

W. HARDAM, Göttingen

"Direkter Nachweis des Skineffektes durch Aufzeichnung erd-
magnetischer Pulsationen über und unter Tage."

Montag, den 11.03.1974

Beim Eindringen in die äußeren Erdschichten unterliegen die Pulsationen dem Skineffekt, der zu einem mehr oder weniger schnellen Abklingen der Schwingungen führt. CAGNIARD (1953) beschreibt eine Methode, mit der die Größe des Skineffektes durch Messung der zeitlichen Veränderungen des magnetischen und des elektrischen Feldes bestimmt werden kann. Bezeichnen x und y horizontale Richtungen in einem kartesischen Koordinatensystem und sind E_x und H_y Feldkomponenten entlang diesen Richtungen, dann ist das Verhältnis E_y/H_x den Eindringtiefen der Pulsationen proportional in Abhängigkeit von der Frequenz. Unvorteilhaft ist, daß Störungen durch örtliche Inhomogenitäten der Leitfähigkeit sehr empfindlich in die Messungen eingehen. Auch bestehen zur Zeit größere meßtechnische Schwierigkeiten, die zeitlichen Änderungen des E-Feldes mit ebenso einfachen Geräteanordnungen im Felde zu registrieren wie die des H-Feldes. MEYER (1966) schlägt deshalb vor, die Größe E_x durch den Vertikalgradienten $\partial H_y / \partial z$ zu ersetzen, was nach dem Faradayschen Induktionsgesetz für die hier betrachteten Frequenzen erlaubt ist. An die Stelle der E-Feld-Messung tritt dann eine H-Feld-Differenzmessung. Dazu muß eine zweite Station in ein Bohrloch oder einem Schacht aufgebaut werden, mit der die zeitlichen Änderungen des H-Feldes wie oben gemessen werden können. Gegenüber der E-Feld-Messung hat die H-Feld-Differenzmessung - außer den bekannten meßtechnischen Vorteilen - den Vorzug, daß bereits über kleinere Inhomogenitäten in der oberflächennahen Schicht gemittelt wird.

In der vorliegenden Arbeit wurde die H-Feld-Differenzmessung praktisch erprobt. Dazu wurde 1973 je eine Meßstation über Tage und in einem 1200 m tiefen Stollen in der Schachthanlage Konrad der Salzgitter Erzbergbau AG in Salzgitter-Bleckenstedt aufgebaut. Jede Station bestand aus drei GRENETschen Variometern, mit denen un-

abhängig voneinander die zeitlichen Feldänderungen in der Nord-(H), Ost-(D) und Vertikalkomponente (Z) gemessen werden konnten. Geeignete Kabelverbindungen im Bergwerk und ein PCM-Modulationsgerät sorgten dafür, daß die Signale aller Variometer gleichzeitig empfangen und auf Band aufgezeichnet wurden. Das Abspielen der Bänder auf einer EDV-Anlage ergab Registrierungen, wie sie Abb.1 und 2 zeigen.

