

Die Eigenpotentialanomalie an der Verwerfung zwischen Münchberger Masse und Fichtelgebirge

Edgar Schneider und Johannes B. Stoll (Göttingen)

1 Einleitung

An der Grenze zwischen dem metamorphen Deckenkomplex der Münchberger Masse (MM) und den Graniten des Fichtelgebirges wurden in der Umgebung einer Magnetotellurik(MT)-Meßlokation Eigenpotentialmessungen durchgeführt, um Hinweise auf graphitisierte Scherflächen zu erhalten. Gleichzeitig könnten diese die Ursache und die Streichrichtung einer stark leitfähigen Zone im Bereich der MT-Station erklären. Die Abbildung 1 zeigt die Lage der MT-Station am Rand der MM.

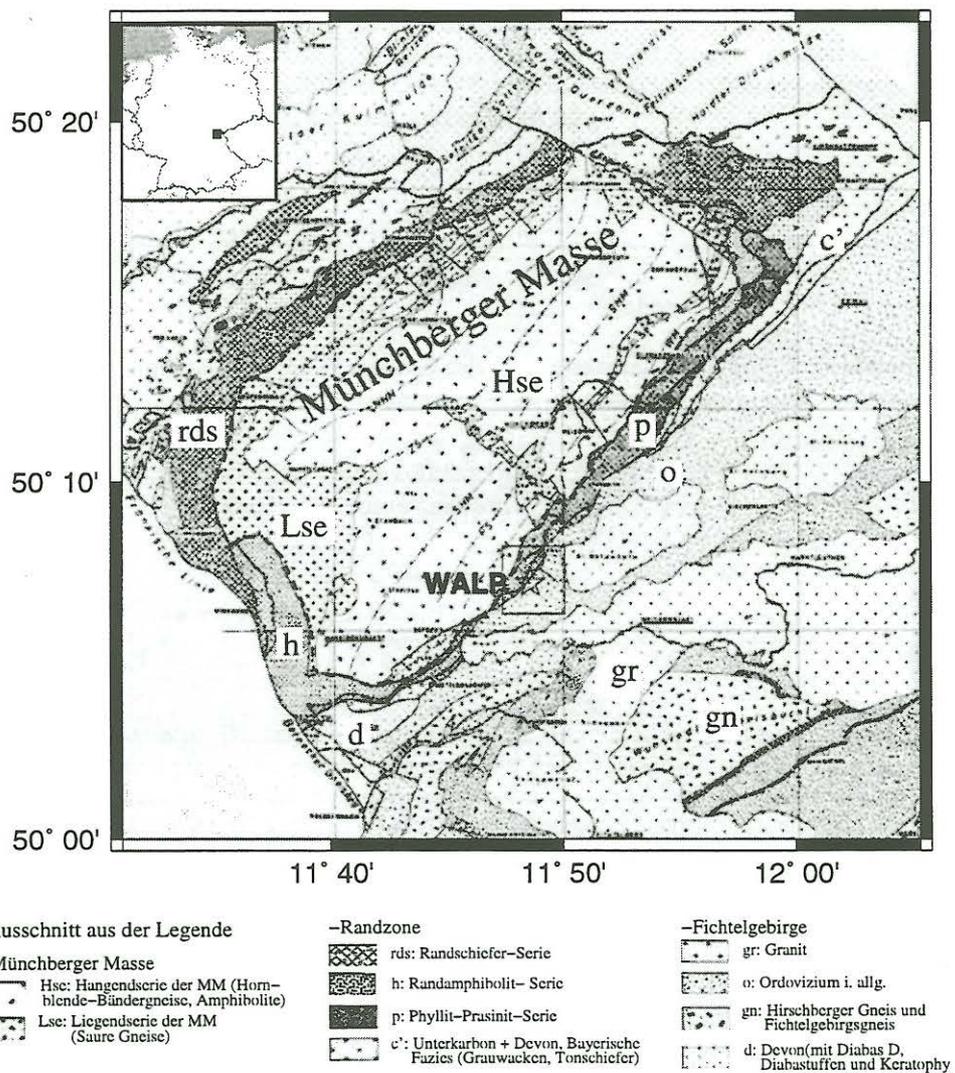


Abbildung 1: Geologische Karte der Münchberger Masse nach Wurm (1961, [5]) mit Position der MT-Station Walp (Stern) und Kartenausschnitt der Abb. 5 (Rechteck). Oben links eine Karte von Deutschland mit der Position der MM (gefülltes Rechteck).

