HEINRICH=HERTZ=INSTITUT FÜR SCHWINGUNGSFORSCHUNG BERLIN=CHARLOTTENBURG

Technischer Bericht Nr. 70

Meßverfahren zur Bestimmung der Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante der Erdoberfläche

von

Dr.=Ing. E. HANLE

H70

Berlin 1964

Technischer Bericht Nr. 70

Meßverfahren zur Bestimmung der Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante der Erdoberfläche

Zusammenfassung

Nach grundsätzlichen Überlegungen zum Einfluß der Erdoberfläche auf die Wellenausbreitung im Lang-, Mittel- und Kurzwellenbereich werden die gebräuchlichsten Meßmethoden zur Bestimmung der elektrischen Kenngrößen des Erdbodens einer kritischen Betrachtung unterzogen.

Ein Verfahren zur Ausmessung der Polarisationsellipse des elektrischen Fernfeldes vertikaler elektrischer Sendeantennen wird beschrieben und der Aufbau einer Meßanordnung erklärt. Die Ellipse liefert direkt den Oberflächenwiderstand der Erde. Aus ihm können die wirksame Leitfähigkeit und die Dielektrizitätskonstante des Erdbodens bestimmt werden, wenn mehrere geeignete Sender zur Verfügung stehen.

Ein Sondenmeßverfahren, wie es für geologische Untersuchungen gebräuchlich ist, wird auf seine Anwendbarkeit für hochfrequenztechnische Zwecke geprüft. Diese Methode liefert sehr genaue Angaben über den elektrischen Schichtenaufbau des Erdbodens, aus denen der Erdoberflächenwiderstand für beliebige Frequenzen berechnet werden kann.

Heinrich-Hertz-Institut für Schwingungsforschung

Der Bearbeiter

gez.Hanle (Dr.-Ing. E.Hanle)

Der Abteilungsleiter

Der Institutsdirektor

gez.Gundlach (Prof.Dr.-Ing.F.W.Gundlach) gez.Rothert (Prof.Dr.-Ing.G. .Rothert)





Inhaltsverzeichnis

;

l.	Der Einfluß der Leitfähigkeit und Dielektrizitäts- konstante der Erdoberfläche auf die Wellenausbrei- tung und ihre Bestimmung	Ľ
2.	Das Meßverfahren nach Großkopf und Vogt	4
	2. l. Ein Meßgerät für Polarisationsellipsenmessun- gen	
	2. 2. Messung und Auswertung	10
3.	Das Meßverfahren nach Schlumberger	14
	3.1. Ein Meßgerät für Sondenmessungen	
	3. 2. Auswertung	17
4.	Meßergeb.nisse und Vergleiche zwischen den Meßver- fahren	- 19
	Literatur	33

Seite

1. Der Einfluß der Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante der Erdoberfläche auf die Wellenausbreitung und ihre Bestimmung

Ausgehend von den Ueberlegungen von Sommerfeld /1/ wurde von Norton u.a. /2/,/3/ die Ausbreitung von Lang-, Mittel- und Kurzwellen entlang der Erdoberfläche in vielen Einzelheiten untersucht. Dabei werden die Leitfähigkeit und die Dielektrizitätskonstante des Erdbodens als bekannt vorausgesetzt.

Die Feldstärke im Fernfeld vertikaler elektrischer Sendeantennen über in horizontaler Richtung homogenem Boden ergibt sich beispielsweise in der Entfernung

 $R > 5 \lambda_0 \left| \frac{Z_0}{\underline{Z}_e} \right|^2 zu:$

$$\underline{\mathbf{E}} = \mathbf{E}_{o} \frac{\exp(-j\beta_{o}R)}{R^{2}} \left(\frac{\mathbf{Z}_{o}}{\underline{\mathbf{Z}}_{e}}\right)^{2}$$

 $(E_0 = -\frac{Z_0 Ih_{eff}}{2\pi}$ ist eine nur vom Sender abhängige Größe) und der Reflexionsfaktor für ebene vertikal polarisierte Wellen, die unter kleimem Erhebungswinkel gegen den Horizont Θ einfallen:

$$\underline{\mathbf{r}}_{\mathbf{v}} = \frac{\mathbf{Z}_{o} \sin \Theta - \underline{\mathbf{Z}}_{e}}{\mathbf{Z}_{o} \sin \Theta + \underline{\mathbf{Z}}_{e}}$$

Datei ist

der Oberflächenwiderstand

und

 $\underline{\varepsilon}_{e} = \varepsilon_{e} - j \frac{\chi_{e}}{\omega \varepsilon_{o}}$

 $\underline{Z}_{e} = Z_{o} \frac{\sqrt{\underline{s}_{e}-1}}{\underline{s}_{o}}$

die wirksame kom-

plexe relative Dielektrizitätskonstante des Erdbodens.