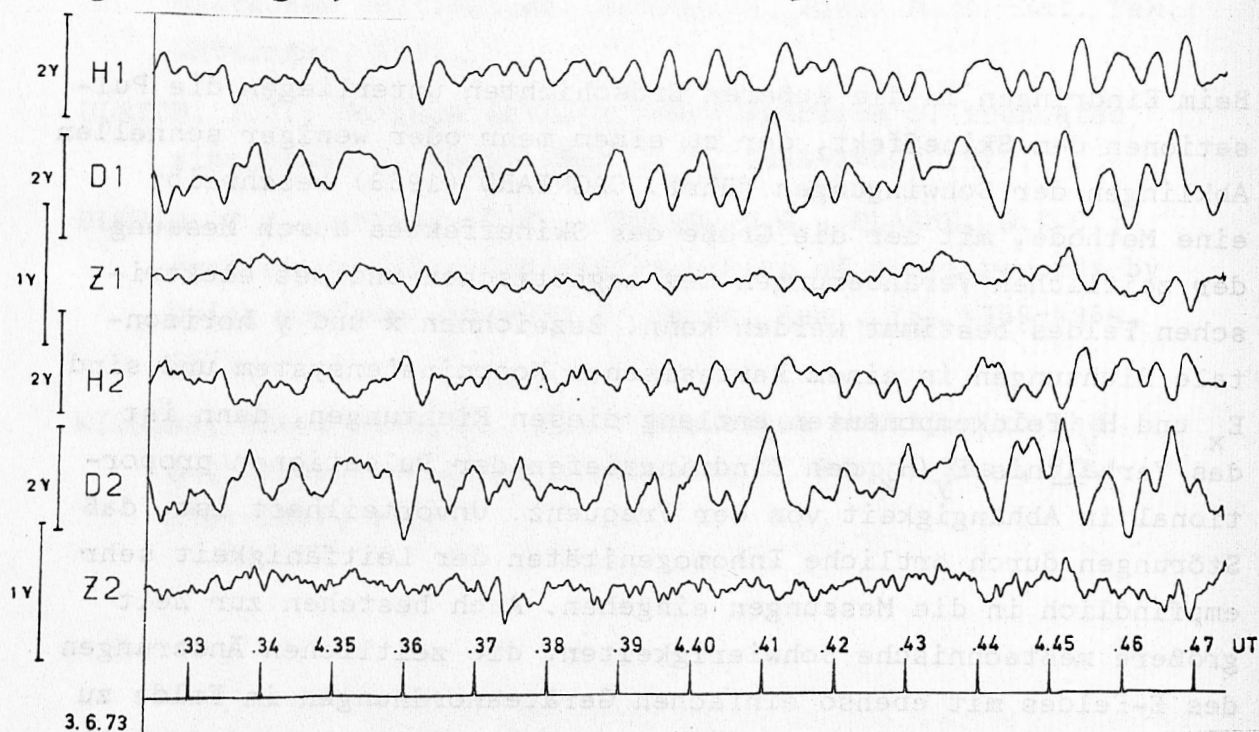


Abb. 1: Beispiel einer Registrierung in der Grube Konrad. H1, D1, Z1 bezeichnen die Feldkomponenten einer Station über Tage; H2, D2, Z2 entsprechende Feldkomponenten einer Station in einem 1200 m tiefen Stollen unter Tage.

Vergleicht man die Pulsationsaufzeichnungen über und unter Tage in Abb.1 und 2, so lassen sich bereits durch erstes Vergleichen Unterschiede in den Amplituden und Phasen der Horizontalkomponenten feststellen. Diese weisen auf einen Skineffekt hin. Die Beispiele zeigen, daß Z1 nicht überall identisch mit Z2 ist. Dieser Befund gehört zu den Fragen, die noch einer genaueren Klärung bedürfen.

Ein anschauliches Bild über die Größe des Skineffekts erhält man, wenn man die in den Zeitreihen enthaltenen Frequenzen ermittelt und miteinander vergleicht. Dazu wurden in der vorliegenden Auswertung Registrierabschnitte, in denen Pulsationen

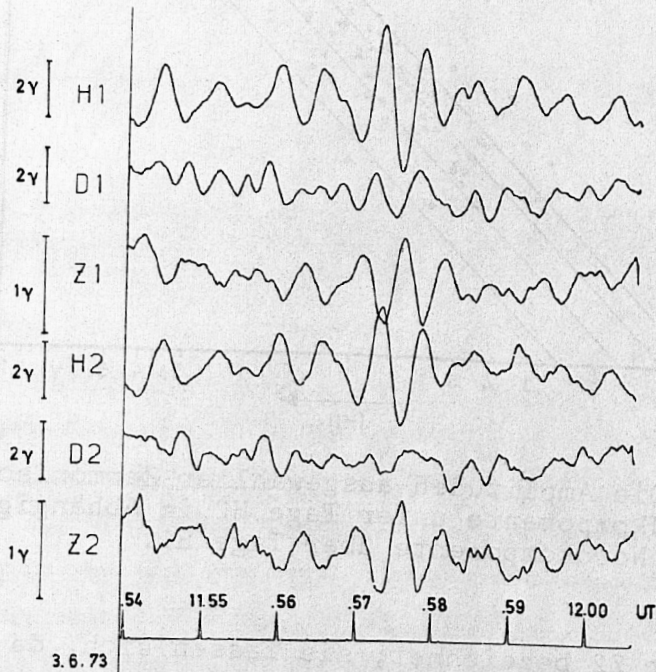
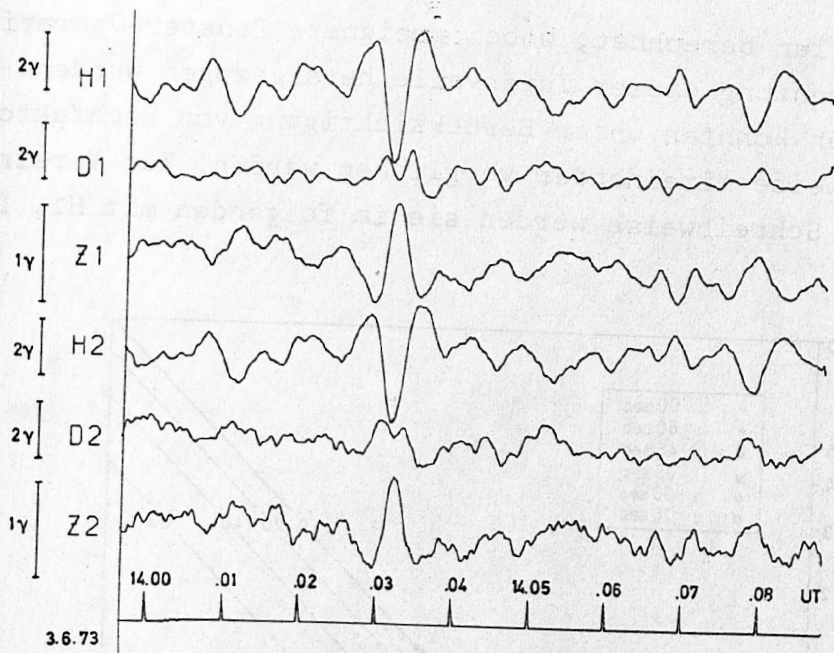


Abb. 2: Zwei weitere Registrierbeispiele, die jeweils einen π_2 enthalten, der sich in Amplitude und Phase deutlich aus dem umgebenden Wellenzug heraushebt. Es werden vorwiegend Effekte dieser Art ausgewertet, da sich hier die Unterschiede zwischen den Stationen am deutlichsten zeigen, falls ein Skineffekt vorliegt.

