

Vorwärtsmodellierung von Eigenpotentialanomalien mit Hilfe eines Ohm'schen Widerstandsnetzwerks

U. Zimmer, Institut für Geophysik, Münster

1 Einleitung

Messungen von Eigenpotentialen (engl. SP = selfpotentials) sind bekannt als preiswerte und schnelle Methode zur quantitativen Erfassung von elektrisch aktiven Gebieten. Sie finden z.B. Anwendung in der Erzprospektion und bei der Altlastenerkundung. Speziell bei Mineralpotentialen handelt es sich um das Potential galvanischer Ströme, die durch eine Zonierung des chemischen Redoxpotentials entstehen können, wenn ein Elektronenleiter die oxidierende und die reduzierende Zone leitend verbindet (SATO und MOONEY, 1960). Die SP-Methode eignet sich deshalb als Indikator für das Vorhandensein gut leitfähiger Strukturen wie z.B. Erzlagerstätten oder graphitisierter Schichten in einer Gesteinsabfolge. Aus diesem Grunde wurde das Verfahren von der Arbeitsgruppe Magnetotellurik der Universität Münster 1989 und 1991 in Kalabrien (Süditalien) angewandt, wo graphitisierte Horizonte anstanden. Dabei wurde in der Nähe der Stadt MONTEROSSO eine ausgeprägte SP-Anomalie gefunden (JÖDICKE, 1992), deren Auswertung im folgenden vorgestellt wird.

Analytische Modellrechnungen zu Eigenpotentialanomalien wurden bisher lediglich für einfache Modelle im homogenen Halbraum durchgeführt (MEISER, 1962; KRAJEV, 1957). Diese Rechnungen liefern jedoch nur eine ungenügende Beschreibung der Realität, da sie immer von einfachen Quellgeometrien im homogenen Halbraum ausgehen. Diese Modelle stimmen nur ansatzweise mit den räumlich oft ausgedehnten Körpern überein, über denen Eigenpotentiale nachgewiesen wurden (LOGN und BØLVIKEN, 1974). Zur Berechnung der elektrischen Felder ausgedehnter Quellverteilungen im inhomogenen Halbraum wird deshalb ein numerisches Verfahren benutzt, das die Stromgleichung der Maxwelltheorie mit Hilfe eines Ohm'schen Analogmodells löst. Dadurch, daß sowohl die Verteilung der Quellen als auch die Leitfähigkeitsverteilung beliebig sein kann, soll eine bessere Übereinstimmung zwischen geologischen Vorstellungen und Modellrechnungen erreicht werden. Dabei steht die Frage im Vordergrund, wie sich eine inhomogene Leitfähigkeitsverteilung bzw. eine unsymmetrische Verteilung der Quellen auf den Verlauf des elektrischen Potentials auswirkt. Die Quellstärken erhält man durch die Analyse gemessener Kurven.

2 Mineralpotentiale

Mineralpotentiale stellen einen Sonderfall Nernst'scher Potentiale dar. Aufgrund ihrer großen Bedeutung im Rahmen der untersuchten Anomalie werden sie hier kurz erläutert. Bei der Entstehung von Mineralpotentialen steht ein Störkörper (z.B. ein erz- oder graphithaltiges Gestein) mit seinem unteren Ende im Grundwasser, während sein oberes Ende darüber hinausragt (vgl. Abb. 1).

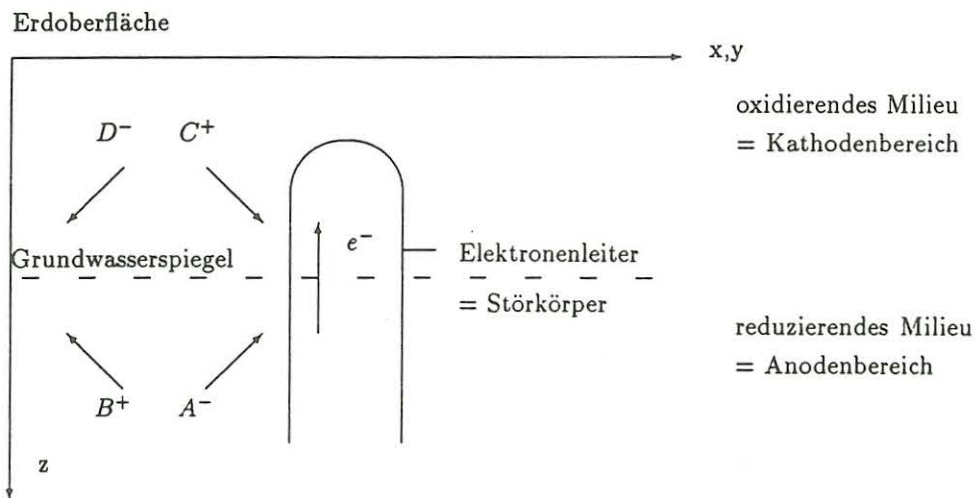


Abbildung 1: Entstehung von Mineralpotentialen. Dargestellt sind die verschiedenen Ionenströme und der Elektronenstrom.

Bei SP-Anomalien speziell über graphitisierten Schichten wird davon ausgegangen, daß der Graphit nur zum Transport der Elektronen dient, ohne selbst chemisch zersetzt zu werden. Im unteren Bereich des Störkörpers wandern die Anionen A^- in Richtung des Elektronenleiters und geben dort Elektronen e^- ab, die durch diesen hindurch zum oberen Ende des Leiters fließen. Dort werden die Elektronen dann von den Kationen C^+ aufgenommen, die sich ebenfalls auf den guten Leiter zu bewegen. Um diesen Ladungstransport auszugleichen, müssen die verbleibenden Ionen B^+ und D^- in die entgegengesetzte Richtung wandern. Elektrodynamisch gesehen sind die Bereiche, in denen die Anionen oxidiert werden, Stromquellen (KILTY, 1984). Analog sind die Bereiche, in denen Kationen reduziert werden, Stromsenken. Durch den Ionenstrom entsteht ein Spannungsabfall am elektrischen Widerstand des Gesteins („ohmic drop“), der an der Erdoberfläche gemessen werden kann.