Für die richtige "ahl von Standorten für neue Sender, für die Beurteilung eines Geländes bezüglich der in ihm zu erwartenden Peilfehler und zu vielen anderen Ausbreitungsuntersuchungen im Lang-, Mittel- und Kurzwellenbereich ist es daher von entscheidender Bedeutung, diese relative Dielektrizitätskonstante $\boldsymbol{\varepsilon}_{e}$ und die Leitfähigkeit $\boldsymbol{\varkappa}_{e}$ zu kennen.

In den seltensten Fällen ist der Erdboden als homogen anzusehen. Aus erdgeschichtlichen Gründen weist er fast immer eine deutliche horizontale Schichtung auf. Außerdem treten häufig vertikale oder schräg liegende Leitfähigkeitsgrenzen und begrenzte Einschlüsse darin auf, teils sind sie geologischer Natur, teils durch Eingriffe der Menschen entstanden. Auch in äußerlich homogen anmutendem Gelände sind Leitfähigkeitsunterschiede von 100% auf 100 m keine Seltenheit.

Bedingt durch die unterschiedliche Eindringtiefe bei verschiedenen Frequenzen wird über geschichtetem Boden im allgemeinen eine deutliche Frequenzabhängigkeit der wirksamen Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante beobachtet. Im einfachsten Fall, homogener Untergrund mit Deckschicht anderer Leitfähigkeit, müßte sich bei tiefen Frequenzen, d.h. großer Eindringtiefe, als wirksame Leitfähigkeit die des Untergrundes und für hohe Frequenzen die der Oberschicht ergeben. In gewissem Umfang ist es daher auch möglich, von der Frequenzvariation der wirksamen Leitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante auf die Schichtung im Erdboden zu schließen.

Nicht nur für die Hochfrequenztechnik ist die Kenntnis der Erdbodenleitfähigkeit von Wichtigkeit. Auch die Geologen haben in der Leitfähigkeit eine weitere Möglichkeit zur Erforschung der Erdoberfläche erkannt. Um überhaupt feststellen zu können, wie sich einzelne Bodenarten elektrisch unterscheiden, wurden früher in großer Zahl Bohrproben im Laboratorium untersucht. Heute weiß man, daß dieser Weg keine brauchbaren Ergebnisse bringt. Die Bodenleitfähigkeit hängt in erster Linie vom Feuchtigkeitsgehalt des Bodens ab und dieser geht bei diesem Meßverfahren verloren.

Weiterhin versuchte man, die im Erdboden vorhandenen Potentialfelder (elektrolytische, tellurische und technische Störungsfelder) auszumessen und daraus Rückschlüsse auf die Leitfähigkeit und damit auf den Erdbodenaufbau zu ziehen. Heute werden bei fast allen elektrischen Bodenmeßverfahren die Felder künstlich aufgeprägt.

Als apparativ und theoretisch am einfachsten erwies sich die

- 2 -

Messung des scheinbaren spezifischen Widerstandes mit 4 Sonden von der Erdoberfläche aus, wie noch ausführlicher erläutert wird. Das gleiche Meßverfahren kann als Gleitsondenverfahren auch in Bohrlöchern angewendet werden, soweit diese ohnehin vorhanden sind, wobei jegliche Umrechnung erspart wird.

Verwendet man Tonfrequenzen zur Einspeisung in den Erdboden, so können die Felder auch induktiv über dem Erdboden ausgemessen werden. Speziell ihre seitliche Ausdehnung und Störungen im Erdboden können durch Binsatz eines beliebig drehbaren Meßrahmens in weiter Umgebung um die Einspeisungspunkte untersucht werden. Ebenfalls zur Suche von Störungen dienen rein induktive Verfahren mit zwei Meßrahmen /4/.

Oft unterscheiden sich zwei benachbarte Erdbodenschichten kaum in ihrer Leitfähigkeit.Deshalb versuchte man, durch Verwendung höherer Frequenzen die Dielektrizitätskonstante als weiteres unterscheidbares Merkmal heranzuziehen. Legt man über dem Erdboden einen Draht oder ein ganzes Netz aus, so ist seine Kapazität gegen Erde eine Funktion der Bodenleitfähigkeit und Dielektrizitätskonstante. Ebenso kann man aus der Induktivität oder Gegeninduktivität von Hochspannungsleitungen gewisse Schlüsse auf den Erdboden ziehen. Außerdem wurde versucht, den Spannungsabfall entlang einer im Erdboden eingegrabenen Doppelleitung zur Leitfähigkeitsbestimmung zu benutzen oder unter Tage direkt die Dämpfung von Kurzwellen zwischen Schächten auszumessen /5/.

