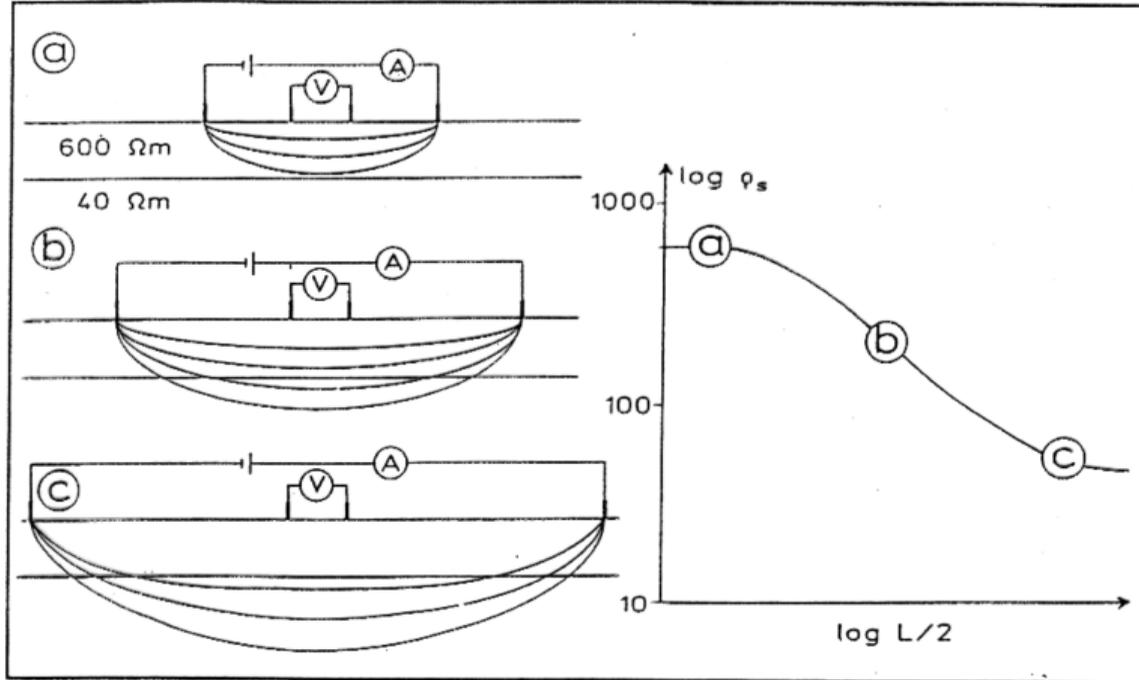


Abb. 3.4 Durchführung einer geoelektrischen Sondierung, Entstehung der Sondierungskurve

# Sondierungskurve bei 2 Schichten

- Bei kleinen Auslagen  $L$  gibt  $\rho_s$  den tatsächlichen spez. Widerstand bei geringen Tiefen wieder
- Es findet eine Brechung der Stromlinien statt