Aufgrund der ablaufenden chemischen Reaktionen können Mineralpotentiale als galvanische Elemente mit riesigen Dimensionen aufgefaßt werden. Als Halbzellen bezeichnet man in Analogie zu normalen galvanischen Elementen die Raumbereiche unterschiedlicher Eh -Konditionen, d.h. Bereiche mit reduzierendem bzw. oxidierendem Milieu. Darum wird die Bezeichnung „Geobatterie“ für die beobachteten Phänomene verwendet (z.B. SIVENAS und BEALES, 1982).

3 Erste Analyse der SP-Anomalie MONTEROSSO

Die folgende Diskussion beschränkt sich auf 2-dimensionale Modelle. Für das Anwendungsbeispiel MONTEROSSO aus Kalabrien scheint dies gerechtfertigt, denn dort konnte dieselbe Anomalie auf mehreren Parallelprofilen nachgewiesen werden, die einige hundert Meter auseinander lagen.

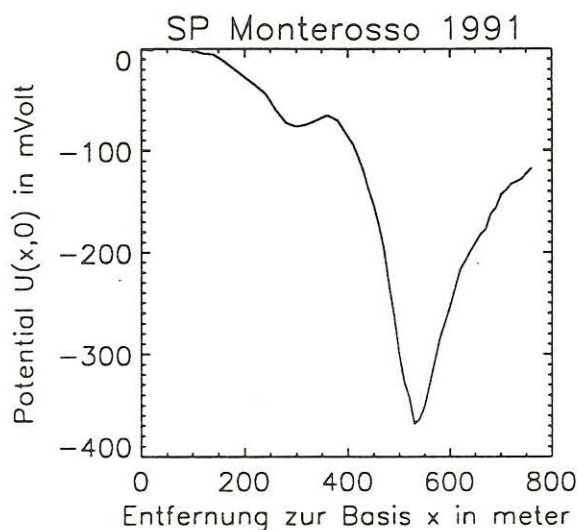


Abbildung 2: Eigenpotentialanomalie MONTEROSSO, gemessen 1991.

Da die gemessene SP-Kurve zwei lokale Minima zeigt, sind mindestens zwei Quellregionen notwendig, um die Kurve zu erklären (vgl. Abb. 2). Die ersten einfachen Anpassungen eines analytischen Modells an die Meßwerte liefern das Feld zweier 2D-Dipole, denen ein topographisch bedingtes Potential überlagert ist. Aufgrund der Lage der lokalen Minima liegen die Quellregionen im Bereich 300m bzw. 530m Entfernung vom Ursprung. Aus der Halbwertsbreite der Anomalie ergibt sich eine mittlere Tiefenlage der Quellen von 50 bzw. 70 m. Das 2D-Dipolmoment der Hauptanomalie beträgt ungefähr $0.5Am$, das des Nebenminimums $0.06Am$.

Da die Graphithorizonte im Bereich des Hauptminimums nachweislich bis an die Erdoberfläche ragen, ist anzunehmen, daß die Quellen eine größere räumliche Ausdehnung haben und ebenfalls bis fast an die Erdoberfläche heranreichen. Aus diesem Grund ist eine Anpassung durch Punktquellen (Dipole) nur bedingt sinnvoll. Darum folgt eine Modellierung der Daten unter Vorgabe ausgedehnter Quellverteilungen.

4 Lösung der Stromgleichung mit dem Widerstandsnetzwerk

Um die elektrischen Felder ausgedehnter, unsymmetrischer Quellverteilungen in inhomogenen Räumen berechnen zu können, wird ein Ohm'sches Ersatzschaltbild benutzt. Dadurch vereinfacht sich die Lösung der Stromgleichung auf die Analyse linearer Netzwerke.

Zur Lösung des oben genannten Problems wird das gesamte zu untersuchende Gebiet in $M \times N$ gleichgroße Teilvolumina unterteilt. Jedem dieser Untergebiete werden die beiden physikalischen Parameter elektrische Leitfähigkeit σ und Quellstärke $div(\vec{j})$ des elektrischen Stromes zugeordnet. Zur Berechnung der Potentialfunktion wird ein Widerstandsnetzwerk mit M Zeilen und N Spalten auf das zu untersuchende Gebiet projiziert (vgl. Abb. 3). Jeder

Knotenpunkt des Netzwerkes entspricht dem Mittelpunkt eines einzelnen Volumenelementes. Jedem Knoten wird entsprechend den Modellvorstellungen ein Quellstrom und ein Leitwert zugeordnet. Anschließend wird die Kontinuitätsgleichung des Stroms für jeden Knotenpunkt j des Gitters aufgestellt und das so gewonnene Gleichungssystem mit Hilfe eines Computers gelöst.