vorkommen, in Intervalle von 3 min unterteilt (diese Intervallfestlegung entspricht dem Bereich, in dem die Variometer ausreichende Empfindlichkeit zeigen). Mit Hilfe der harmonischen Analyse wurden Koeffizienten für einzelne Frequenzen aus

den Intervallen berechnet, wobei geeignete Fenster-Operationen zur Begrenzung dieser Intervalle herangezogen wurden. Die Koeffizienten konnten unter Berücksichtigung von Eichfaktoren komponentenweise miteinander verglichen werden. Zur Vereinfachung der Schreibweise werden sie im folgenden mit H1, D1,

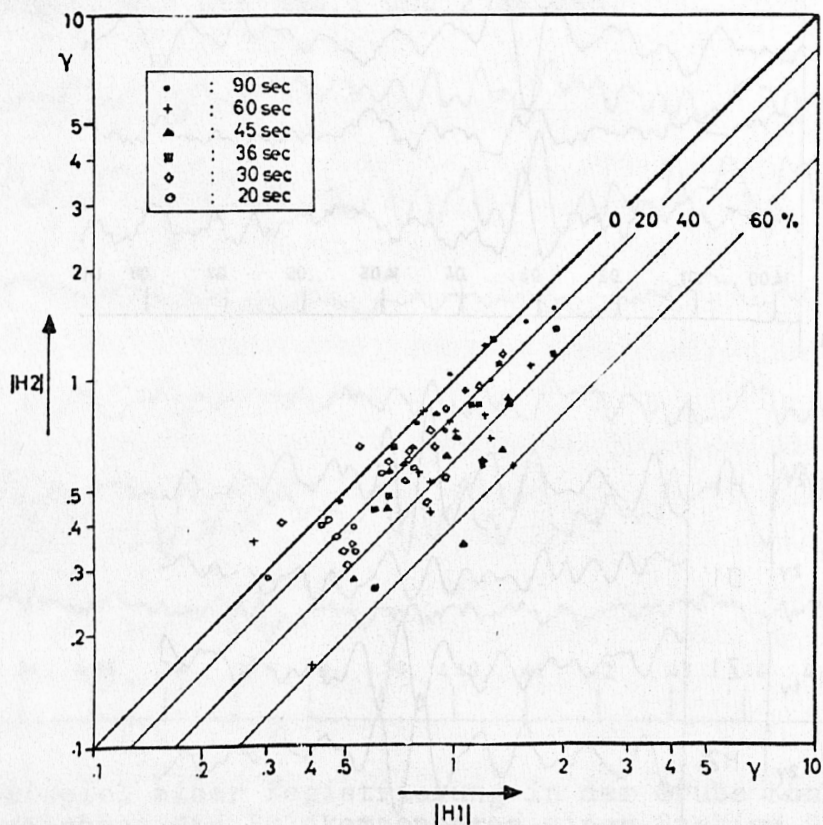


Abb. 3: Die Amplituden ausgewählter Harmonischer der Nordkomponente unter Tage H2 in Abhängigkeit von der Nordkomponente über Tage H1.

Z1, H2, D2 oder Z2 bezeichnet; sie lassen sich, da sie komplex sind, nach Amplitude $|H1|$, ... und Phase $\psi H1$... darstellen. Abb. 3 bis 8 zeigen Darstellungen, in denen Amplituden und Phasen zugehöriger Koeffizienten über und unter Tage aufgetragen wurden.

Man erhält für die gewählten Amplitudendarstellungen Punktwolken, welche Dämpfungen ausdrücken. Wäre keine Dämpfung vorhanden, so hätte man eine Streuung um die 0%-Linie. Eindeutig streuen aber die meisten Punkte bei der Nord- und Ostkomponente um 20 bis 25% Dämpfung. In dieser Größenordnung macht sich der Skineffekt bemerk-

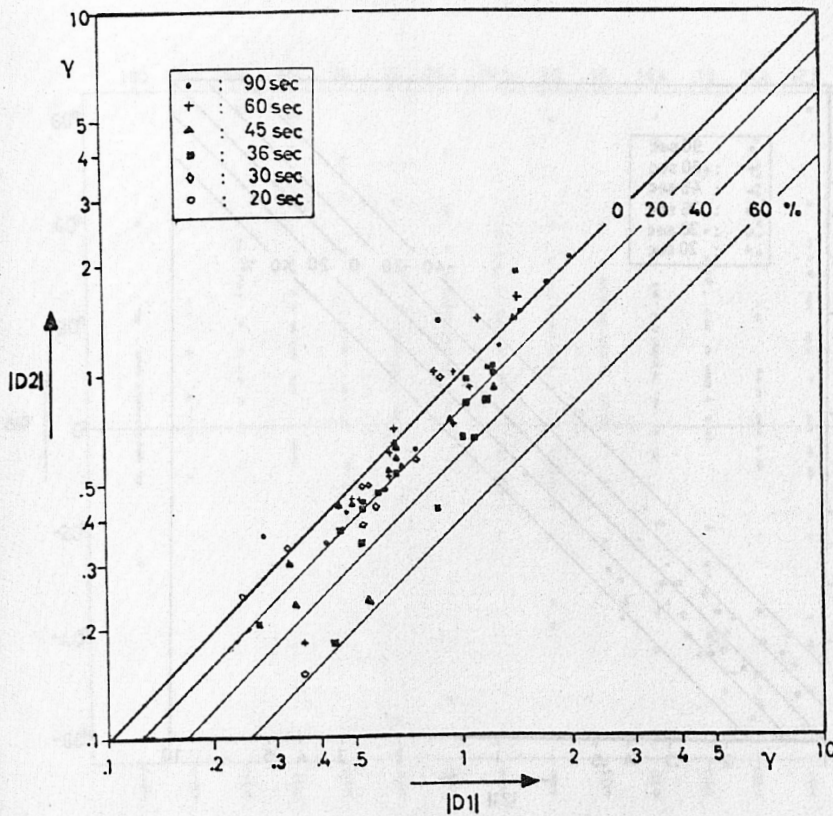


Abb. 4: Die Amplituden ausgewählter Harmonischer der Ostkomponente unter Tage D2 in Abhängigkeit von der Ostkomponente über Tage D1.