2 Die MT-Station WALP

1998 und 1999 wurden zwei MT-Profilen mit je 8 Stationen im Bereich der MM aufgebaut, die über einen Zeitraum von ca. 6 Wochen mit einer Taktrate von zwei Sekunden die elektromagnetischen Felder aufgezeichnet haben. Auf dem NW-SO-Profil über MM und Fichtelgebirge (FG) wurden im Bereich der MM sehr geringe spezifische Widerstände bestimmt, die einen starken Kontrast zum hochohmigen FG bilden. An der MT-Station WALP an der Grenze zwischen MM und FG zeigt die Leitfähigkeit eine deutliche Vorzugsrichtung zum Streichen der Randverwerfung. Die Streichrichtung resultiert aus der Rotation des Impedanztensors nach Swift (1967 [4]) bzw. Bahr (1988 [1]). Für die niedrigsten Perioden ergeben sich Werte zwischen 40° und 52° (Abb. 2). Die hohen Werte für die Schiefe (vor allem bei der Swift-Methode) deuten allerdings auf große Abweichungen vom 2D-Fall hin.

Winkel & Schiefen der Station WALP

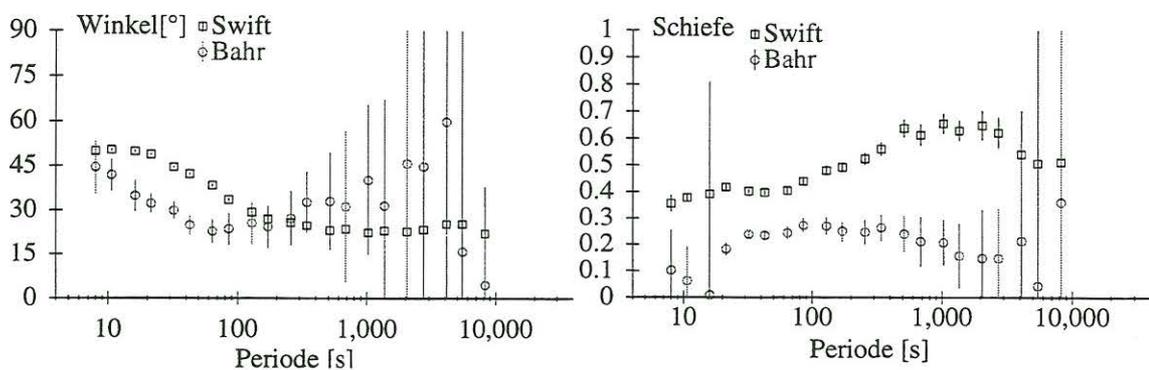


Abbildung 2: MT-Impedanztensor an der Station WALP - Bestimmung der Vorzugsrichtung der Leitfähigkeit von ca. 45° nach Swift bzw. Bahr

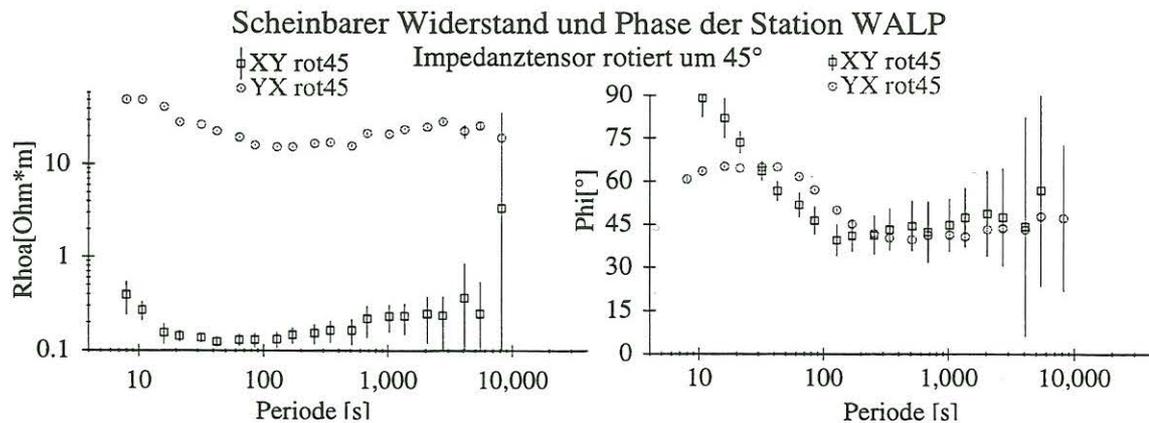


Abbildung 3: Rotierter MT-Impedanztensor an der Station WALP - Es existiert ein deutlicher Unterschied zwischen beiden Polarisationsrichtungen

