

J. Stoll

DER STATUS QUO BEI DEN UNTERSUCHUNGEN DER EIGENPOTENTIALANOMALIE IM KTB-UMFELD

Im Rahmen des Kontinentalen Tiefbohrprogramms (KTB) wurde ab 1987 eine intensive geophysikalische Erkundung sowohl des Bohrplatzbereichs als auch seines weiteren Umfeldes vorgenommen. Im folgenden werden kurz die Messung des Eigenpotentialfeldes, in dessen zentralen Teil die Tiefbohrung niedergebracht wird, und die Messungen des elektrischen, spezifischen Widerstandes vorgestellt. Das Anliegen dieser Arbeit ist die Erläuterung des Zusammenhangs zwischen diesem anomalen elektrischen Feld und den extrem niedrigen spezifischen Widerständen. Wegen der günstigen Lage der KTB-Vorbohrung konnte dieser Zusammenhang durch Bohrlochmessungen zusätzlich unterstützt werden.

1. Die Eigenpotential- und Widerstandsmessungen im KTB-Umfeld

Das Meßgebiet liegt zwischen Erbdorf und Windischeschenbach (Abb. 1). Dort wurde 1987/88 an etwa 1800 Meßpunkten das elektrische Potentialfeld bezüglich eines Referenzpunktes gemessen. Als Meßaufnehmer dienten Kupfer-Kupfersulfatelektroden. In Abb. 2 ist das gemessene Potentialfeld in einer Isolinienkarte dargestellt.

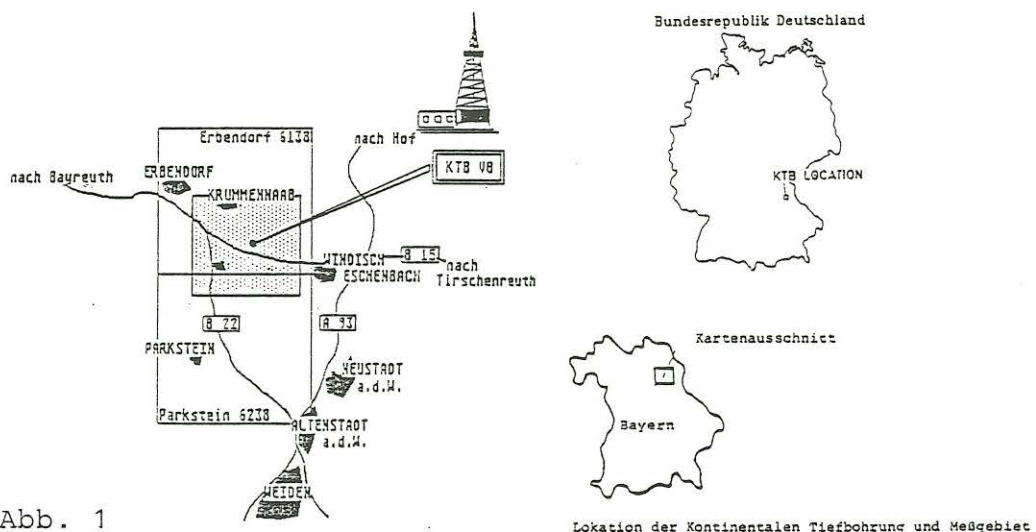


Abb. 1

Lokation der Kontinentalen Tiefbohrung und Meßgebiet

und einer Einteilung in sauerstoffreiche und sauerstoffärmere Gebiete. Diese Zonierung ist an einigen Stellen der Erdkruste von einem elektrisch gut leitenden Material (Erze, Graphit) durchbrochen, das über größere Entfernungen, vor allem in der Vertikalen, in kontinuierlicher, gut leitender Verbindung steht. Seit den vierziger Jahren vermutet man, daß Eigenpotentialanomalien das Ergebnis elektrochemischer Reaktionen sind, die zwischen der Oberfläche des guten elektrischen Leiters und der ihn umgebenden wässrigen Lösungen stattfinden (Wilckens, 1955). Erst aber in der klassischen Arbeit von Sato und Mooney (1960) wird ein elektrochemisches Modell beschrieben, das auf der Grundlage vieler Beobachtungen an Eigenpotentialanomalien und Messungen des Eh- und pH-Wertes in Bohrlöchern und Erzminen die modellhafte Quantifizierung von Eigenpotentialen erlaubt.