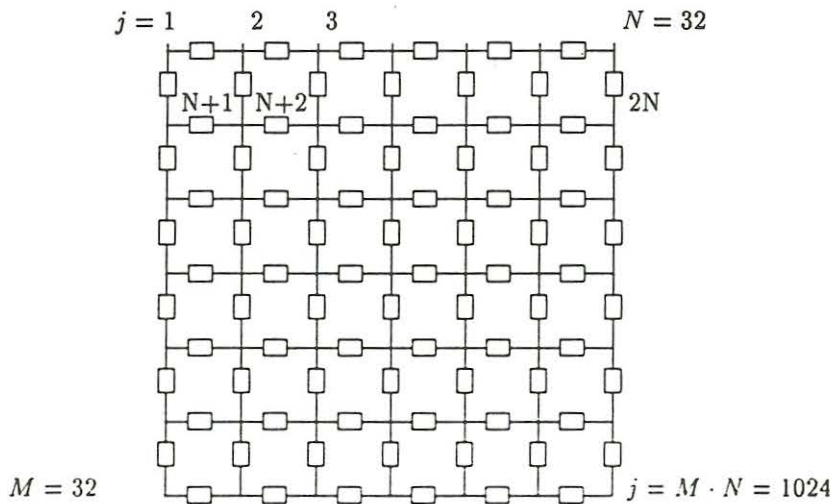


Abbildung 3: Widerstandsnetzwerk als Projektion eines zu untersuchenden Raumgebietes. Die Indizierung der Knotenpunkte erfolgt zeilenweise: $j = n + (m - 1)N$.

Integriert man die Stromgleichung für jedes einzelne Volumenelement des betrachteten Gebietes, erhält man durch die Anwendung des Gauß'schen Integralsatzes auf jedes einzelne Volumenelement (vgl. Abb. 4):

$$\underbrace{\int_{V_j} q dV}_{:=I_0} = \underbrace{\int_{F_1} \vec{j}_1 \cdot d\vec{F}}_{:=I_1} + \underbrace{\int_{F_2} \vec{j}_2 \cdot d\vec{F}}_{:=I_2} + \underbrace{\int_{F_3} \vec{j}_3 \cdot d\vec{F}}_{:=I_3} + \underbrace{\int_{F_4} \vec{j}_4 \cdot d\vec{F}}_{:=I_4}. \quad (1)$$

Analoge Formeln gelten für einen Knotenpunkt im Netzwerk und seine Nachbarwerte (vgl. Abb. 4). Für den 2D-Fall ergibt sich somit in lokaler Zählweise:

$$I_0 = -I_1 + I_2 + I_3 - I_4. \quad (2)$$

Der Strom zwischen 2 Punkten wird durch die Leitwerte und deren Potentialdifferenz ausgedrückt:

$$I_1 = -s_1 \cdot (U_0 - U_1) \quad \text{usw.} \quad (3)$$

$s_1 = \frac{1}{R_1}$ ist der Leitwert zwischen den beiden Punkten 1 und 0. Daraus folgt schließlich:

$$-I_0 = s_1 U_1 + s_2 U_2 + s_3 U_3 + s_4 U_4 - (s_1 + s_2 + s_3 + s_4) U_0. \quad (4)$$

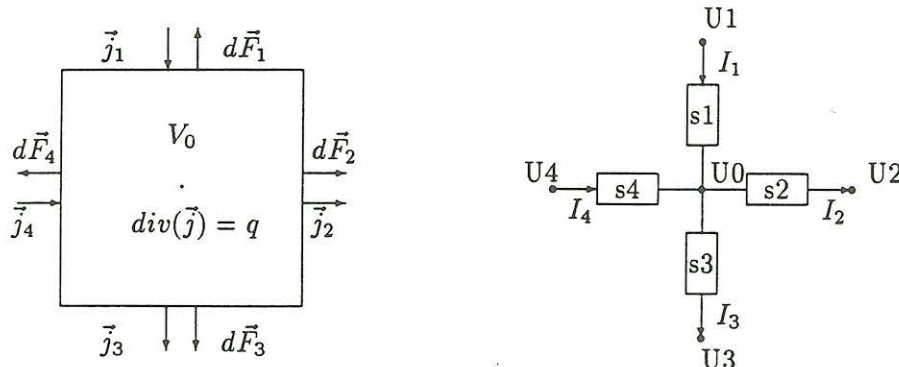


Abbildung 4: Einzelnes Volumenelement und Knotenpunkt, durch den es dargestellt wird. Links: Teilvolumen des Gebietes; rechts: einzelner Knotenpunkt im Widerstandsnetzwerk und seine Nachbarn 1,2,3,4.

Diese Gleichung gilt für alle Punkte im Netzwerk. Dabei erfolgt die Indizierung der Punkte zeilenweise. Deutet man die Ergebnisse für ein einzelnes Volumenelement, so ist I_k die Summe der Quellstärken in dem betreffenden Volumenelement. Sie entspricht der chemischen Bildungs- bzw. Neutralisationsrate für Anionen und Kationen. s_k entspricht der integrierten Leitfähigkeit im Volumenelement V_k . Werden nun die integrierten Quellstärken I_k und Leitwerte s_k für alle Knotenpunkte vorgegeben, kann das elektrische Potential U_k für jeden Punkt gemäß (4) berechnet werden und als Potentialverteilung bei SP-Anomalien gedeutet werden. Die Berechnung der Potentialwerte kann sowohl durch die explizite Auflösung eines inhomogenen linearen Gleichungssystems wie auch iterativ erfolgen.

4.1 Lösung des linearen Gleichungssystems

Das Verfahren zur Lösung der Stromgleichung mit Hilfe eines linearen Gleichungssystems läßt sich wie folgt beschreiben: Numeriert man die einzelnen Punkte zeilenweise wie in Abbildung 3, kann die Kontinuitätsgleichung $div(\vec{j}) = q$ in ihrer numerischen Form für jeden Punkt j aufgestellt werden:

$$\sum_k s_j^k U_k - \sum_k s_j^k U_j = I_j \quad \text{für } j = 1, \dots, MN. \quad (5)$$

Um Formeln zu erhalten, die in ihrer Form dem Ohm'schen Gesetz ähneln, steht: U_j für das Potential, das an dem Punkt mit der Nummer j herrscht, I_j für die Quellstärke am j -ten Knotenpunkt und s_j^k für den Maschenleitwert zwischen den Knoten mit den Nummern j und k . Die Summe ist über alle Nachbarnpunkte auszuführen, die direkt elektrisch leitend miteinander verbunden sind. Auf diese Weise erhält man das Ohm'sche Gesetz in Form eines linearen Gleichungssystems:

$$S\vec{U} = \vec{I}. \quad (6)$$

- Die Matrix S enthält in ihrer j -ten Zeile die Koeffizienten der Bestimmungsgleichung für das elektrische Potential U am Punkt j . Diese setzen sich aus den Leitwerten zwischen den

einzelnen Knotenpunkten zusammen.