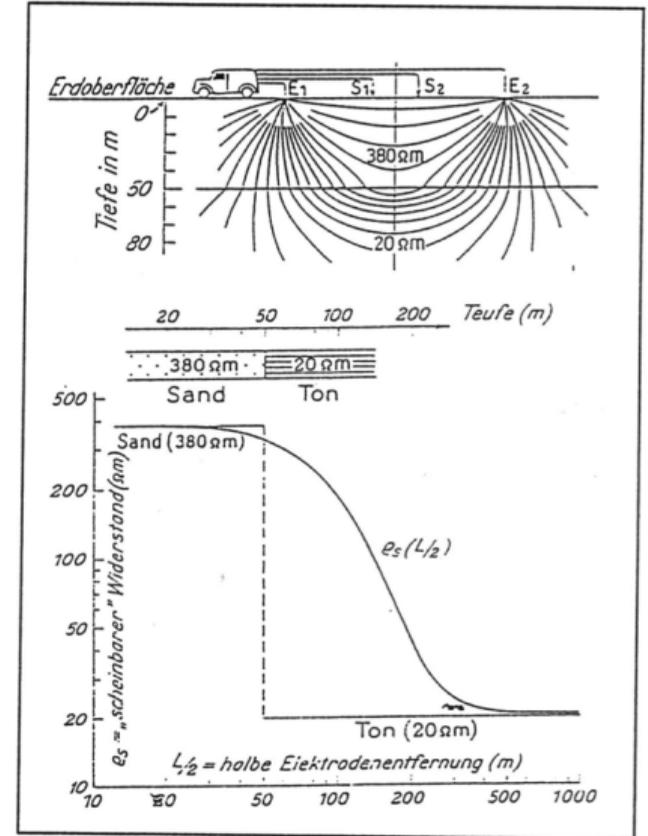
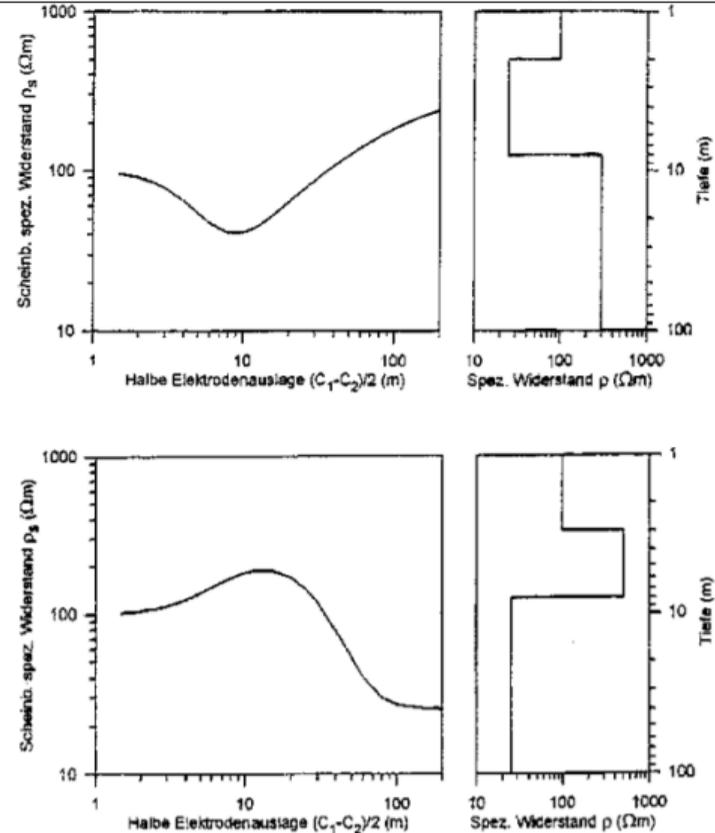


Abb. 3 Stromlinienverlauf und Sondierungskurve für einen Zweischichtfall

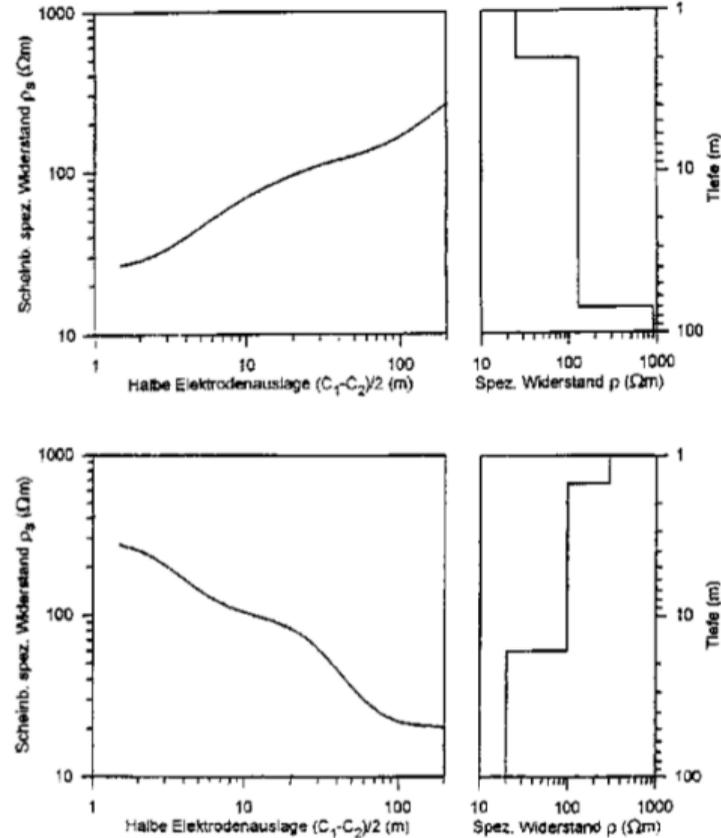
# Sondierungskurve bei 3 Schichten

- Ein guter bzw. schlechter Leiter im Bereich der Eindringung äußert sich als ein Minimum bzw. Maximum der Sondierungskurve
- Der Betrag von  $\rho_s$  gibt nicht die tatsächlichen spezifischen Widerstände im Untergrund wieder