bar. Bei der Vertikalkomponente fehlt ein entsprechender Effekt, die Punkte streuen ziemlich gleichmäßig um die 0%-Linie. Aufschlußreich sind auch die Darstellungen der Phasenwinkel in den Abb. 6 und 8. Es fällt auf, daß die Streuung der Punkte zu den höheren Frequenzen hin zunimmt. Diese Tatsache läßt auf den Einfluß höherfrequenter Störungen im Bergwerk schließen. Für die Nord- und die Ostkomponente sieht es so aus, als ob die Mehrzahl der Punkte in einem Bereich um 15° für Frequenzen zwischen 0,33 und 3,33 cpm liegen. Das bedeutet, daß die Phase des Feldes unter Tage sich in diesem Bereich um einen Winkel von 15° gegenüber der Phase des Feldes über Tage verzögert.

Welche Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund ergibt sich nun aus dem beobachteten Skineffekt der Horizontalkomponenten? Dazu müssen zunächst Mittelwerte und Streubereiche der gezeigten Amplitudenverhältnisse und Phasendifferenzen berechnet werden.

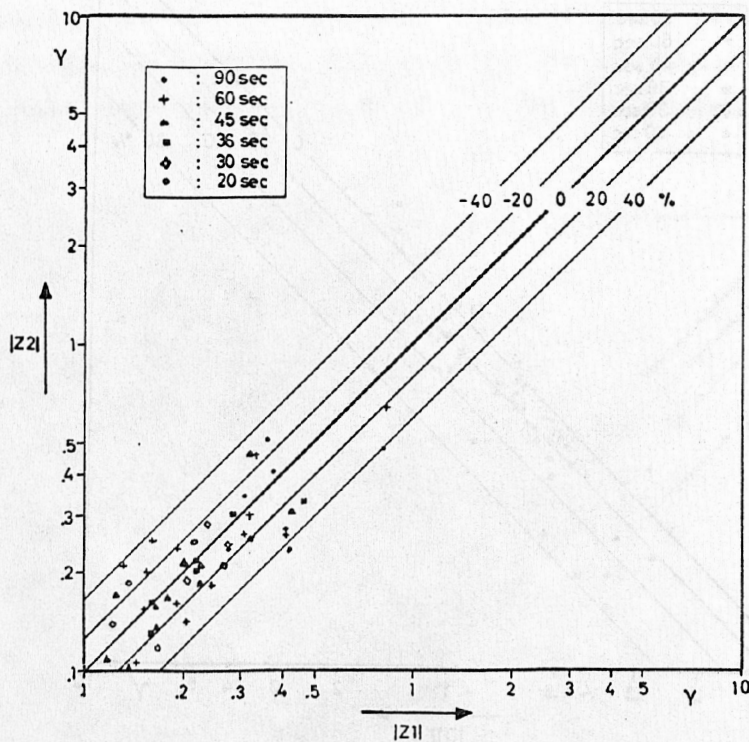


Abb. 5: Die Amplituden ausgewählter Harmonischer der Vertikalkomponente unter Tage Z2 in Abhängigkeit von der Vertikalkomponente über Tage Z1.

Macht man z.B. für die Nordkomponente den Ansatz

$$H_2 = q \cdot H_1 + v_H,$$

so stellt q einen Übertragungskoeffizienten und v_H ein Maß für den nichtkorrelierten Rest dar. Sei h die Anzahl der ausgewerteten Intervalle, dann ergibt die Bedingung