Im folgenden werden die Grundbausteine des elektrochemischen Modells von Sato und Mooney (1960) kurz beschrieben, das nun Geobatterie genannt wird.

Diese Grundbausteine sind...

...ein Gradient des Redoxpotentials in den obersten Schichten der Erdkruste

Es wurde schon angedeutet, daß starke Eigenpotentiale durch elektrochemische Reaktionen, genauer Redoxreaktionen, verursacht werden, die zwischen dem guten Elektronenleiter (Graphit) und den wässrigen Lösungen im umgebenden Gesteinsgebirge stattfinden. Ein Beispiel ist die Oxidation von Magnetit (Fe_3O_4) zu Hämatit (Fe_2O_3) in Wasser. Das Redoxpotential (Eh) stellt ein quantitatives Maß für die bei Redoxreaktionen stattfindenden Elektronenübergänge dar. Es wird durch folgende Nernst'sche Gleichung beschrieben und repräsentiert die Oxidationskraft in der elektrochemischen Spannungsreihe.

$$E_h = E_h^\circ + 0.0591 \frac{m}{n} \log \frac{[\text{OX}]}{[\text{RED}]} - 0.0591 \log [\text{H}^+]$$

In dieser Formel bedeuten:

Eh^0 : Standardpotential

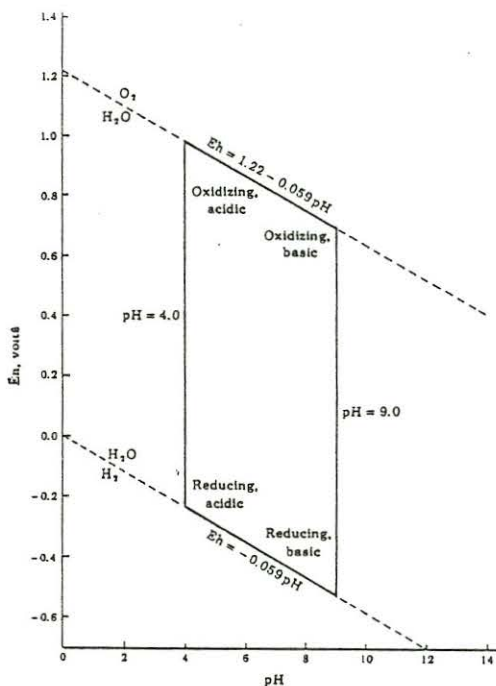
m : Molzahl

n : Zahl der beteiligten Elektronen bei einer Reaktion

Ox/Red : Konzentrationen in Mol/Ltr. der beteiligten Substanzen

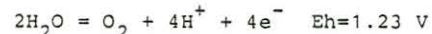
H^+ : Wasserstoffionenkonzentration; der pH-Wert ist der negative Logarithmus der Wasserstoffionenkonzentration

In allen geochemisch relevanten Systemen spielt die Wasserstoffionenkonzentration (pH-Wert) eine wichtige Rolle. Der Zusammenhang zwischen Redoxpotential und pH-Wert wird durch sogenannte Eh-pH-Diagramme dargestellt. Diese geben das Redoxpotential eines miteinander reagierenden Redoxpaares in Abhängigkeit des pH-Wertes der Lösung an, in der die Reaktion stattfindet. In dem Eh-pH-Diagramm in Abb. 5 ist der Bereich dargestellt, in dem die meisten geochemisch relevanten Reaktionen ablaufen. Sauerstoff besitzt



Eh-pH-Diagramm (Krauskopf, 1979)