# Sondierungskurve bei 3 Schichten

- Ein kontinuierliche Abnahme/Zunahme des tatsächlichen spezifischen Widerstandes mit der Tiefe äußert sich als kontinuierliche Abnahme/Zunahme des scheinbaren spez. Widerstandes  $\rho_s$  in der Sondierungskurve



# Geoelektrik - Zusammenfassung

- Die Zielgröße in der Geoelektrik ist der spezifische elektrische Widerstand  $\rho(x, y, z)$  im Untergrund.
- Zu deren Bestimmung wird i.d.R. ein Ohmsches Experiment durchgeführt: in einer Vierpunkt-Anordnung von 2 Sonden (A,B) und 2 Elektroden (M,N) mit dem Geometriefaktor  $K$  wird bei einem in (A,B) eingespeisten Strom  $I$  die Potentialdifferenz  $\Delta V$  an (M,N) gemessen.
- Die abgeleitete Messgröße in der Geoelektrik ist der scheinbare spezifische elektrische Widerstand  $\rho_s = K \frac{\Delta V}{I}$ .

# Geoelektrik - Zusammenfassung

- Eine Inversion von  $\rho_s$  liefert den wahren spezifischen Widerstand  $\rho$  im Untergrund.
  - Die Tiefensondierung mit der Schlumberger-Konfiguration liefert die Sondierungskurve  $\rho_s(L/2) \rightarrow \rho(z)$ .
  - Die Wenner-Kartierung ergibt Pseudosektionen  $\rho_s(x, z)$ , in denen sich Anomalien von  $\rho(x, z)$  abbilden.
  - Die Widerstandtomographie führt eine Rekonstruktion  $\rho_s(K, L) \rightarrow \rho(x, z)$  durch.
- Der spezifische elektrische Widerstand wird vor allem beeinflusst durch den Wassergehalt, die Porosität und den Tongehalt.
- Anwendungen sind daher vor allem hydrologische Fragestellungen, z.B. die Kartierung von Fließwegen des Grundwassers.

# Teil VI

## Gravimetrie

# Gravimetrie - Übersicht

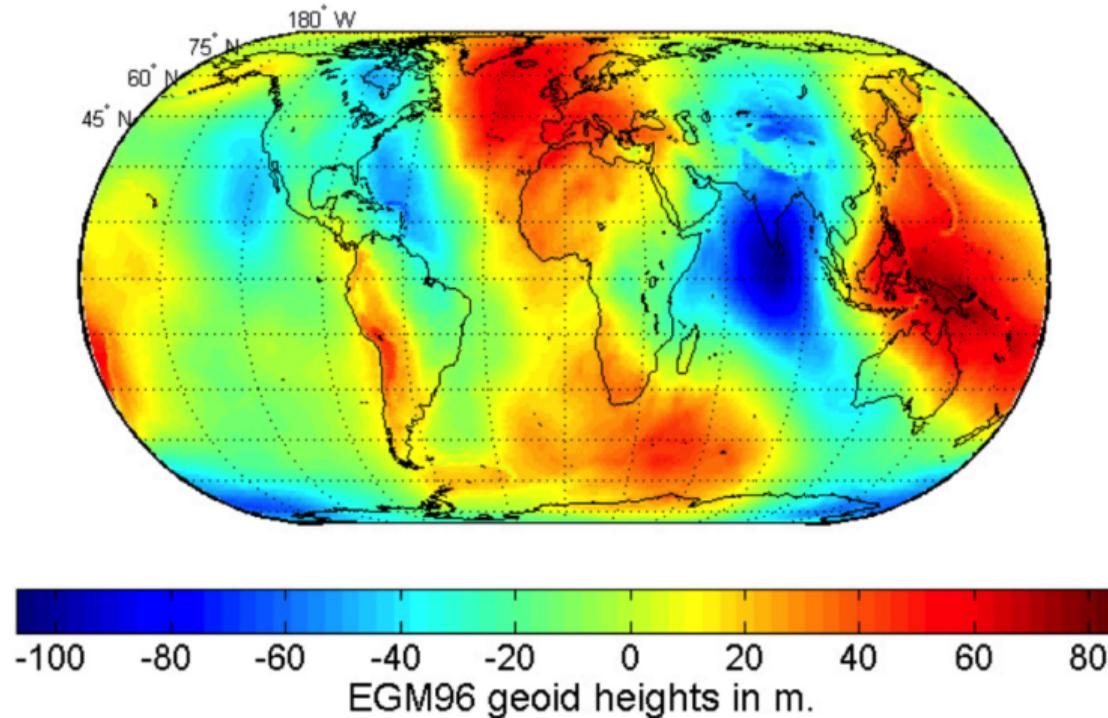
- Das Gravitationsgesetz - Grundlage der Gravimetrie
- Schwerebeschleunigung einer homogenen Kugel
- Definition des Schwerepotential
- Näherungen an die Gestalt der Erde (Kugel, Ellipsoid, Geoid)
- Schwerereduktionen. Korrektur von Störeffekten durch
  - 1 Fliehkraft durch Erdrotation
  - 2 Topographie der Erdoberfläche
  - 3 Umgebende Gesteinsschichten
  - 4 Berge/Täler
  - 5 Gezeiten
- Definition und Interpretation von Schwereanomalien
- Messung der Schwere: LaCoste-Romberg Gravimeter, Supraleitende Gravimeter, Satelliten