- Der Vektor \vec{I} enthält die Quellstärken I_j an den entsprechenden Punkten;
- der Vektor \vec{U} enthält die Werte des elektrischen Potentials.

4.2 Relaxationsverfahren

Mittels des Relaxationsverfahrens können die Potentialwerte U_j iterativ berechnet werden. Beim Relaxationsverfahren wird die Kontinuitätsgleichung in ihrer diskretisierten Form als Iterationsvorschrift benutzt, um das elektrische Potential U_j zu berechnen (vgl. (4)). Damit erhält die Kontinuitätsgleichung die folgende Form:

$$U_j := \frac{I_j + s_{j-N}U_{j-N} + s_j U_{j+1} + s_j U_{j+N} + s_{j-1}U_{j-1}}{s_{j-N} + 2s_j + s_{j-1}}. \quad (7)$$

Diese Gleichung ist als Iterationsvorschrift für alle Punkte zu verstehen. Zu Beginn gilt $U_j^0 := 0$ für alle j . Gemäß obiger Iterationsvorschrift wird nun U_j^1 aus dem Startmodell U^0 berechnet. Jede neue Stufe der Iteration U_j^{n+1} wird so aus ihrem Vorgängermodell U_j^n berechnet. Dieser Vorgang wird abgebrochen, sobald die relative Abweichung der neuen Potentialwerte von ihren Vorgängern genügend klein ist.

Dieses Verfahren wird in ähnlicher Form zur numerischen Lösung des Dirichlet'schen Randwertproblems benutzt. Dabei wird die homogene Laplacegleichung gelöst, indem man die Potentialwerte auf den Randflächen vorgibt und iterativ die übrigen Werte bestimmt. Diese Methode ist bekannt unter dem Namen *Relaxationsverfahren* (MARSAL, 1976). Für die folgenden Anwendungen wurde das Verfahren derart modifiziert, daß anstelle der Potentialwerte U_j die Quellstärken des Stromes I_j auf den Gebietsrändern vorgegeben werden. Ferner können die Widerstandswerte an den einzelnen Knotenpunkten beliebig vorgegeben werden. Auf diese Weise erhält man eine Lösung der inhomogenen Laplacegleichung in inhomogenen Räumen.

5 Vergleich der beiden vorgestellten Verfahren

Die beiden vorgestellten Verfahren haben jeweils ihre Vor- und Nachteile. Welches Verfahren letztendlich zum Einsatz kommt, hängt von der Fragestellung ab.

Für hohe Auflösung eignet sich das Relaxationsverfahren besser, denn es nutzt den vorhandenen Speicher effektiver, da nur die drei Vektoren für die Leitwerte s , für die Quellterme I und für die Potentialwerte U benötigt werden. Zur Lösung des linearen Gleichungssystems nach Gauß wird zusätzlich die Koeffizientenmatrix S benötigt. Dabei enthält die Matrix pro Zeile maximal 5 Werte, die von Null verschieden sind. Somit ist die räumliche Auflösung des Relaxationsverfahrens bei gleichem Speicherplatzbedarf bedeutend höher als die Auflösung des linearen Gleichungssystems nach Gauß.

Das Relaxationsverfahren hat als Iterationsverfahren aber den Nachteil hoher Rechenzeit. Hier liegt die Stärke des verwendeten Gauß-Algorithmus zur exakten Lösung des linearen Gleichungssystems. Da dieser im Gegensatz zum Relaxationsverfahren nur einen

Bruchteil der Rechenzeit benötigt, eignet es sich besonders zur Anpassung eines groben Modells. Feinere Strukturen können dann mit dem Relaxationsverfahren berechnet werden.

6 Modellkurven für plattenförmige Strukturen

Ziel der folgenden Rechnungen ist eine Erklärung der Eigenpotentialanomalie MONTE-ROSSO mit ausgedehnten Quellverteilungen. Für die Berechnung von Mineralpotentialen über Graphiten werden aufgrund geologischer Vorstellungen plattenförmige Körper angenommen. Diese erscheinen in der 2-dimensionalen Projektion als Linienleiter.

Um den Einfluß einer inhomogenen Leitfähigkeitsverteilung zu verdeutlichen, werden zunächst die Ergebnisse einer 2D-Modellrechnung vorgestellt, die für einen geschichteten Halbraum durchgeführt wurde (vgl. Abb. 5):

- Der spezifische elektrische Widerstand der ersten Schicht beträgt $\rho_1 = 150\Omega m$, der der zweiten Schicht lediglich $\rho_2 = 60\Omega m$.
- Aufgrund der großen zeitlichen Stabilität von SP-Anomalien müssen insgesamt genauso viele positive wie negative Quellen vorhanden sein:

$$Q_{ges} = \int_V \operatorname{div}(\vec{j}) dV = 0. \quad (8)$$

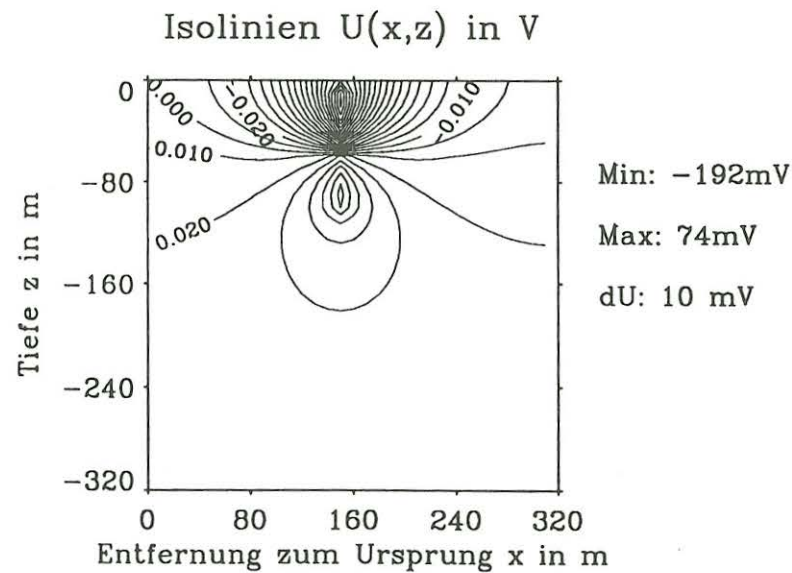
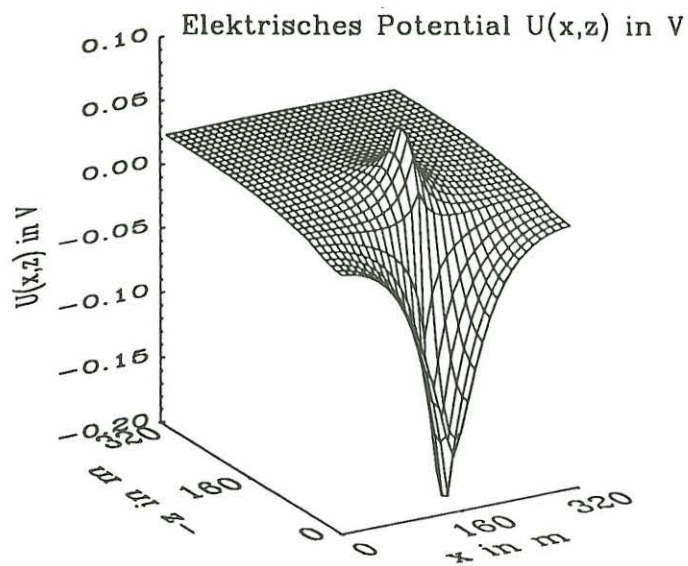
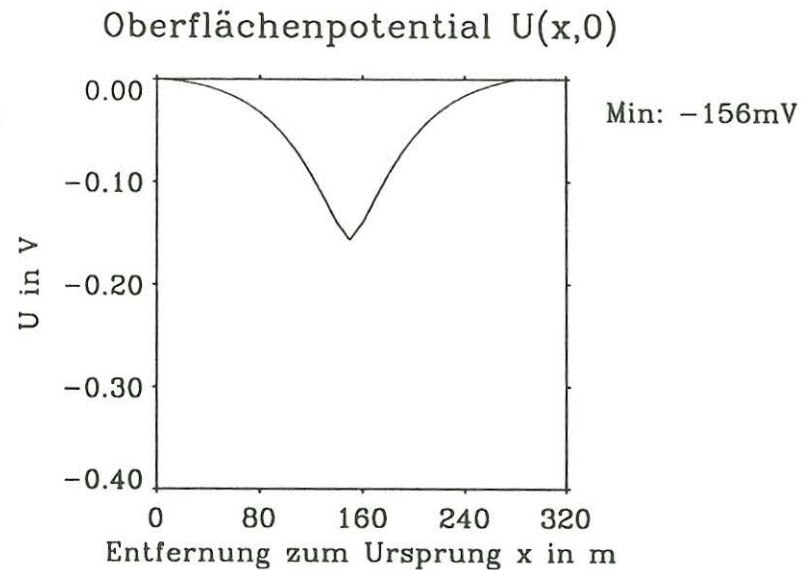
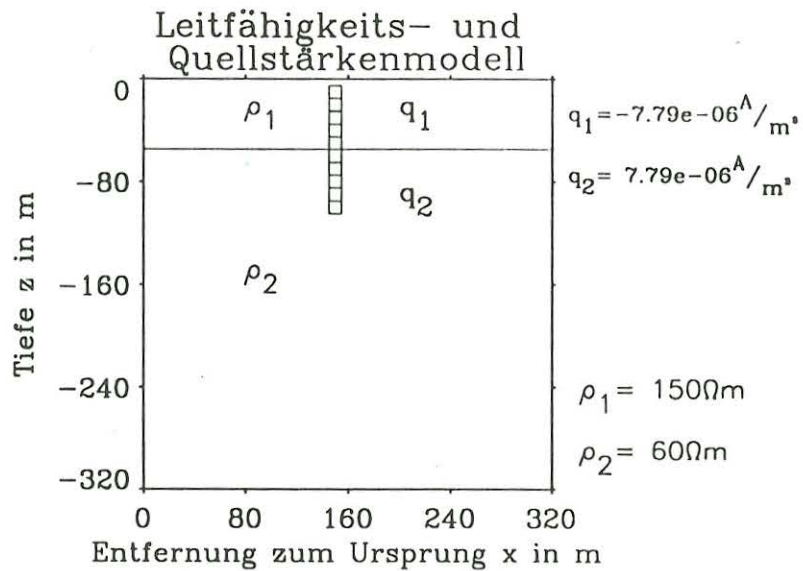
- Ausgehend von der Analyse der gemessenen Kurve wird eine mittlere Tiefenlage der Quellen von 60 m angenommen: Die negativen Quellen befinden sich in einer Tiefe zwischen 10 und 60 m, die positiven Quellen erstrecken sich von 60 bis 110 m Tiefe. Sie sind jeweils in Volumenelementen der Kantenlänge 10 m konzentriert, die entlang der Vertikalen in der Profilmittte liegen.