$$S = \sum_{i=1}^h v_H \cdot v_H^* = \text{Min!}$$

eine Gleichung für den Übertragungskoeffizienten

$$q = \frac{[H_2 \cdot H_1^*]}{[H_1 \cdot H_1^*]},$$

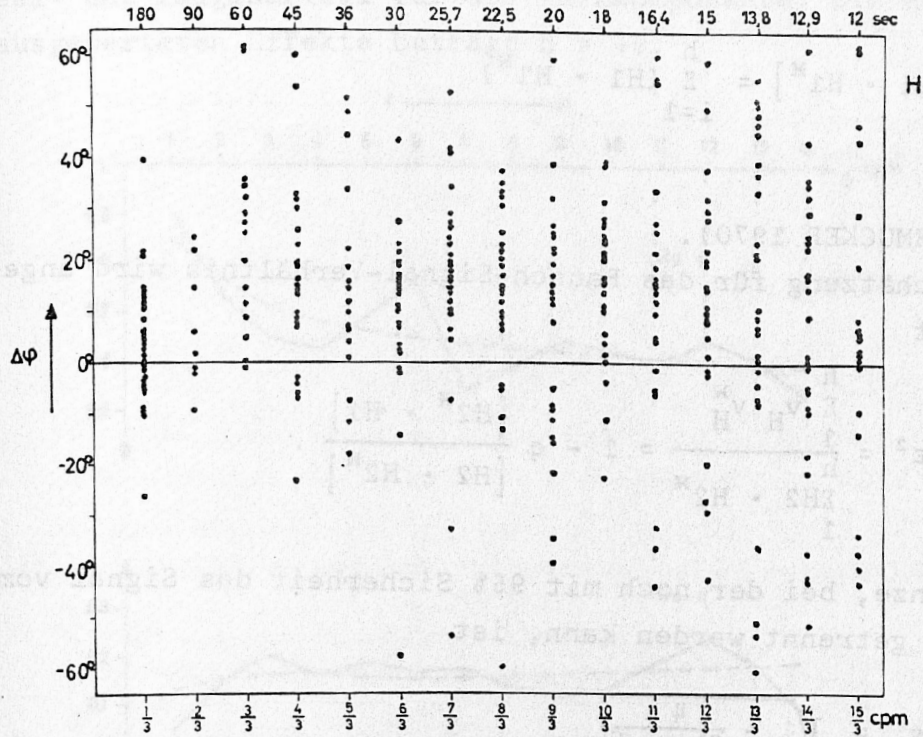


Abb. 6: Phasendifferenzen $\Delta\psi = \psi_{H1} - \psi_{H2}$ in Abhängigkeit von der Frequenz.

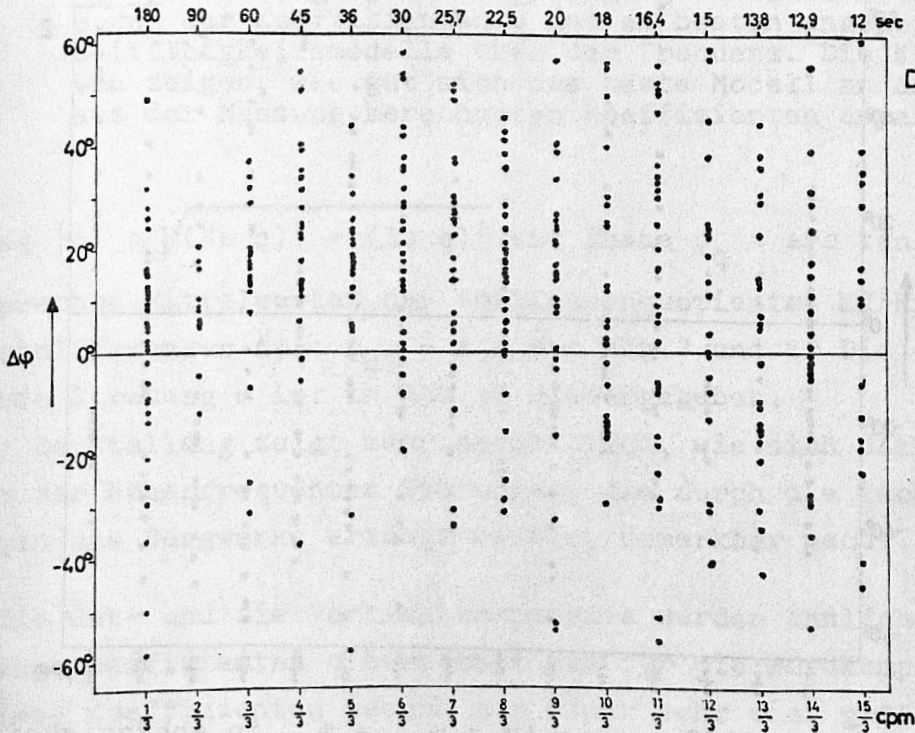


Abb. 7: Phasendifferenzen $\Delta\psi = \psi_{D1} - \psi_{D2}$ in Abhängigkeit von der Frequenz.

wobei
$$[H_2 \cdot H_1^*] = \sum_{i=1}^h (H_2 \cdot H_1^*)$$

$$[H_1 \cdot H_1^*] = \sum_{i=1}^h (H_1 \cdot H_1^*)$$

ist.

(vgl. SCHMUCKER 1970).

Eine Abschätzung für das Rausch-Signal-Verhältnis wird angegeben mit

$$\epsilon^2 = \frac{\sum v_H v_H^*}{\sum H_2 \cdot H_2^*} = 1 - q \frac{[H_2^* \cdot H_1]}{[H_2 \cdot H_2^*]}$$

Eine Grenze, bei der noch mit 95% Sicherheit das Signal vom Rauschen getrennt werden kann, ist