# Näherungen an die Form der Erde

Es werden 3 Näherungen verwendet, um die Form der Erdoberfläche zu beschreiben. Die ersten beiden Näherungen geben eine mathematische Form an. Die 3. Näherung eine physikalische Definition.

- 1 Die Erde ist eine Kugel mit dem Radius  $R = 6371.01$  km.
- 2 Die Erde ist ein Ellipsoid (Referenzellipsoid) mit den Halbachsen  $a \approx 6378$  km und  $c \approx 6357$  km. Die Abweichungen von der Kugel betragen am Pol  $R - c \approx 14.2$  km und am Äquator  $R - a = -7.1$  km.
- 3 Die Form der Erdoberfläche ist eine Äquipotentialfläche des Schwerepotentials  $W = W_D = \text{const}$ . Diese Fläche wird Geoid genannt.  $W_D$  wurde so gewählt, dass die Fläche mit der mittleren Meeresoberfläche zusammen fällt.

# Globale Geoidundulationen



# Globale Geoidundulationen

Geoidundulationen sind mit Strukturen und Prozessen im tieferen Erdinneren korreliert. Diese sind zum Beispiel

- 1 Die Aufwölbungen des Geoids im Westpazifik und an der Westküste Südamerikas sind eine Folge des dort stattfindenden Abtauchens alter, dichter ozeanischer Lithosphäre in den Erdmantel.
- 2 Nordatlantik/Island Aufwölbung der Lithosphäre durch Mantelkonvektion
- 3 Das prägnante Tief im Geoid südlich Indiens könnte mit der nordwärts gerichteten Bewegung der indischen Lithosphärenplatte zusammenhängen, die das Himalajamassiv auf schiebt und auf der Rückseite die Masse im Erdmantel ausdünn.
- 4 Eine weitere Senke im Geoid über Kanada ist ein Relikt der Vereisung vor etwa 20 000 Jahren.

(Quelle: Christoph Förste: Das Schwerfeld der Erde und seine Vermessung mit Satelliten, 2010).

# Interpretation von $\Delta g_F$ und $\Delta g_B$ über einem Gebirge

- Isostatisch nicht ausgeglichenes Gebirge (keine Gebirgs Wurzel)
  - Fleiluftanomalie korreliert mit der Topographie (Wirkung der zusätzliche Masse des Gebirges)
  - Bougueranomalie zeigt keine ausgeprägte Veränderung (keine Gebirgs Wurzel)
- Isostatisch ausgeglichenes Gebirge (mit Gebirgs Wurzel)
  - Fleiluftanaomalie zeigt Sprünge an Gebirgsflanken (zusätzliche Masse des Gebirges)
  - Fleiluftanaomalie zeigt Minimum im Zentrum des Gebirges (Wirkung der Gebirgs Wurzel)
  - Bougueranomalie zeigt negative Anomalie (Wirkung der Gebirgs Wurzel)