Innerhalb der beiden Reaktionen des Wassers

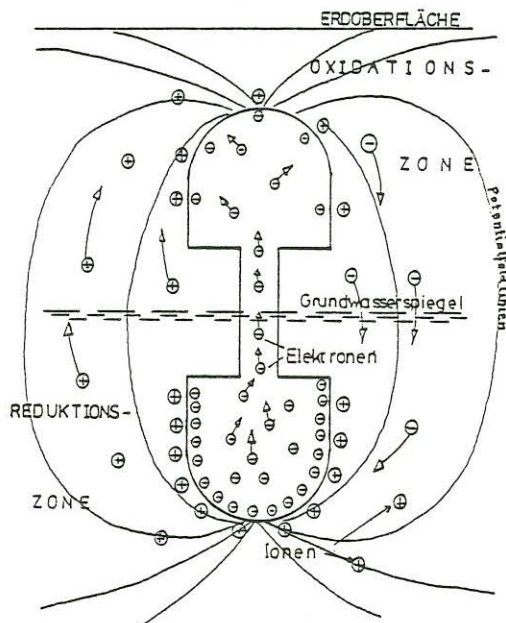


sind die meisten wichtigen geochemischen Redoxpotentiale zu finden.

Abb. 5

allgemein eine sehr hohe oxidierende Kraft. Das Redoxpaar Sauerstoff-Wasserstoff markiert daher mit einem Eh-Wert von 1.23 V die obere Grenze in diesem Diagramm. Die untere Grenze ist durch die Freisetzung von Wasserstoff (H_2) bei der Reduktion von elementarem Wasserstoff (H^+) gekennzeichnet, dessen Redoxpotential willkürlich auf 0.00 V bei einem pH von 1 gesetzt wird. Für basische Lösungen nimmt nach der Nernst'schen Gleichung das Redoxpotential ab. Die meisten natürlichen Wässer schwanken zwischen pH 4 und 9, so daß

die in der Natur auftretenden Redoxpotentiale zwischen 0.82 V und -0.41 V liegen. Hiermit ist der Betrag der in Frage kommenden Redoxpotentiale abgesteckt. Je kleiner der Wert des Redoxpotentials, desto größer ist die Kraft andere Redoxpaare zu reduzieren. Demnach besitzt die reduzierte Form jedes Reaktionspaares die Möglichkeit, jede oxidierte Form eines Reaktionspaares höheren Potentials zu reduzieren. In den oberen Schichten der Erdkruste sorgt nun der große Überschuss an freiem Sauerstoff für eine starke Oxidation der Lösungen, weswegen diese Zone auch Oxidationszone (Abb. 6) genannt wird. Hier



Bausteine und Funktionsweise der Geobatterie :

Gradient des Redoxpotentials zwischen Oxidations- und Reduktionszone

elektronenleitendes Medium (Graphit)

Ionenleitung zur Schließung des Stromkreises in der Umgebung

Abb. 6

überwiegen die Redoxpotentiale mit hohen positiven Werten. Diese Zone reicht meist bis zum Grundwasserspiegel. Darunter beginnt der Bereich, in dem infolge des Mangels an freiem Sauerstoff die Lösungen weitgehend im reduzierten Zustand vorliegen. Dieser wird daher Reduktionsbereich genannt (Abb. 6). Dies entspricht im Eh-pH-Diagramm kleinen, meist negativen Redoxpotentialen. Durch die Entstehung einer Oxidations- und Reduktionszone liegt daher in der Erdkruste ein Gradient des Redoxpotentials vor.

...eine gut elektronenleitende Verbindung vorzugsweise in vertikaler Richtung, auch Strombügel genannt.

Eine weitere grundlegende Voraussetzung für das Funktionieren dieser Geobatterie ist ein elektronenleitendes Medium zwischen zwei Gebieten mit unterschiedlichen Redoxpotentialen. Erzkörper oder graphitisierte, steilstehende Verwerfungen sind ideale geologische Strukturen, die als Elektronenleiter die Oxidationszone mit der Reduktionszone verbinden können. An der Grenzfläche zwischen Erzkörper/Graphit und den Lösungen im umgebenden Gestein finden Redoxreaktionen statt. In der Reduktionszone (unten) werden unter Abgabe von Elektronen an den Elektronenleiter die Lösungen oxidiert. Dadurch entsteht am unteren Ende dieses Strombügels ein höherer Elektronendruck als am oberen Ende, so daß die Elektronen durch den Leiter nach oben fließen. In der Oxidationszone nahe der Erdoberfläche findet eine umgekehrte Reaktion statt. Hier werden die Lösungen durch Aufnahme von Elektronen aus dem Leiter reduziert. Durch diese beiden entgegengesetzten Halbzellenreaktionen wird ein elektrischer Strom von der Reduktionszone (unten) zur Oxidationszone (oben) erzeugt (Abb. 6). Eine wichtige Voraussetzung ist jedoch, daß der Elektronenleiter chemisch inert bleibt.