Wird der Impedanztensor in Streichrichtung gedreht (Abb. 3), zeigt sich ein deutlicher Unterschied in dem scheinbaren Widerstand zwischen den beiden Polarisationsrichtungen. Der Verlauf der Phasen für kurze Perioden läßt auf einen oberflächennahen Leiter schließen, der eine höhere Leitfähigkeit in Richtung von XY_{rot} , also in geologischer Streichrichtung hat. Bei Perioden über 100 Sekunden haben beide Komponenten eine Phase von 45° (passend zu einem homogenen Kruste). Der Unterschied im scheinbaren Widerstand der zwei Polarisationsrichtungen beträgt mehr als zwei Dekaden. Aufgrund des minimalen scheinbaren Widerstandes von $0.12 \Omega m$ beträgt die Eindringtiefe für Perioden bis 30s weniger als 1 km. Bei größeren Eindringtiefen zeigt die Leit-

fähigkeitsanomalie an der Oberfläche statische Wirkung, so daß der Unterschied im scheinbaren Widerstand im gesamten Periodenbereich sichtbar ist.

3 Eigenpotentialmessungen

Mit Cu-CuSO₄-Elektroden kann die Potentialdifferenz zwischen zwei Punkten im Gelände gemessen werden. Der Verlauf des elektrischen Potentials wird ermittelt, indem die Potentialdifferenzen entlang eines Profils von Punkt zu Punkt aufsummiert werden. Bei der vorliegenden Untersuchung wird ein Punktabstand von 30m gewählt.

Als Startpunkt für ein Profil wird ein in der topographischen Karte gut bestimmbarer Punkt gewählt (z.B. eine Wegkreuzung). An diesem Punkt befindet sich die hintere Elektrode der ersten Einzelmessung. Bei jeder Einzelmessung wird ausgehend von der hinteren Elektrode mit dem Kompass zur Vorderen gepeilt und der Winkel zur Nordrichtung bestimmt. Bei der Auswertung der Protokolle können mit diesen Werten die Koordinaten der Meßpunkte ermittelt werden.

Im Gebiet um die MT-Station WALP wurden auf 4 Profilen Eigenpotentialmessungen durchgeführt (siehe Abb. 4), wobei die Koordinaten der Knotenpunkte mit einer topographischen Karte bestimmt werden konnten. Wichtig ist, daß die Potentialniveaus alle Teilstücke zusammenhängen, damit das Potential von parallel verlaufenden Profilen vergleichbar ist.

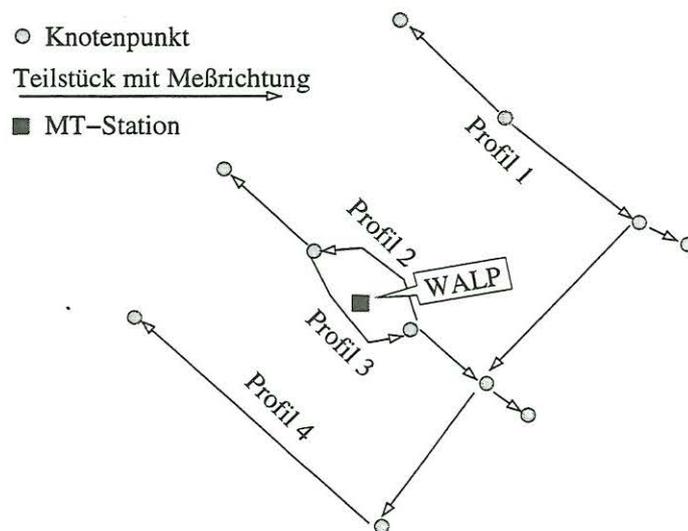


Abbildung 4: Schematische Darstellung des Meßnetzes mit Knotenpunkten und Teilstücken. Aus den Teilstücken können vier etwa parallel verlaufende Profile zusammengesetzt werden.

Es wurde ein Programm entwickelt, das für solche Teilstücke den Potentialverlauf sowie die Koordinaten der Meßpunkte berechnet. Profile, die in etwa parallel verlaufen (z.B. NW nach SO), können mit gedrehten Koordinaten verglichen werden (Abb. 6).

4 Meßergebnisse

Das Eigenpotential (SP) (Spontaneous Potential) zeigt auf jedem der Profile ein auffälliges Minimum (siehe Abb. 5). Auf den Profilen 2+3 existiert noch ein zweites Minimum nordwestlich davon. Die Hauptminima lassen sich gut durch eine Gerade verbinden, deren Richtung gegenüber Nord einen Winkel von 32° einnimmt.