$$\epsilon_L = \sqrt{1 - \frac{4}{2h - 2}}$$

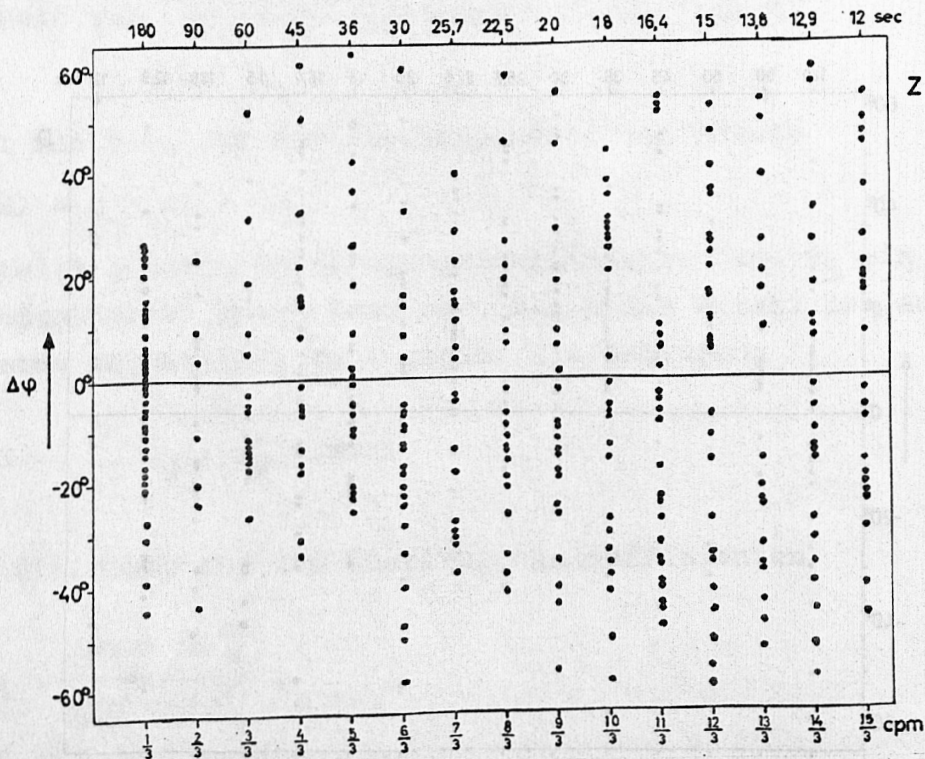


Abb.8: Phasendifferenzen $\Delta\psi = \psi_{Z1} - \psi_{Z2}$ in Abhängigkeit von der Frequenz.

Abb.9 zeigt eine Auftragung des Übertragungskoeffizienten q in Real- und Imaginärteil für die Nordkomponente. Die Anzahl der ausgewerteten Effekte beträgt $h = 45$.

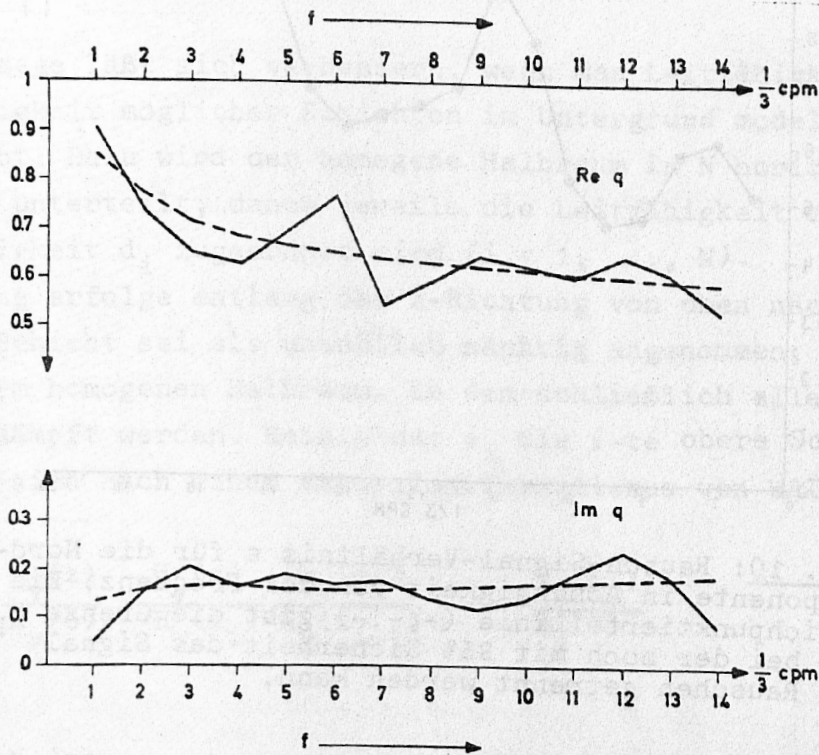


Abb.9: Auftragung der Übertragungskoeffizienten q und der Koeffizienten \bar{q} des am besten angepassten Leitfähigkeitsmodells über der Frequenz. Die Kurven zeigen, wie gut sich das beste Modell an die aus der Messung berechneten Koeffizienten anpaßt.

Betrag $|q| = \sqrt{(Re\ q)^2 + (Im\ q)^2}$ und Phase $\psi_q = \arctan \frac{Im\ q}{Re\ q}$

entsprechen Mittelwerten der Amplitudenquotienten H_2/H_1 und Phasendifferenzen $\Delta\psi = \psi_{H1} - \psi_{H2}$ aus Abb.3 und 6. Die dazugehörige Streuung ϵ ist in Abb.10 wiedergegeben.

Diese Darstellung zeigt sehr anschaulich, wie sich das Rauschen der höherfrequenten Störungen, die durch die technischen Anlagen des Bergwerks erzeugt werden, bemerkbar macht.