- Die Quellstärken betragen jeweils $\pm 7.9\mu A/m^3$. Dies entspricht Quellstromdichten von ca. $\pm 40\mu A/m^2$ entlang der Volumenelemente, die die Quellen umschließen.

Abbildung 5 zeigt das Modell und die Ergebnisse der Rechnung. Das Minimum an der Erdoberfläche beträgt $-156mV$ (Bild oben rechts). Der Strom verteilt sich relativ weiträumig um die Quellen. Innerhalb der ersten Schicht sind sowohl das Isolinienbild wie auch die Stromverteilung ähnlich den Ergebnissen, die für den homogenen Halbraum bei gleicher Quellverteilung berechnet werden können. In einem homogenen Halbraum hat das absolute Minimum des Potentials ungefähr den gleichen Betrag wie das absolute Maximum. Nicht so im geschichteten Halbraum: dort ist das Verhältnis zwischen Minimum und Maximum in etwa proportional zum Widerstandsverhältnis der beiden Schichten (Bild unten rechts), so daß Berg und Tal des Potentialgebirges nicht mehr symmetrisch zu einem gedachten Nullniveau liegen.

Nach der Theorie von SATO und MOONEY (1960) sollte maximal die halbe Zellspannung $\Delta Eh_{max}/2$ als größte Potentialdifferenz an der Erdoberfläche zu beobachten sein. Als Zellspannung wird dabei die maximale Differenz der Eh -Werte bezeichnet, die im stromlosen Zustand eines galvanischen Elementes gemessen wird. Die These scheint nur für symmetrisch aufgebaute Modelle zuzutreffen. Ist der spezifische Widerstand des Elektronenleiters

Abbildung 5: Modell und Potentialverteilung zweier Linienquellen im geschichteten Halbraum, Widerstandsverhältnis $\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{1}{2}$.



sehr viel kleiner als der des umgebenden Gesteins, kann vom Kurzschluß der Geobatterie gesprochen werden. Nimmt man in Analogie zu herkömmlichen galvanischen Elementen an, daß im Kurzschlußfall die maximale Spannung zwischen „Plus“- und „Minus“-Pol der größten (negativen) Eh -Differenz entspricht, so deutet das obige Ergebnis darauf hin, daß die Theorie von SATO und MOONEY modifiziert werden muß.

Bei Mineralpotentialen ist es vernünftig anzunehmen, daß die zweite Schicht eine höhere Leitfähigkeit als die Deckschicht hat ($\rho_1 \geq \rho_2$). Für den Entstehungsmechanismus von Mineralpotentialen wird nämlich davon ausgegangen, daß das untere Ende des Elektronenleiters ins Grundwasser hineinragt (vgl. Abb. 1). Berücksichtigt man, daß die Leitfähigkeit mit der Bodenfeuchtigkeit ansteigt, kann im Bereich des Grundwasserspiegels mit einem Anstieg der Leitfähigkeit gerechnet werden. Beim vorliegenden Modell mit unsymmetrischer Leitfähigkeitsverteilung ist der „Pluspol“ schwächer ausgebildet als der „Minuspole“. Das absolute Maximum beträgt bei diesem Modell lediglich $74mV$, während das absolute Minimum bei $-192mV$ liegt. Man hat also eine maximale Potentialdifferenz von ca. $260mV$. Davon sind ca. $-160mV$ an der Erdoberfläche zu beobachten. Dies ist mehr als die halbe Maximalspannung $\frac{|U_{max}-U_{min}|}{2}$! Beim Kurzschluß der „Geobatterie“ wären somit entgegen der These von SATO und MOONEY (1960) unter Umständen Spannungsdifferenzen an der Erdoberfläche zu erwarten, die über der halben maximalen Eh -Differenz liegen. Dies wird auch durch Laborversuche zur Simulation von SP-Anomalien der Frankfurter Arbeitsgruppe BIGALKE, GRABNER, STOLL nahegelegt (BIGALKE und GRABNER, 1992).