Der Eigenpotentialverlauf der einzelnen Profile $V(x')$ kann grundsätzlich für beliebig gedrehte Koordinaten (x', y') dargestellt werden. Aufgrund des flächenhaften Verlaufs des Eigenpotentials

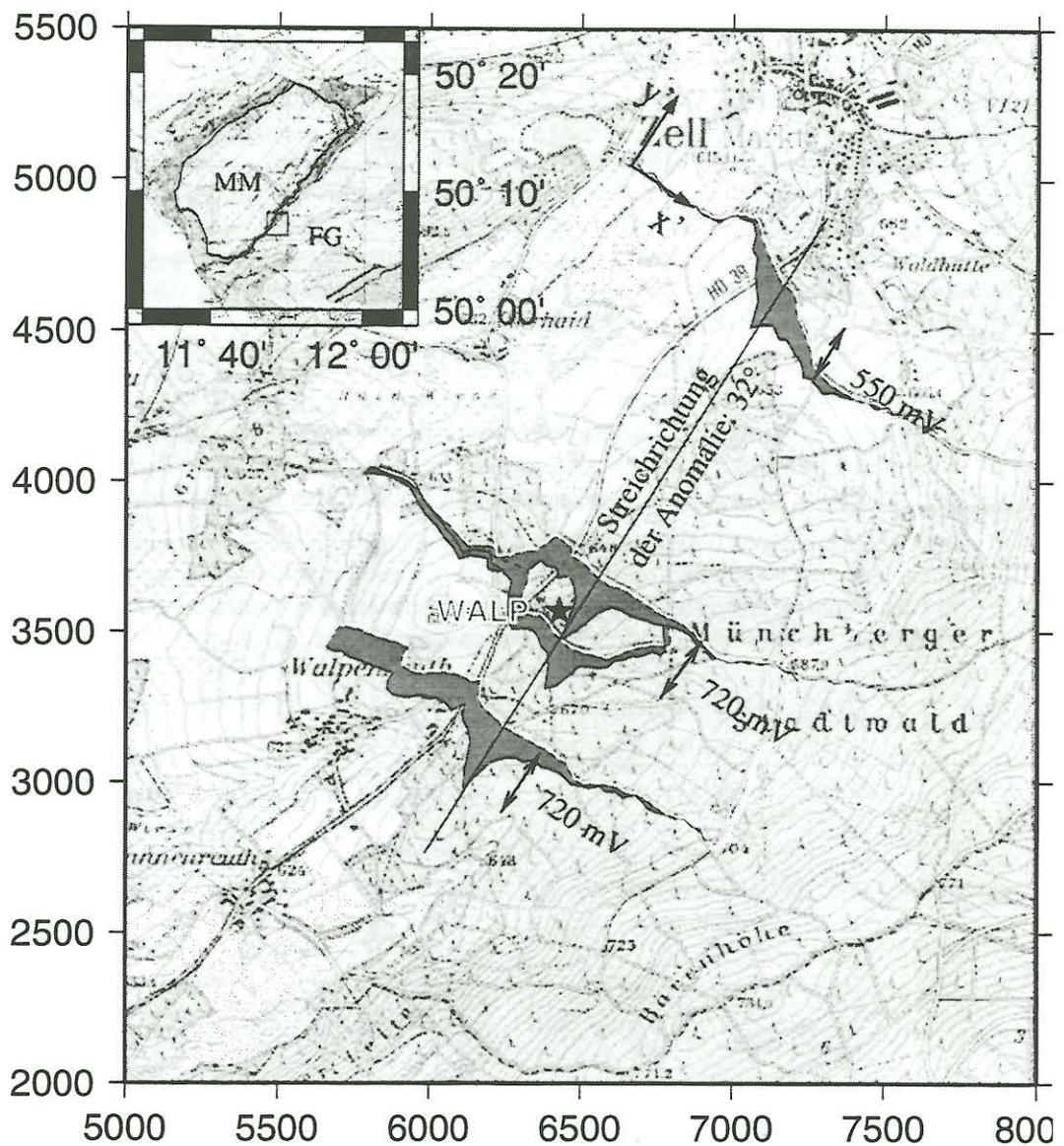


Abbildung 5: Karte mit dem Verlauf des Potentials. Die gestrichelte Linie beschreibt den Profilverlauf. Das Potential wurde senkrecht zur Streichrichtung aufgetragen (grau schattiert). Die Koordinaten beziehen sich auf das Gauß-Krüger-Netz, wobei der Eckpunkt links unten den Rechtswert 4485000 und den Hochwert 5552000 besitzt. In Abb. 6 ist der Potentialverlauf aller Profile für das gedrehte Koordinatensystem (x', y') dargestellt.

in Abb.5 wird ein Rotationswinkel von 32° gewählt (siehe Abb. 6), für den die Minima am besten zur Deckung gelangen. Für den Bereich der MT-Station WALP ergibt sich aus den MT- und SP-Messungen eine SW-NE streichende Störungszone.