...eine ionenleitende Umgebung des Elektronenleiters.

Um den Elektronenfluß im Erz/Graphit aufrechtzuerhalten, muß der gesamte Stromkreis geschlossen sein. Dies wird durch den Fluß positiver und negativer Ionen in den Porenflüssigkeiten des umgebenden Gesteins erreicht. Die Stromlinien haben dabei den Charakter eines elektrischen Dipolfeldes (Abb.6). An der Erdoberfläche kann dann mit der Eigenpotentialmethode der Spannungsabfall dieses Dipolfeldes gemessen werden.

3. Modellrechnung-Bohrlochmessung. Eine Gegenüberstellung

Zur Interpretation von Eigenpotentialanomalien werden seit etwa 50 Jahren als Modellkörper elektrisch polarisierte Kugeln, dünne Platten, und Zylinder verwendet (deWitte, 1948 o.a. Roy und

Chowdhury, 1959). Hierbei wird davon ausgegangen, daß das zu berechnende elektrische Dipolfeld der Modellkörper dem tatsächlichen, gemessenen Eigenpotentialfeld angenähert werden kann und dadurch Kenntnisse über bestimmte Parameter wie Tiefenlage, Einfallen und Längenerstreckung des Modellkörpers gewonnen werden können. Für die Eigenpotentialanomalie im KTB-Umfeld wurde für das Profil AB (Abb. 2) ein Plattenmodell gerechnet (Stoll, 1989). In Abb. 7 sind die geometrischen Verhältnisse des Plattenmodells dargestellt. Um dieses Modell an

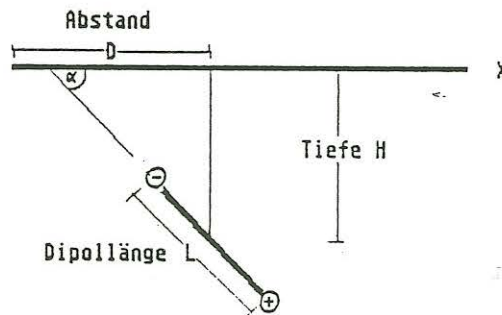


Abb. 7

PLATTENMODELL

- H : Tiefe des Zentrums des Modellkörpers
- L : Abstand der beiden entgegengesetzten Dipolladungen
- α : Einfallswinkel der Dipolachse zur Erdoberfläche
- D : Abstand vom Profilanfang zum Projektion des Störkörperzentrums an die Erdoberfläche
- $\frac{I \cdot g}{2\pi}$: Polstärke

Potentialgleichung :

$$V(x) = \frac{I \cdot g}{2\pi} \ln \frac{(x-D+L \cos\alpha)^2 + (H-L \sin\alpha)^2}{(x-D-L \cos\alpha)^2 + (H+L \sin\alpha)^2}$$

die Meßdaten anzupassen, wurde das Marquardt-Verfahren angewendet (Marquardt, 1963). In Abb. 8 ist das Ergebnis der Anpassung dargestellt. Es konnte ein passendes Modell gefunden werden, das die Meßdaten innerhalb der Fehlergrenzen approximiert. Die beiden Minima in der Potentialkurve des Profils AB erfordern die Verwendung von zwei Plattenmodellen. Die Polstärken betragen jeweils 3132 mV-m bzw. 3081 mV-m. Die Modellkörper liegen 283 m bzw. 180 m tief. Der Winkel der Richtung der Dipolmomente zur Erdoberfläche betragen 55 und 105 Grad und die elektrischen Ladungen der Dipole sind 10 bzw. 7 Meter voneinander entfernt. Wegen der endlichen Entfernung der beiden Ladungen voneinander kann nicht von einem Dipol im strengen mathematischen Sinn gesprochen werden. Vielmehr handelt es sich um einen Zweipol. Die gestrichelten Linien stellen den Potentialverlauf der einzelnen Dipole dar, deren Superposition den Gesamtverlauf des Potentials beschreibt (durchgezogene Linie).