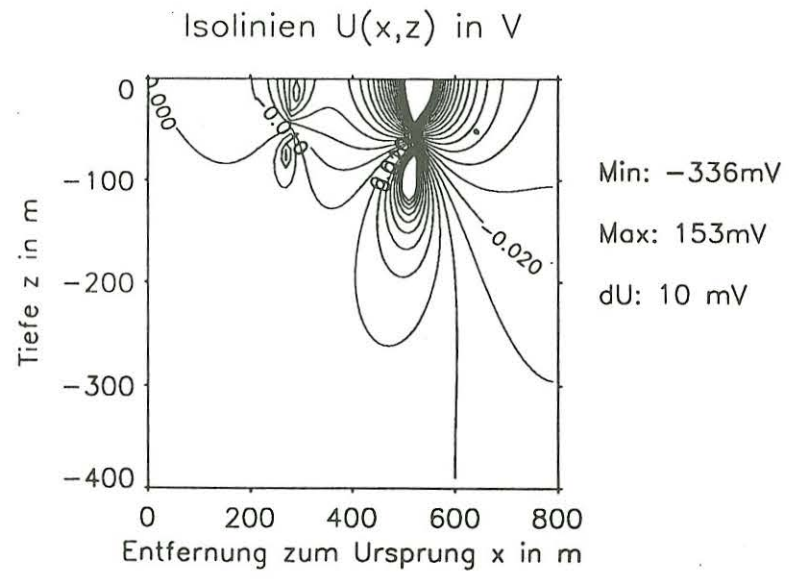
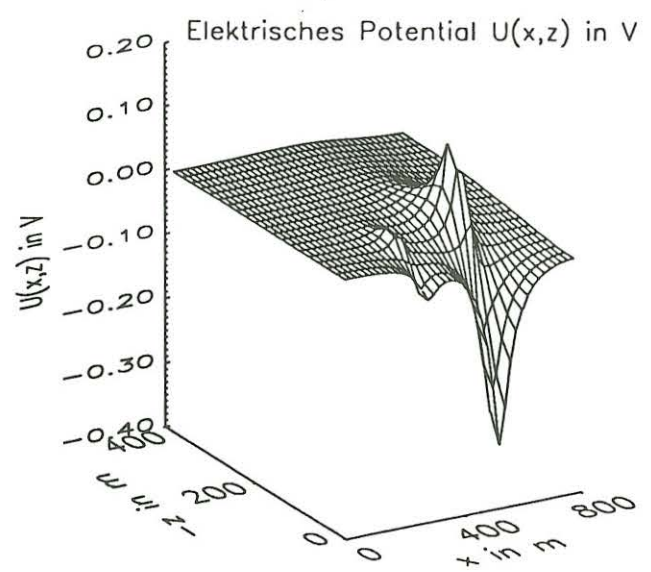
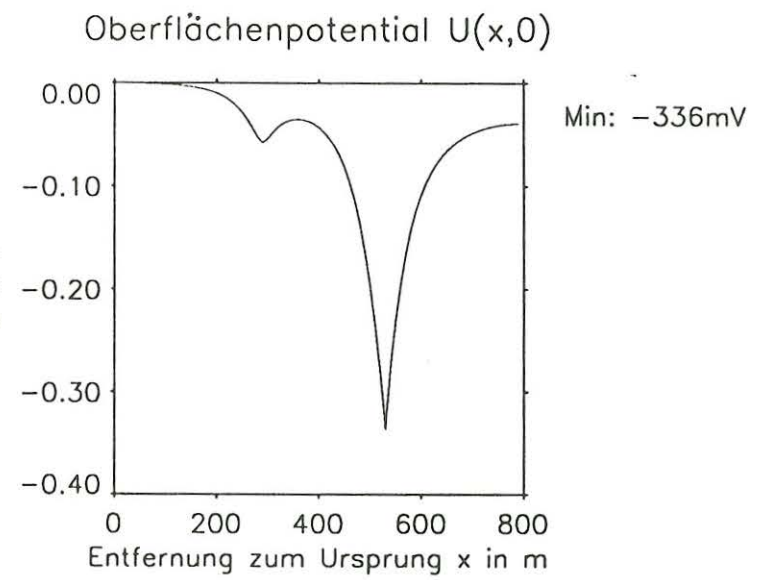
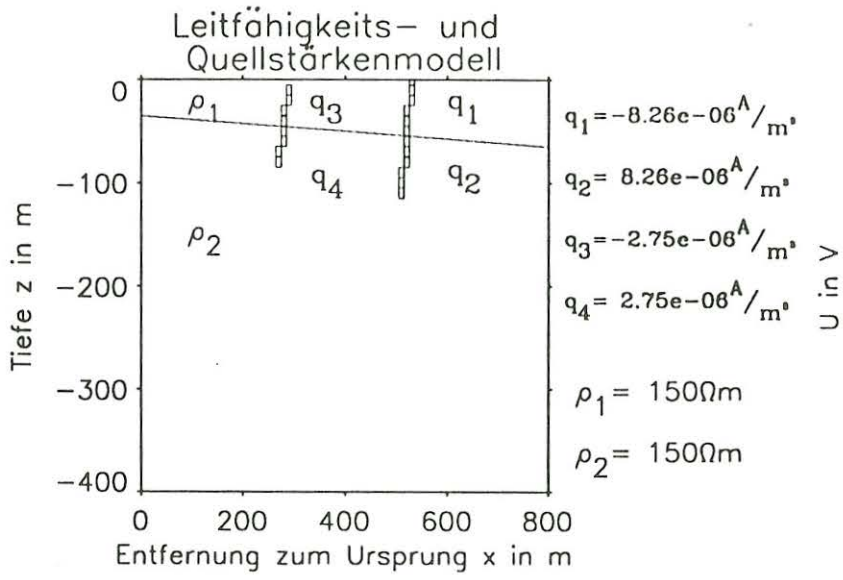
7 Erklärungsversuch der SP-Anomalie MONTEROSSO

Da im Gebiet MONTEROSSO graphithaltiges Unterkrustengestein an der Erdoberfläche ausstreicht, ist anzunehmen, daß der Hauptteil des elektrischen Feldes durch ein Mineralisationspotential erklärt werden kann. Die beste Übereinstimmung mit der gemessenen Kurve wurde mit einem Modell erreicht, bei dem Quellen bis nahe an die Erdoberfläche reichen. Diese Annahme erscheint für die in Kalabrien gemessenen Daten insofern sinnvoll, als im Bereich des Potentialminimums graphithaltiges Gestein an der Erdoberfläche ansteht. Der Übergang zwischen oxidierendem und reduzierendem Milieu liegt bei den betrachteten Modellen in ca. $60m$ Tiefe.

Abbildung 6 zeigt das Modell zweier schrägstehender dipolähnlicher Platten (Bild oben links). Das Zentrum des größeren Dipols liegt in Anlehnung an die analytische Modellkurve bei $530m$ Abstand zur Basis in einer Tiefe von $60m$. Die Quellen verteilen sich nach den Modellrechnungen auf einen Bereich zwischen 0 und $120m$ Tiefe. Die vorgegebene Quellstromdichte beträgt $j_x \approx 40\mu Am^{-2}$ auf den Volumenelementen, die Quellen enthalten. Daraus ergibt sich ein Dipolmoment von $D_1 \approx 0.59Am$. Das Zentrum des kleineren Dipols liegt bei $290m$ Entfernung zur Basis in $50m$ Tiefe. Er hat eine Ausdehnung von $h = 80m$. Da dieser Dipol aufgrund der Analyse der SP-Kurve ein Dipolmoment von $\approx 0.05Am$ hat, wird ihm die Quellstromdichte $\approx 15\mu Am^{-3}$ zugeordnet.