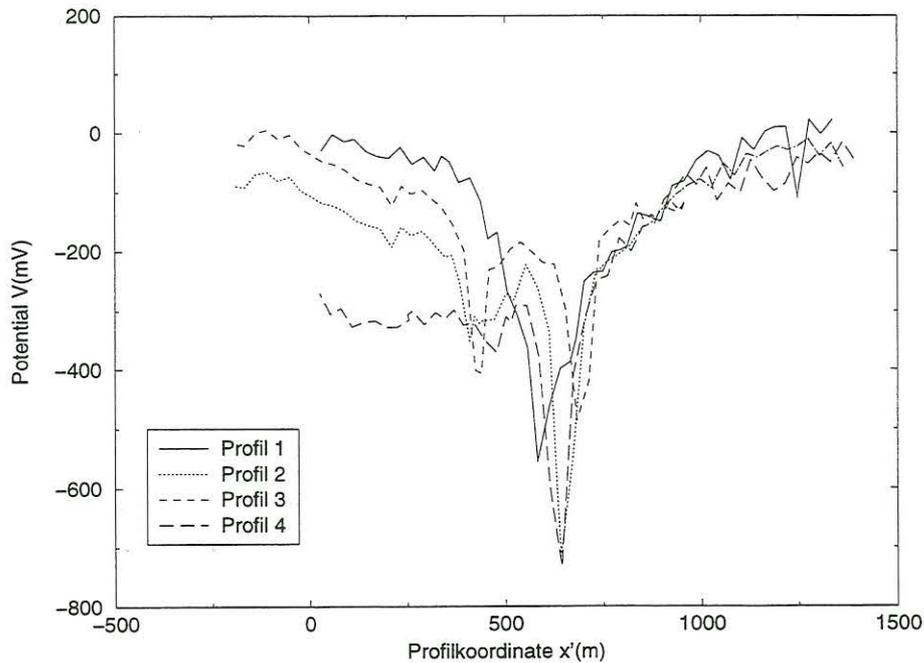


Abbildung 6: Eigenpotentialverlauf der Profile bei 32° Koordinatenrotation

5 Modellierung und Inversion der Eigenpotential-Daten

5.1 Entstehung von Eigenpotentialen

Es gibt verschiedene Ursachen für Eigenpotentiale (SP) (Spontaneous Potential) in der Erdkruste. Voraussetzung dafür ist eine treibende Kraft, die einen Fluß hervorruft. Beispielsweise bewirkt ein Druckgradient im fluidgefüllten, permeablen Gestein eine Flüssigkeitsbewegung, die wiederum eine Ladungsbewegung im Bereich der Gesteinsoberflächen verursacht. Auf diese Weise entsteht entlang der Fließstrecke ein elektrischer Potentialgradient. Solche Strömungspotentiale können je nach Druckgradient 1-100 mV betragen. Man beobachtet sie beispielsweise dort, wo Gesteinsfluide in eine Bohrung hineinfließen (Stoll, 1995 [2]).

Weitaus stärkere SP-Anomalien bis zu 1000 mV werden durch Änderungen des chemischen Potentials mit der Tiefe hervorgerufen. Besteht beispielsweise durch die Akkumulation von elektronisch leitendem Material (Graphit) entlang steil einfallender tektonischer Scherflächen eine leitende Verbindung zwischen zwei Zonen mit unterschiedlichem chemischen Potential, dann wird dadurch eine elektrochemische Zelle erzeugt. Zwischen dem Gestein und der Oberfläche des Elektronenleiters finden Redoxreaktionen statt, bei denen Elektronen ausgetauscht werden. Im unteren Teil des Elektronenleiters werden dabei Elektronen aufgenommen (Anode). Diese fließen durch den Elektronenleiter und werden im oberen Teil (Kathode) wieder abgegeben. Dieser Elektronenstrom wird im Gesteinskörper durch einen Ionenstrom geschlossen. Das Potentialfeld dieses Ionenstroms wird an der Erdoberfläche als Eigenpotentialanomalie wahrgenommen (Stoll et al., 1995 [3]).