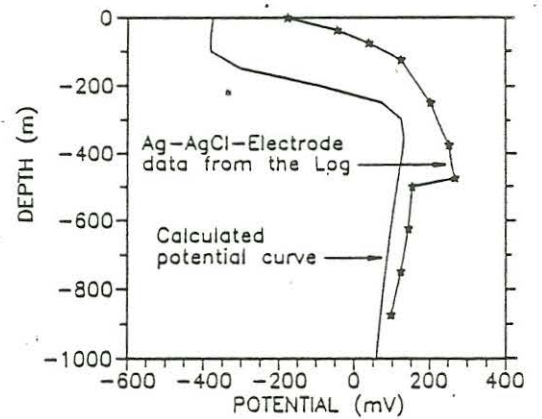
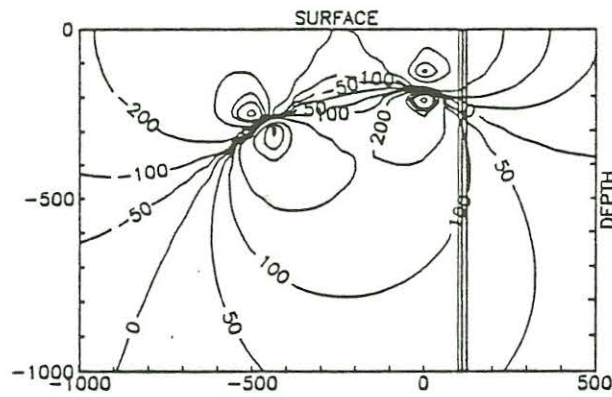
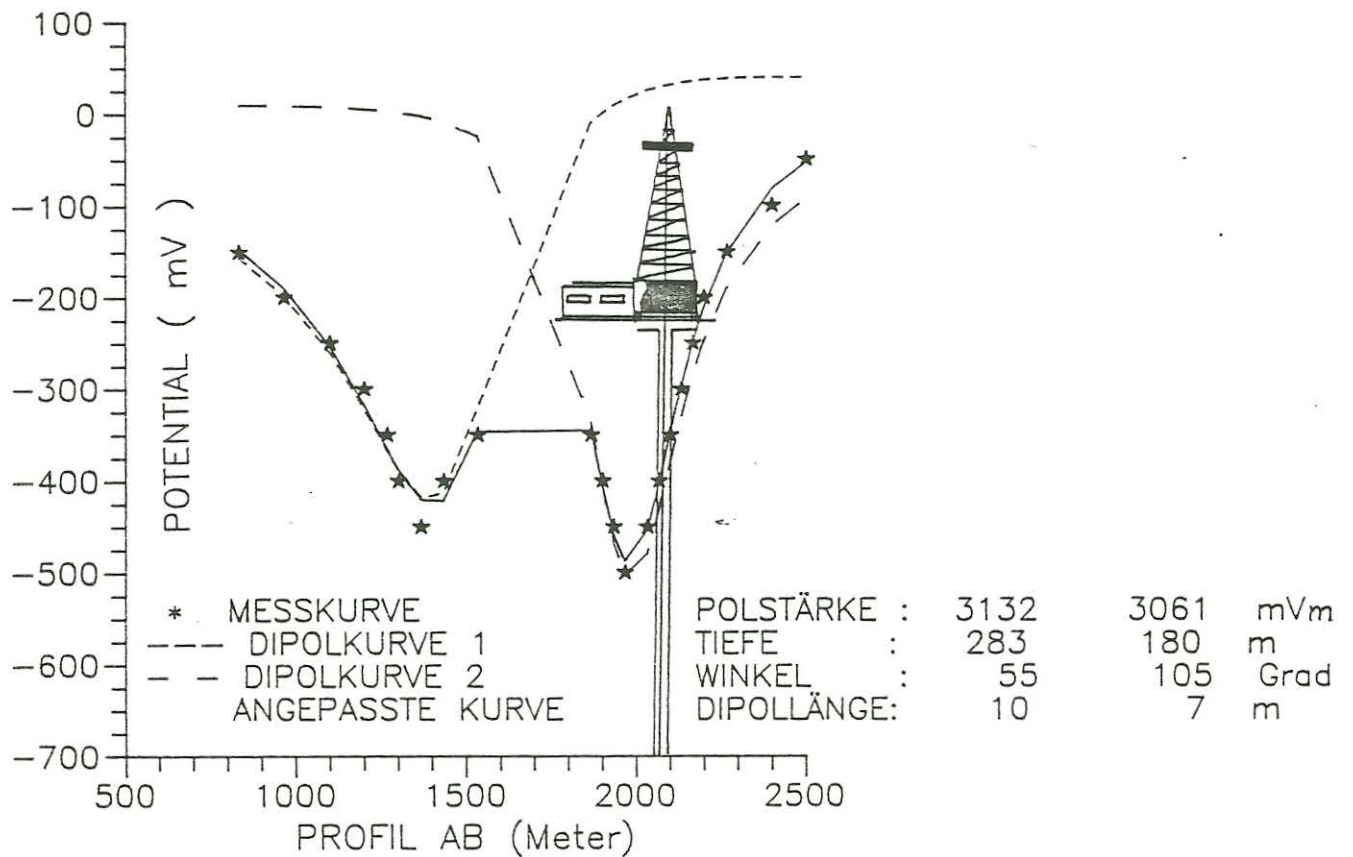