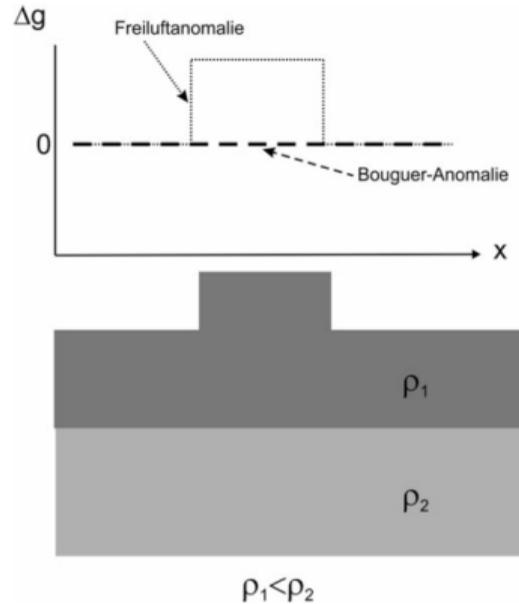
# Interpretation von $\Delta g_F$ und $\Delta g_B$ über einem Gebirge

## Definition von Schwereanomalien

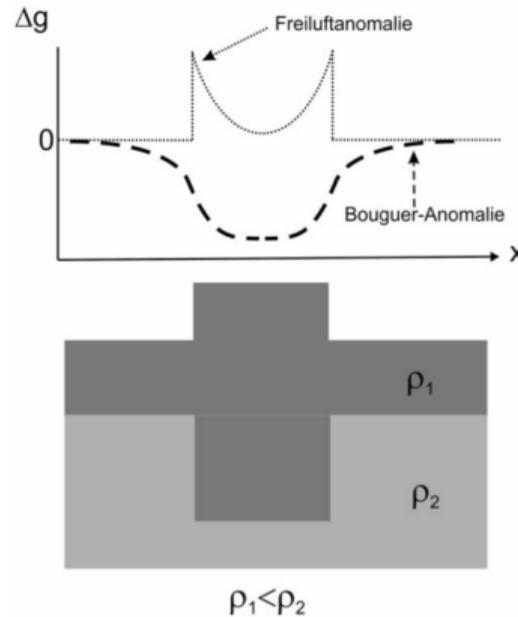
- 1 Freiluft-Anomalie:  $\Delta g_F = g_{\text{obs}} + \delta g_{\text{Topo}} + \delta g_F - \gamma_0$   
(Keine Massenkorrektur)
- 2 Boguer-Anomalie:  $\Delta g_B = g_{\text{obs}} + \delta g_{\text{Topo}} + \delta g_F - \delta g_B - \gamma_0$   
(Enthält auch Massenkorrektur)

Der Vergleich dieser beiden Anomalien kann etwas über die Massenverteilung im Untergrund aussagen. Vergleich  $\Delta g_F$  und  $\Delta g_B$  bei isostatisch (nicht) ausgeglichenem Gebirge.

# Interpretation von $\Delta g_F$ und $\Delta g_B$ über einem Gebirge



**Abb. 4.32** Freiluft- (gepunktet) und Bouguer-Anomalie (gestrichelt) eines nicht isostatisch ausgeglichenen Gebirges ohne Wurzel



**Abb. 4.33** Freiluft- (gepunktet) und Bouguer-Anomalie (gestrichelt) eines isostatisch ausgeglichenen Gebirges mit Wurzel