5.2 Modellierung

Der Elektronenstrom in der elektronisch leitenden Verbindung kann physikalisch durch zwei elektrisch entgegengesetzt geladene Linienelektroden der Längen l_+ , l_- approximiert werden (+ und - bezeichnen Anode bzw. Kathode). Sie sind in Serie geschaltet und fallen mit dem Winkel α zur Erdoberfläche ein (Abb. 7). Im Gegensatz zu einer Punktquelle besitzt eine Linienelektrode keine $\frac{1}{r}$ -Abhängigkeit. Ihr Potential nimmt logarithmisch mit der Entfernung r ab. Das Potential erhält man, indem man den Mittelpunkt, der bei einer Punktquelle als Ort der Gesamtladung erscheint,

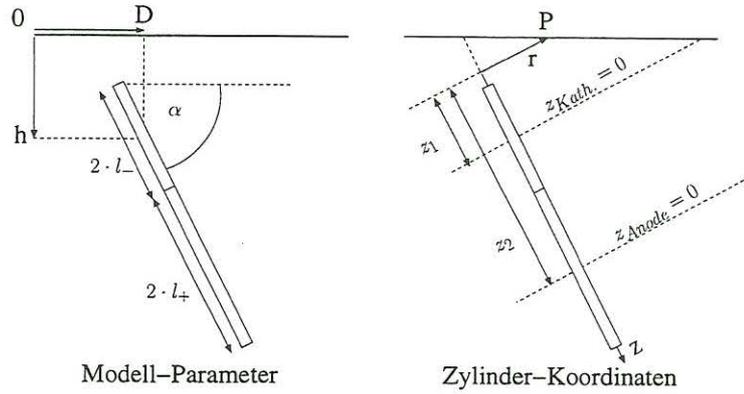


Abbildung 7: Linienelektrodenmodell als Erzeuger einer Eigenpotentialanomalie

auseinanderzieht und die Quelle Q auf der Verbindungslinie zwischen den beiden Brennpunkten im Abstand l konzentriert. Unter Verwendung von Zylinderkoordinaten r und z ergibt sich im Fall von Rotationssymmetrie das Potential φ am Ort P im Vollraum mit dem spezifischen Widerstand ρ durch Integration über die Linienelektrode:

$$\varphi(r, z) = \frac{I\rho}{4\pi l} \int_{-1}^{+1} \frac{d\zeta}{\sqrt{r^2 + (z - \zeta)^2}} \quad (1)$$

Unter Berücksichtigung der Grenzbedingungen an der Erdoberfläche (elektrisches Feld senkrecht zu EO) erhält man folgende Beziehung für das elektrische Potential $\varphi(r, z)$:

$$\varphi_1(r, z) = \frac{-I\rho}{2\pi l_-} \ln \frac{z_1 + l_- + \sqrt{r_1^2 + (z_1 + l_-)^2}}{z_1 - l_- + \sqrt{r_1^2 + (z_1 - l_-)^2}} \quad \text{Potential der Kathode (oben)} \quad (2)$$

$$\varphi_2(r, z) = \frac{I\rho}{2\pi l_+} \ln \frac{z_2 + l_+ + \sqrt{r_2^2 + (z_2 + l_+)^2}}{z_2 - l_+ + \sqrt{r_2^2 + (z_2 - l_+)^2}} \quad \text{Potential der Anode (unten)} \quad (3)$$

$$\varphi(r, z) = \varphi_1(r, z) + \varphi_2(r, z) \quad \text{Gesamtpotential} \quad (4)$$

l_+ und l_- bezeichnen die jeweilige Länge der positiv bzw. negativ polarisierten Linienelektrode. z ist der Ort auf der Achse der Linienelektrode, von der im Abstand r der Aufpunkt P abgetragen wird. Die Äquipotentialflächen der Linienelektroden haben die Form eines gestreckten Rotationsellipsoids. Das Gesamtpotential $\varphi(r, z)$ ergibt sich aus der Superposition beider Teilpotentiale.

5.3 Inversion

Mithilfe des Linienelektrodenmodells sollen die SP-Anomalien im Bereich der Münchberger Masse erklärt werden. Die Aufgabe der Inversion ist die Bestimmung der verschiedenen Parameter in den beiden Beziehungen (2) und (3). Diese sind: 1. die Stromstärke I , welche durch beide Linienelektroden fließt, 2. die Länge der Anode l_+ und Kathode l_- , 3. die Tiefe h , 4. die Position D der Anomalie an der Erdoberfläche und 5. dem Einfallswinkel α .

Zwischen dem Datenvektor $\vec{d} = (d_1, d_2, \dots, d_N)^T$ und dem Parametervektor $\vec{m} = (m_1, m_2, \dots, m_M)^T$ existiere die Beziehung

$$\vec{d} = F(\vec{m}),$$

welche die Daten mit den Parametern verbindet. Das Funktional $F(\vec{m})$ ist hier die nichtlineare Funktion (4). Diese kann durch eine Taylorreihe um einen Startwert (Startmodell) entwickelt und

durch Abbrechen der Reihe nach der ersten Ableitung auf ein lineares Inversionsproblem reduziert werden.

$$d_i = F_i(m_{10}, m_{20}, \dots, m_{M0}) + \sum_{j=1}^M \underbrace{\frac{\delta F_i}{\delta m_j}(m_{10}, m_{20}, \dots, m_{M0})}_{\text{partielle Ableitung } G_{ij}} * (m_j - m_{j0}) \quad (5)$$