Abb.8 Meßkurve und Modellkurve (Erläuterung im Text)

Abb.9 Vertikalschnitt des Potentialfeldes für das berechnete Plattenmodell des Profils AB (maßstabsgetreu)

Abb.10 Potentialverlauf in der KTB-Vorbohrung; gemessen und berechnet

In Abb. 9 ist das Potentialfeld im Vertikalschnitt für das Plattenmodell zu Profil AB gezeigt. Die Achsen sind in Metern und die Potentialwerte in Millivolt angegeben. Für dieses Dipolmodell wurde entlang der Bohrlochstrecke die Potentialverteilung berechnet (durchgezogene Linie in Abb. 10). Die Eigenpotentialmessungen mit einer unpolarisierbaren Ag-AgCl-Elektrode im Bohrloch (Winter und Stoll, 1990) deuten auf ein elektrisches Dipolfeld in den obersten 1000 Metern hin. Der Potentialverlauf wurde in die Abb. 10 eingetragen und verläuft bis auf eine konstante Verschiebung relativ parallel zur Modellvorhersage. Der Potentialsprung bei 500 Meter Teufe kann auf das Ende der Verrohrungsstrecke zurückgeführt werden. Auch konnten Redoxmessungen im Bohrloch durchgeführt werden, die deutlich eine Abnahme des Redoxpotentials mit der Tiefe zeigen. Die Differenz beträgt von der Erdoberfläche bis 4000 Meter etwa 800 mV (Winter und Stoll, 1990).

4. Diskussion und offene Fragen

Auf der Grundlage des beschriebenen elektrochemischen Modells zur Erzeugung von Eigenpotentialanomalien können Eigenpotentiale als ein Ausdruck von Differenzen des Redoxpotentials in der Erdkruste angesehen werden. Ziel muß es sein, ein realistisches Modell aus geophysikalischen und geochemischen Elementen aufzubauen, um die Geometrie und Stärke von Eigenpotentialanomalien bestimmen zu können. Damit sollte es dann möglich sein, durch Messung eines elektrischen Potentialfeldes an der Erdoberfläche auf die Redoxzustände in der Erdkruste zu schließen.

Zunächst sind aber einige wichtige Fragen zu klären.

Das beschriebene Modell von Sato und Mooney (1960) erlaubt nur Eigenpotentiale mit einer Stärke von maximal -400 mV. Die Anomalie in der KTB-Umgebung beträgt aber -600 mV und in Peru wurde sogar eine Anomalie mit -1850 mV gemessen. Da es aus geochemischen Gründen schwer fällt, den Redoxbereich zu erweitern, scheint bisher nur eine Parallelschaltung mehrerer Geobatterien dieses Problem zu lösen. Damit wäre es möglich, erheblich größere Spannungen zu erzeugen. Natürlich entsteht sofort die Frage nach einer oberen Grenze der Stärke von Eigenpotentialanomalien.