Für die Ost- und die Vertikalkomponente wurden ähnliche Übertragungskoeffizienten q berechnet wie für die Nordkomponente. Da diese Koeffizienten jedoch mit einer sehr viel größeren Streuung verbunden sind als bei der Nordkomponente und keine wesentlich neuen Aussagen über die Größe des Skineffekts machen,

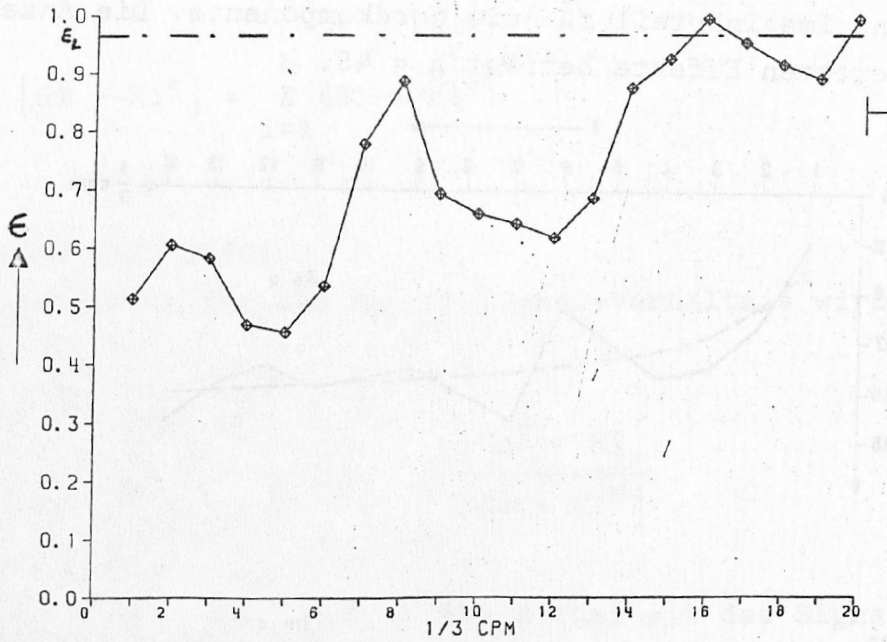


Abb. 10: Rausch-Signal-Verhältnis ϵ für die Nordkomponente in Abhängigkeit von der Frequenz. Die strichpunktierte Linie (-.-.-) gibt die Grenze ϵ_L an, bei der noch mit 95% Sicherheit das Signal vom Rauschen getrennt werden kann.

sollen sie im folgenden nicht weiter berücksichtigt werden.

Für das Abklingen eines Feldes im homogenen Halbraum erhält man mit Hilfe der quasistationären Lösungen der Maxwell'schen Gleichungen die Beziehungen

$$A = A_0 e^{-\frac{z}{p}}$$

$$\psi = -\frac{z}{p}$$

$$p = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}}$$

wobei A/A_0 = Dämpfung der Amplitude des Feldes

ψ = Phasendifferenz A gegen A_0

p = Skintiefe

μ_0 = $4\pi \cdot 10^7 \frac{\text{v sec}}{\text{Amp m}}$ Induktionskonstante

σ = $1/\rho$ spezifische Leitfähigkeit ($\Omega^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$).

Setzt man $A/A_0 = |q|$, $\psi = \psi_q$, $z = 1200$ m (Tiefe der zweiten Station), dann läßt sich ein mittlerer spezifischer Widerstand $\rho = 1/\sigma$ von $2,1 \Omega\text{m}$ für den homogenen Halbraum berechnen.

Diese Aussage läßt sich verbessern, wenn man Leitfähigkeit und Mächtigkeit möglicher Schichten im Untergrund modellmäßig vorgibt. Dazu wird der homogene Halbraum in N horizontale Schichten unterteilt, denen jeweils die Leitfähigkeit σ_i und die Mächtigkeit d_i zugeordnet wird ($i = 1, \dots, N$).

Die Zählung erfolge entlang der z -Richtung von oben nach unten. Die N -te Schicht sei als unendlich mächtig angenommen; das entspricht dem homogenen Halbraum, in dem schließlich alle Felder völlig gedämpft werden. Bezeichnet z_i die i -te obere Schichtgrenze dann läßt sich nach einem Rekursionsformalismus von WAIT (1953) zeigen

$$\frac{H_y(z)}{H_y(0)} = \frac{H_y(z)}{H_y(z_i)} \frac{H_y(z_i)}{H_y(z_{i-1})} \dots \frac{H_y(z_2)}{H_y(0)},$$

wobei

$$\frac{H_y(z)}{H_y(z_i)} = \cosh [k_i(z-z_i)] - G_i(z_i)^{-1} \sinh [k_i(z-z_i)],$$

$$k_i = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$$

$$G_i(z_i) = \frac{k_{i+1} G_{i+1}(z_{i+1}) + k_i [\tanh k_i d_i]}{k_i + k_{i+1} G_{i+1}(z_{i+1}) [\tanh k_i d_i]} \quad 1 \leq i < N$$

$$G_N(z_N) = 1.$$

Die Größen $H_y(z)/H_y(0)$ der Modellrechnung sollen im folgenden mit \bar{q} abgekürzt werden, sie lassen sich unmittelbar mit den Übertragungskoeffizienten q der Beobachtungen vergleichen. Abb.9 zeigt die Auftragung des Real- und Imaginärteils von \bar{q} über der Frequenz des am besten angepaßten Schichtenmodells. Dieses Modell wird in Abb.11 vorgestellt.