\underline{G} enthält die partiellen Ableitungen des Funktionals $F(\vec{m})$ nach den Parametern m_j . Es müssen folgende Ableitungen gebildet werden:

$$\frac{\delta \varphi}{\delta I}, \frac{\delta \varphi}{\delta l_+}, \frac{\delta \varphi}{\delta l_-}, \frac{\delta \varphi}{\delta D}, \frac{\delta \varphi}{\delta \alpha}, \frac{\delta \varphi}{\delta h}$$

Mit den Definitionen

$\vec{d}_0 = (d_{10}, d_{20}, \dots, d_{N0})^T$ bekannter (theoretischer) Datenvektor des Startmodells

$\Delta \vec{d}_0 = F_i(\Delta d_{10}, \Delta d_{20}, \dots, \Delta d_{N0})^T = \vec{d} - \vec{d}_0$ Datendifferenzvektor

$\Delta \vec{m}_0 = F_i(\Delta m_{10}, \Delta m_{20}, \dots, \Delta m_{N0})^T = \vec{m} - \vec{m}_0$ Modelldifferenzvektor

lautet (5) dann:

$$\Delta d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} \Delta m_j \quad i = (1, \dots, N)$$

$$\Delta \vec{d} = \underline{G} \Delta \vec{m}$$

Ziel ist es, den Fehlervektor $\vec{\varepsilon}$ zwischen den Meßdaten \vec{d}_m und den Modelldaten \vec{d}_0 zu minimieren.

$$\vec{\varepsilon} = \vec{d} - (\vec{d}_0 + \underline{G} \Delta \vec{m})$$

Bei nichtlinearen Problemen geschieht dies iterativ beispielsweise mit der Methode der kleinsten Quadrate. Die Lösung ist:

$$\Delta \vec{m} = (\underline{G}^T \underline{G})^{-1} \underline{G}^T \Delta \vec{d}$$

5.4 Ergebnisse der Inversion

Von den einzelnen Profilen läßt sich das nördlich gelegene Profil 1 mit dem Modell am besten erklären (siehe Abb. 8 links). Für dieses Profil wurden zwei Inversionen berechnet; bei Inversion 2 wurde das Minimum bei $x=1250\text{m}$ aus den Daten entfernt. Um einen Gesamteindruck von der Struktur zu bekommen, wurden die Daten von allen vier Profilen gemittelt. Es wurden dazu alle Daten nach der um 32° gedrehten x-Koordinate sortiert und mit einem laufenden Mittel über 30 Werte geglättet (siehe Abb. 8 rechts). Die Parameter der Inversionsmodelle sind in der Tabelle 1 aufgelistet, die Modellantworten sind ebenfalls in der Abb. 8 eingezeichnet.

	Strom	Kathode	Anode	Position	Einfall	Tiefe
Profil 1, Inv.1	-0.5 A	13.2 m	197.8 m	603.1 m	113.5°	104.1 m
Profil 1, Inv.2	-0.5 A	276.2 m	106 m	752.5 m	50.4°	220.3 m
Gesamt-Mittel	-7.0 A	166.3 m	104.1 m	692 m	52.0°	419.8 m

Tabelle 1: Parameter der Inversionsmodelle

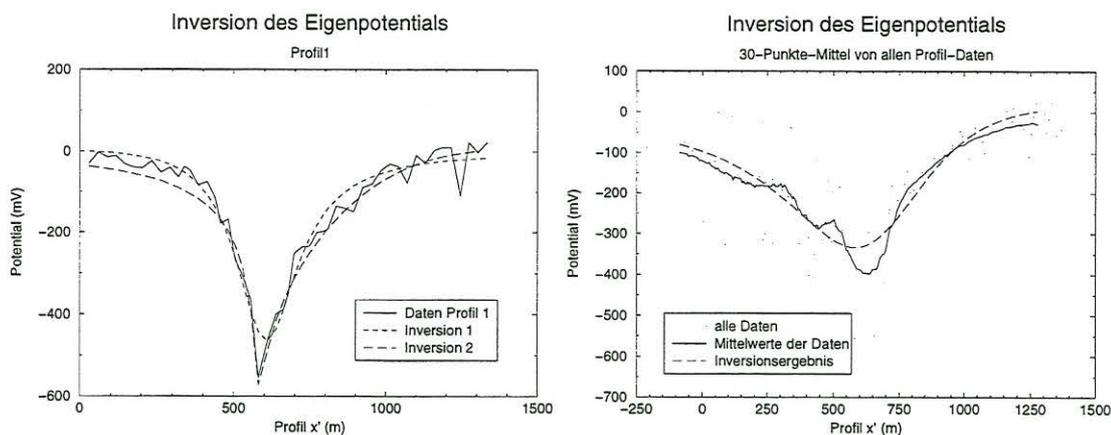


Abbildung 8: Inversionsergebnisse für das Profil 1 (links) und für den Mittelwert aus allen Profilen (rechts)