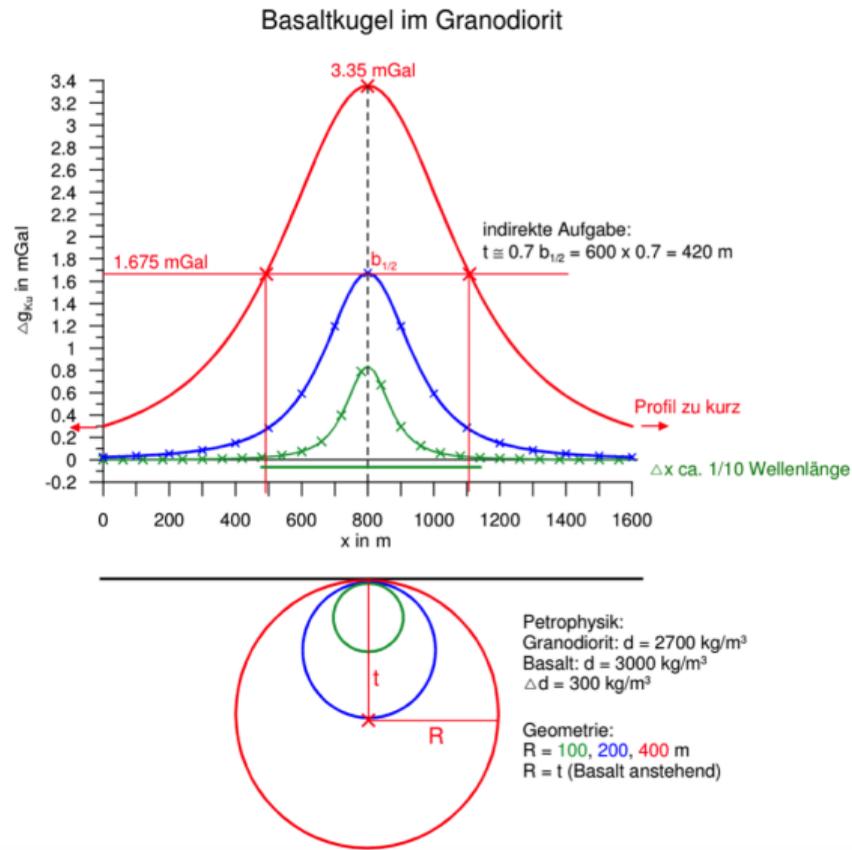
(Quelle: C. Clauser, Einführung in die Geophysik, 2014)

# Interpretation und 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.

# Räumliche Ausdehnung und Amplitude von Anomalien

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



# Gravimetrie - Größenordnung von Effekten

Beispiele:

- Breiteneffekt:  $\sim 5 \text{ Gal}$
- Höheneffekt (zw. 0 m und 8000 m):  $\sim 2.5 \text{ Gal}$
- Störungen:  $\sim 10 \text{ mGal}$
- Gezeiten:  $\sim 150 \mu\text{Gal}$
- Atmosphäre:  $\sim 0.4 \mu\text{Gal/hPa}$
- Eigenschwingungen der Erde:  $\sim 50 \text{ nGal}$

Umrechnung:

- $1 \text{ m/s}^2 = 100 \text{ Gal}$
- $0.01 \text{ m/s}^2 = 1 \text{ Gal}$
- $0.00001 \text{ m/s}^2 = 1 \text{ mGal}$

# Gravimetrie - Zusammenfassung

- Nach dem Gravitationsgesetz ist die Kraftwirkung zwischen 2 Körpern proportional zu deren Massen und nimmt mit dem Quadrat der Entfernung der Körper ab.
- Auf einer homogenen Erdkugel beträgt die Normalbeschleunigung  $9.81 \text{ m/s}^2$ .
- Auf einem rotierenden Ellipsoiden ist die Beschleunigung am Pol größer und am Äquator geringer.
- Die Gestalt der Erde kann mathematisch durch eine Kugel oder besser durch einen Ellipsoiden beschrieben werden. Eine physikalische Beschreibung ist das Geoid.
- Das Geoid ist eine Äquipotentialfläche des Schwerepotentials. Es zeigt Dichteanomalien und Prozesse im Erdinneren an.

# Gravimetrie - 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 Geländerreduktion entfernt.
  - 5 Zeitabhängige Veränderungen durch Gezeiten können durch die Subtraktion einer Basismessung berücksichtigt/entfernt werden.

# Gravimetrie - Zusammenfassung

- Interpretation von Schwereanomalien
  - 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.

# Gravimetrie - 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 guter Genauigkeit.
  - Diese zeigen u.a. die Dynamik im Erdinneren und kleinräumige tektonische Verschiebungen, z.B. nach einem Erdbeben.