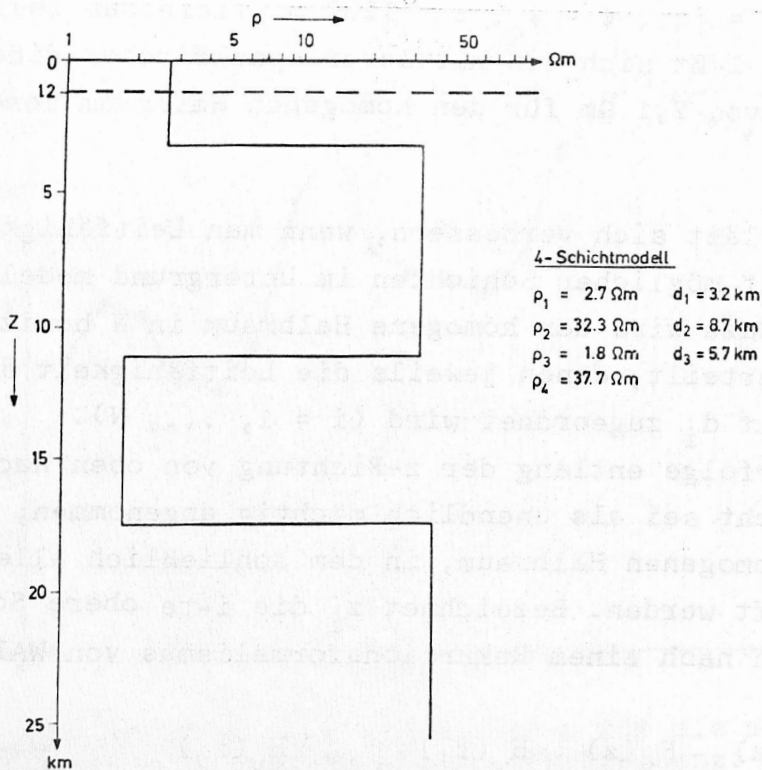


Abb. 11: Das Leitfähigkeitsmodell, das die Meßergebnisse am besten interpretiert. Die angepaßten Parameter fordern die Existenz von zwei gut leitenden Schichten, die einmal der Deckschicht, zum anderen einer Zwischenschicht in 12 bis 18 km Tiefe.

Aufschlußreich ist in diesem Modell, daß der "geringe" Tiefenabstand der beiden Meßstationen von 1,2 km eine gut leitende Schicht in 12 bis 18 km Tiefe erkennen läßt. Dieses Modell ließ sich - trotz intensiver Suche - durch kein anderes verbessern.

Messungen von anderer Seite, die mit den hier gefundenen Ergebnissen verglichen werden können, liegen zur Zeit nur in geringem Umfang vor. BITTERLICH (1963) gibt für das Gestein im Bergwerk spezifische Widerstände an, die durch Ausbreitung von VLF-Wellen gemessen wurden. Diese betragen für den Erzkörper 3,2 Ωm , für das taube Gestein 8,3 Ωm . Sie liegen damit etwas höher als vergleichbare Widerstände, die durch das beste Modell dieser Untersuchung im oberflächennahen Bereich gefordert werden. Im Bereich des Bergwerks wird auch genaue Auskunft über die geologische Formation der oberen Gesteinsschichten ge-

geben (KOLBE 1958). Das abbauwürdige Erzlager der Oberjura in 1000 bis 1200 m Tiefe wird von 200 bis 400 m mächtigen Formationen des Malm, der unteren und der oberen Kreide überlagert. Diese bestehen in der Hauptsache aus Kalk-, Mergel- und Tongestein. Nach unten schließen sich mit großer Wahrscheinlichkeit Dogger-, Lias-, Keuper-, Muschelkalk- und Buntsandsteinformationen an. Ob in 3 km Tiefe noch eine Zechsteinschicht vorhanden ist, und wo die Obergrenze des Paläozoikums liegt, ist nicht bekannt. Auch sind bisher über die geologische Interpretation der gut leitenden Zwischenschicht in 12 bis 18 km Tiefe keine weiteren Angaben zu erhalten.

Literatur

- BITTERLICH, W.: Die Fortpflanzung von VLF-Wellen in Festkörpern, 3. Technischer Jahresbericht, Innsbruck, Austria, 1963, I-32.
- CAGNIARD, L.: Principe de la méthode de prospection géophysique, Ann. Géophys., 9, 95-125, 1953. Englisch in: Geophysics, 18, 605-635, 1953.
- HARDAM, W.: Direkter Nachweis des Skineffektes anhand von Aufzeichnungen erdmagnetischer Pulsationen über und unter Tage. Dipl. Math.-Nat. Fak. Göttingen, 1974.
- KOLBE, H.: Schichtenverzeichnis Schacht Konrad 1, Erzbergbau Salzgitter A.G., Geologische Abt., 1958.
- MEYER, J.: Die magneto-tellurische Tiefensondierung und ihr erdmagnetisches Analogon. Gerl. Beitr. 75, Heft 4, 284-300, 1966.

SCHMUCKER, U.: Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. Bull. Scripps Inst. Oceanography, 13, 16-24, 61-65, 1970.

SCHULTZ, G.: Registrierung erdmagnetischer Pulsationen an benachbarten Stationen: Leistungsfähigkeit der Apparatur und Auswertung der Daten. Staatsexamen Math.-Nat. Fak. Göttingen, 1972.

WAIT, J.R.: Propagation of radio waves over a stratified ground. Geophysics, 18, 416-422, 1953.