Das unter diesen Vorgaben berechnete Oberflächenpotential und die daraus berechneten Stromdichten stimmen gut mit den aus der ersten Analyse des Profils MONTEROSSO

Abbildung 6: Modell für die SP-Anomalie MONTEROSSO: zwei dipolförmige Linienleiter im Halbraum. Dargestellt sind das Modell und die Potentialverteilung.



erhaltenen Werten überein (vgl. Abschn. 1.3): In Kalabrien wurde an der Erdoberfläche eine maximale Spannungsdifferenz von 360 mV gemessen. Die Modellrechnungen ergeben ein Oberflächenpotential von 340 mV (vgl. Abb. 6 oben rechts). Eine Geoelektriksondierung senkrecht zum Profil ergab für die Deckschicht einen spezifischen Widerstands von $150\ \Omega\text{m}$. Aus den gemessenen Potentialwerten werden mit Hilfe des differentiellen Ohm'schen Gesetz Stromdichten von bis zu $30\ \mu\text{Am}^{-2}$ abgeleitet. Die Modellrechnungen ergeben an der Erdoberfläche ein Maximum von $34\ \mu\text{Am}^{-2}$.

Die Ausdehnung der Anomalie senkrecht zur Zeichenebene beträgt aufgrund der vermessenen Parallelprofile sicherlich einige hundert Meter. Damit wäre mit einem Gesamtstromumsatz der „Geobatterie“ im Ampere-Bereich zu rechnen. Dieser verteilt sich aufgrund der riesigen Dimension räumlich sehr stark. Aufgrund der Größe des Stromes ist mit einer nicht unerheblichen chemischen Umsetzung von Materie zu rechnen (vgl. auch KILTY, 1984).

8 Zusammenfassung

Die durch eine einfache Analyse der Meßkurven erhaltenen Parameter können in eine numerische Modellrechnung eingebracht werden, mit der die Felder ausgedehnter Quellverteilungen im inhomogenen Halbraum berechnet werden können. Damit sind Aussagen über Ausdehnung und Stärke der Quellen möglich. Bei den numerischen Modellrechnungen wird die Stromgleichung der Maxwelltheorie mit Hilfe eines Ohm'schen Analogmodells gelöst.

Die verwendete iterative Methode zur Berechnung der Potentialverteilung ähnelt dem Relaxationsverfahren, wie es zur Lösung des Dirichlet'schen Randwertproblems im homogenen Halbraum benutzt wird (vgl. Abschnitt 1.4.2). Es werden jedoch nicht die Randwerte des Potentials vorgegeben, sondern die Quellstärken. Diese können aufgrund chemischer Überlegungen angenommen werden. Die Widerstandsverteilung kann aufgrund geologischer Modellvorstellungen vorgegeben werden.

Die Ergebnisse der numerischen Modellrechnungen für den geschichteten Halbraum ergeben Spannungsdifferenzen an der Erdoberfläche, die höher liegen als die Hälfte der Maximalspannung im gesamten Modell. Die These von SATO und MOONEY (1960) besagt, daß an der Erdoberfläche maximal die Hälfte der größten Eh -Differenz zu beobachten ist. Nimmt man an, daß es sich bei Mineralpotentialen um den Kurzschluß einer „Geobatterie“ handelt, deuten die Ergebnisse darauf hin, daß die These nur für symmetrisch aufgebaute Modelle gilt, da bei unsymmetrischen Quell- und Leitfähigkeitsverteilungen die absoluten Minima und Maxima der Potentialverteilung unterschiedliche Beträge haben.

Für das Profil MONTEROSSO ergeben sich gute Übereinstimmungen zwischen gemessener SP-Kurve und berechneter Modellkurve, wenn die Quellen des elektrischen Feldes bis fast an die Erdoberfläche reichen. Um das gemessene Oberflächenpotential von ca. 350 mV zu erzeugen, sind im Bereich des Hauptminimums Stromdichten von $30 - 40\ \mu\text{Am}^{-2}$ notwendig.

Literatur

- Bigalke, J. und Grabner, E.W. (1992)** : Ein geophysikalisch- elektrochemisches Modell zur Erklärung von Eigenpotentialanomalien,- Poster 52. Jahrestagung der DGG in Leipzig.
- Jödicke, H. (1991)** : Eigenpotentialmessungen über einem Graphitvorkommen im Bereich eines Unterkrustenaufschlusses in Kalabrien.- Vortrag 52. Jahrestagung der DGG in Leipzig.
- Kilty, K.T. (1984)** : On the Origin and Interpretation of Self-Potential Anomalies.- Geophysical Prospecting 32: 51-62.
- Krajew, A.P. (1957)** : Grundlagen der Geoelektrik, VEB Verlag Technik, Berlin.
- Logn, Ø., Bølviken, B. (1974)** : Self-Potentials at the Joma Pyrite Deposit, Norway.- Geoexploration 12: 11-28.
- Marsal, D. (1976)** : Die numerische Lösung partieller Differentialgleichungen in Wissenschaft und Technik.- B.I.-Wissenschaftsverlag Mannheim/Wien/Zürich.
- Meiser, P. (1962)** : A Method of Quantitative Interpretation of Self-Potential Measurements.- Geophysical Prospecting 10: 203- 218.
- Sato, M., Mooney, H.M. (1960)** : The Electrochemical Mechanism of Sulfide Self-Potentials.- Geophysics 25: 226-249.
- Sivenas, P., Beales, F. (1982)** : Natural Geobatteries associated with sulphide ore deposits.- Journal of Geochemical Exploration 17: 23-143.