5.5 Diskussion der Inversionsergebnisse

Die Modellierung hat gezeigt, daß der typische Verlauf von Profil 1 durch eine steil stehende graphitisierte Verwerfung erklärt werden kann. Die Parameter des Inversionsmodells haben allerdings große Unsicherheiten, wie ein Vergleich der Inversionen 1 und 2 zeigt. Besonders die Richtung des Einfallens der Schicht, welches hier von großem Interesse ist, kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

Die Profile 2 und 3 enthalten zwei oder mehrere lokale Minima und erfordern die Berücksichtigung mehrerer Linienelektrodenpaare. Auf Profil 4 erreicht das Potential in seinen Flanken ein stark unterschiedliches Niveau. Die Inversion des Mittelwertes aller Profile stellt den Versuch dar, das gesamte anomale Potential durch einzelnes Linienelektrodenpaar zu erklären. Der resultierende Einfallswinkel von 52° widerspricht allerdings der geologischen Kenntnis vom Einfall der Randverwerfung in Richtung der Münchberger Masse.

Die Datensicht und das Inversionsergebnis für Profil 1 lassen darauf schließen, daß ein System aus mehreren steilstehenden Leitern die Ursache der Eigenpotentialanomalie darstellt.

6 Vergleich zur MT-Messung

Bei der MT-Messung ergab sich für die kleinsten Eindringtiefen des elektromagnetischen Feldes ein Swift-Winkel von 50°. Der Bahr-Winkel variiert schon bei kurzen Perioden (8s-16s) zwischen 45° und 35°. Somit weicht die daraus resultierende Vorzugsrichtung der Leitfähigkeit leicht von der Richtung der Eigenpotentialanomalie ab (siehe Abb. 9). Diese Abweichung läßt sich jedoch einfach dadurch erklären, daß der Induktionsraum der MT schon bei den niedrigsten Perioden größer als das Meßgebiet ist und damit durch weiter entfernte Strukturen beeinflusst wird. Die SP-Messungen geben daher deutliche Hinweise auf den lokalen Verlauf leitfähiger Strukturen.

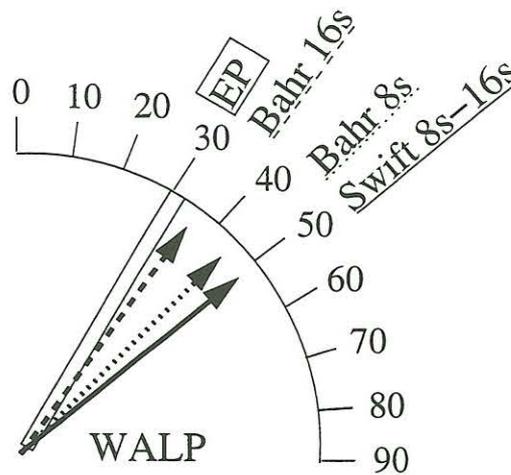


Abbildung 9: Richtung der Eigenpotential-Anomalie (EP) im Vergleich mit den Vorzugsrichtungen der MT bei kurzen Perioden

7 Zusammenfassung

- Es wurde eine Eigenpotentialanomalie gefunden, die mit dem Randbereich der MM korreliert.
- Die Streichrichtung der EP-Anomalie ist vergleichbar mit der Vorzugsrichtung der MT.
- Wahrscheinlich existieren in dem Verwerfungssystem zwischen Münchberger Masse und Fichtelgebirge starke Akkumulationen von Graphit, das als Ursache sowohl für die EP-Anomalie als auch für die ausgeprägte Vorzugsrichtung in den MT-Daten anzusehen ist.

Literatur

- [1] Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys.*, **62**, 119-127.
- [2] Stoll, J.B., 1995. Beobachtung der Dynamik von Eigenpotentialen in der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz. Diss. J.W. Goethe-Universität Frankfurt am Main
- [3] Stoll, J., J. Bigalke, and E.W. Grabner, 1995. Electrochemical modelling of self-potential anomalies. *Surv. Geophys.*, **16**, 107-120
- [4] Swift, C.M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south western United States, Ph. D. thesis, M.I.T., Cambridge, Mass.
- [5] Wurm, A., 1961. Geologie von Bayern: Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald. Gebrüder Borntraeger Berlin-Nikolassee