Eine weitere Frage stellt sich zu der elektronenleitenden Verbindung über größere Strecken. Es ist schwierig zu verstehen, wie

eine gut leitende Verbindung in der KTB-Vorbohrung über lange Strecken existieren kann, wenn der Graphit nur makroskopisch auftritt. In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu betonen, daß die induktive Leitfähigkeit stark vom Verbundenheitsgrad des Graphits abhängt. In der KTB-Umgebung wurde eine Zone hoher Leitfähigkeit entdeckt, die darauf schließen läßt, daß hier Graphit mikroskopisch in größeren Einheiten in elektrischer Verbindung steht (Haak et al., 1990). Eine Erklärungsmöglichkeit bestünde in einer leitenden Verbindung entlang der Korngrenzen von Gesteinen (Duba, et al., 1982).

Schließlich bleibt als dritte große Frage, wie das oben beschriebene elektrochemische Modell von einem wässrigen Milieu auf Medien übertragen werden kann, in denen kein Wasser vorkommt. Hier hätte dann der Begriff des Redoxpotentials und des pH-Wertes keinen Sinn mehr. Es bietet sich an, den Eh-Wert durch den Begriff des Sauerstoffpartialdruckes zu ersetzen, da der Sauerstoff bei der Bildung von Mineralien und Gesteinen eine wichtige Rolle spielt. Eigenpotentiale wären dann Ausdruck eines Gradienten des Sauerstoffpartialdrucks mit der Tiefe.

Über diese Fragen und deren Lösungsansätze kann heute noch nichts Konkretes ausgesagt werden. Zum Verständnis der Ursachen des Eigenpotentials ist es notwendig grundlegende Versuche im Labor in streng definierten elektrochemischen Systemen durchzuführen, um richtige Aussagen über die Stärke und Geometrie von Eigenpotentialanomalien machen zu können. Diese sind momentan in Vorbereitung.

Literaturverzeichnis:

- deWitte, L., 1948. A new method of interpretation of self-potential field data, *Geophysics*, 13, No. 4, pp. 600-608
- Duba, A. and T.J. Shankland, 1982. Free carbon and electrical conductivity in the earth's mantle. *Geophys. Res. Lett.*, 9: 1271-1274
- Haak, V., J. Stoll, H. Winter, 1990. Why is the electrical resistivity around the KTB-hole so low?. *Phys. Earth Planet. Int.* (in press)

- Krauskopf, K.B., 1979. Introduction to Geochemistry, 2. edition. McGraw Hill Koga Kusha, Tokyo, 617 pp.
- Leonhardt, F., 1987. Audiomagnetitellurische Untersuchungen in der Oberpfalz, Diplomarbeit, Inst. Angew. Geophysik, Petrologie und Lagerstättenkunde, TU Berlin
- Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of non linear parameters, Jour. Soc. Indust. Appl. Math., 11, No. 2, pp. 431-441
- Roy, A. and Chowdhury, D.K., 1959, Interpretation of self-potential data for tabular bodies, Journal of Science and Engineering Research, 3, Part 1
- Sato, M., Mooney, H.M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials, Geophysics, 25, No. 1, pp. 226-249
- Stoll, J., 1989. Messung natürlicher, elektrischer Potentiale in der Nähe steilstehender, leitfähiger Strukturen und deren geophysikalische Interpretation. Diplomarbeit, Inst. Meteorologie und Geophysik, Univ. Frankfurt
- Wilckens, F., 1955. Die Grundlagen der Eigenpotentialmethode, Zeitschr. f. Geophysik, 21, pp. 25-40
- Winter, H., J. Stoll, 1990. Die neue Eigenpotential-Bohrlochsonde, Erste Ergebnisse in der KTB-Vorbohrung. 13. Kolloquium Erdmagnetische Tiefenforschung vom 19.-23. März 1990 in Hornburg. Hsg. J. Homilius und V. Haak, pp. 345-360