# Teil VII

## Magnetik

# Form magnetischer Anomalien

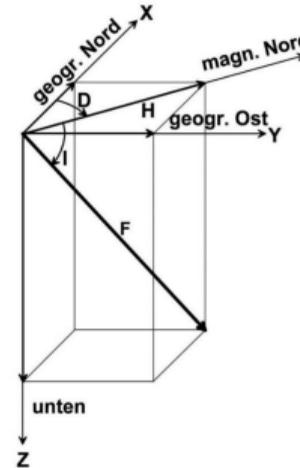
- Eine magnetische Anomalie ist die Differenz zwischen dem äußeren Erdmagnetfeld  $\vec{B}_0$  und einem sekundären Feld  $\vec{B}_s$ :

$$\Delta \vec{B} = \vec{B}_0 - \vec{B}_s$$

- Das sekundäre Feld  $\vec{B}_s$  kann durch eine induzierte oder remanente Magnetisierung im Erdinneren erzeugt werden.
- Die Anomalie  $\Delta \vec{B}$  hängt in Betrag und Richtung u.a. von folgenden Faktoren ab:
  - Betrag und Richtung des äußeren Feldes  $\vec{B}_0$
  - Form und Lage des magnetisierten Störpers (Erzeugung von  $\vec{B}_s$ )
  - Entfernung des Messpunktes von der Anomalie (Überlagerung der Felder).
- Im Allgemeinen führt man eine Anpassung der Beobachtung durch Modellrechnungen durch, bei denen die o.g. Faktoren systematisch angepasst werden.
- Wie bei vielen geophysikalischen Anpassungen sind diese oft nicht eindeutig.

# Magnetfeldvektor

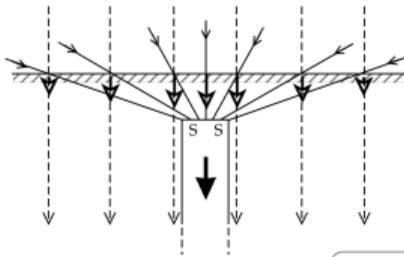
- 1 Der Vektor der magnetischen Feldstärke  $F$  wird üblicherweise in die Vertikalkomponente und zwei Horizontalkomponenten zerlegt, wobei eine der Horizontalkomponenten in Richtung geografisch Nord ausgerichtet wird und die andere senkrecht dazu. Außerdem kann man ihn durch die Deklination und die Inklination beschreiben.
- 2 Bei einer Feldmessung wird häufig die Vertikalkomponente, oft auch die Totalintensität und seltener die Horizontalkomponenten gemessen.



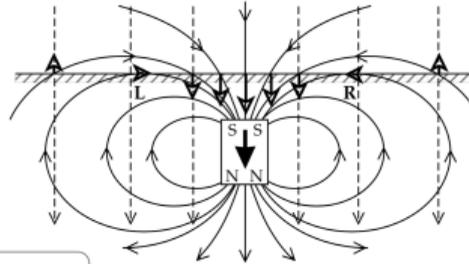
$F$ : Betrag des Erdmagnetfeldvektors  
 $H$ : Betrag der Horizontalkomponente  
 $Z$ : Betrag der Vertikalkomponente  
 $D$ : Deklination (Winkel)  
 $I$ : Inklination (Winkel)

# Magnetische Anomalie bei einem Störkörper

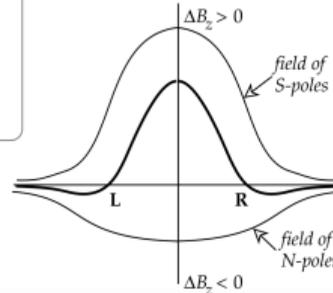
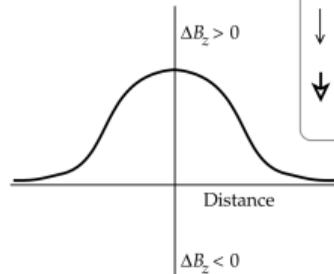
(a) infinite depth extent:  
monopole model



(b) finite depth extent:  
dipole model



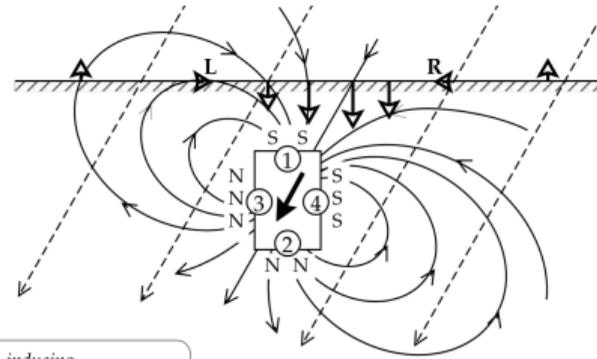
$\downarrow$  inducing magnetic field  
 $\downarrow$  anomalous field of magnetized body  
 $\downarrow$  component of anomalous field parallel to inducing field



Durch die Überlagerung der Felder entstehen an beiden Seiten negative Anomalien neben der zentralen positiven Anomalie

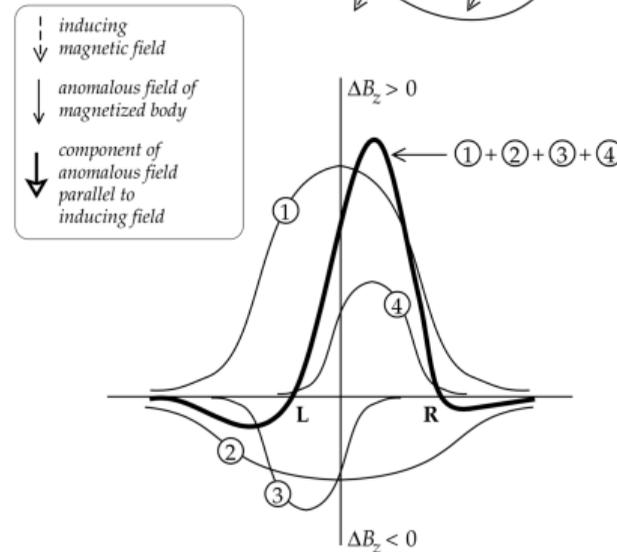
(Quelle: Lowrie, 2007)

# Magnetische Anomalie



- Bei schrägem Einfall des äußeren Feldes und entsprechender Magnetisierung verstärkt sich das lokale Minimum in Richtung der Horizontalkomponente des äußeren Feldes (Norden).
- Das Maximum verschiebt sich in die entgegengesetzte Richtung (Süden).

(Quelle: Lowrie, 2007)



# Magnetik - Zusammenfassung

- Das Erdmagnetfeld besteht zu 95% aus einem Dipolfeld und zu 5% aus einem Nichtdipolfeld
- Das Innenfeld entsteht durch einen selbsterzeugenden Geodynamo
- Das äußere Feld entsteht durch den Sonnenwind und Ionisierung in der Ionosphäre
- Die zeitliche Veränderungen finden auf einer breiten Skala statt: Polumkehr ( $10^7$  a), Säkulärvariationen (1-100a), ..., Magnetische Stürme (Stunden-Min), Schwankungen in Folge der Erdrotation (Stunden)
- Das Potential eines Dipols lautet  $W = \mu_0/4\pi \cdot m \cos(\Theta) / r^2$ , magnetisches Moment  $m$
- Durch partielle Ableitung erhält man die radiale und transversale Komponente

# Magnetik - Zusammenfassung

- Die magnetische Suszeptibilität ist ein Maß für die induzierte Magnetisierung. Diese kann als Para-, Dia- und Ferromagnetismus auftreten.
- Geringe Mengen der ferromagnetischen Minerale Hämatit und Magnetit können die Magnetisierbarkeit deutlich erhöhen
- Die thermoremanente Magnetisierung erzeugt eine remanente Magnetisierung. Diese ist z.B. bedeutsam in der Paläomagnetik.
- Die Form magnetischer Anomalien hängt ab von der Richtung des äußeren Feldes, der Orientierung der Magnetisierung im Erdinneren sowie der Form von Störkörpern.

# Magnetik - Zusammenfassung

- Das Saturationskern-Magnetometer misst die Phasenverschiebung bei der Sättigungsmagnetisierung von zwei zueinander entgegengesetzt gewickelten Kernen. So kann die vektorielle Komponente des äußeren Magnetfeldes parallel zur Orientierung der Kerne gemessen werden.
- Das Präzessionsmagnetometer misst die Präzessionsfrequenz von Protonen in einem äußeren Magnetfeld. Diese ist proportional zum Betrag des äußeren Feldes.
- In der oberflächennahen Erkundung können mit Gradiometern sehr kleinräumige Strukturen in hoher Auflösung detektiert werden.