Mit fortschreitender Entwicklung der Hochfrequenztechnik gewannen die diesem Bereich angepassten Verfahren an Bedeutung. Durch Ausmessen der Dämpfung von Lang-, Mittel- und Kurzwellen in Abhängigkeit vom Abstand vom Sender kann man die komplexe Dielektrizitätskonstante bestimmen, wobei jedoch zu berücksichtigen ist, daß sie sich im allgemeinen entlang einer Meßstrecke erheblich ändert. Außerdem können aus Abweichungen der Richtcharakteristik einer Sendeantenne und aus Peilfehlern Rückschlüsse auf unregelmäßige Leitfähigkeit eines Geländes gezogen werden. Direkte Aussagen über die örtlich wirksame komplexe Dielektrizitätskonstante liefert jedoch nur das folgende Verfahren.

- 3 -

Vor dem zweiten Weltkrieg übernahmen Großkopf und Vogt /6/ eine Idee von Smith-Rose und Barfield /7/ zur Ausmessung des elektrischen Feldes über dem Erdboden.

Im Fernfeld von auf dem Erdboden stehenden vertikalen elektrischen Sendeantennen, wie sie allgemein im Lang-, Mittel- und Kurzwellenbereich Verwendung finden, existiert neben der ursprünglichen senkrechten elektrischen Feldstärkekomponente zusätzlich eine horizontale in Richtung vom Sender weg. Diese Komponente gibt ein Maß für die Absorption von Energie im Erdboden, ihre Messung gestattet daher Aussagen über die Ausbreitungsbedingungen entlang der Erdoberfläche.

Die sinnvollste Beschreibung des Erdbodens, insbesondere wenn die Frequenzabhängigkeit bedingt durch Schichten im Untergrund von Interesse ist, gestattet der Quotient aux dieser elektrischen Horizontalkomponente und der ebenfalls horizontalen magnetischen Feldstärke, der sogenannte Oberflächenwiderstand/8/:

$$\underline{Z}_{e} = \frac{\underline{E}_{x}}{\underline{H}_{-y}}$$

Da jedoch die magnetische Feldstärke mit der elektrischen Vertikalkomponente über den Wellenwiderstand der Luft verknüpft ist $\underline{E}_{z} = Z_{0}\underline{H}_{-y}$, liefert das Verhältnis der beiden elektrischen Komponenten direkt den gewünschten Oberflächenwiderstand:





T x

Dipol in Meßstellung γ Dipol in Meßstellung α Bild l.Bestimmung der Winkel für die Neigung γ und für das Achsenverhältnis $\frac{b}{a} \approx \alpha$ der Polarisationsellipse

Die Polarisationsellipse des elektrischen Feldes über dem Erdboden und damit der normierte Oberflächenwiderstand $\underline{Z}_{e}/\underline{Z}_{o}$ kann folgendermaßen ausgemessen werden. Dreht man einen elektrischen Dipol in der Ebene der Ellipse (x-z-Ebene), so zeigt ein angeschlossener Empfänger ein deutliches Feldstärkeminimum, wenn der Dipol in Richtung der kleinen Halbachse der Ellipse liegt und dabei den Winkel à mit der Horizontalen bildet. Wird er in der dazu senkrechten y-z-Ebene bewegt, so ergibt sich ein Doppelkreisdiagramm, da in dieser Ebene nur die Vertikalkomponente der elektrischen Feldstärke existiert. Der Winkel a gegen die Horizontale, bei dem die Feldstärke identisch ist mit der auf der kleinen Ellipsenhalbachse gemessenen, liefert hier eine Aussage über das Achsenverhältnis b der Ellipse.

Durch diese Messung erübrigt sich die Verwendung eines geeichten Empfängers.

Für die Beziehungen zwischen Real- und Imaginärteil des auf den Wellenwiderstand des Vakuums bezogenen Oberflächenwiderstandes

 $\frac{Z_e}{Z_e} = z_e = r_e + jx_e$, dem Winkel der Neigung der Polarisationsellipse y und der Einstellung bei Feldstärkengleichheit agilt: $\tan 2\gamma = \frac{2r_e}{1-z_e^2} \text{ und } \sin \alpha = \sqrt{\frac{1}{2} \left[1+z_e^2 - \sqrt{(1-z_e^2)^2 + 4r_e^2}\right]} = \frac{b}{a} \frac{1}{\cos \gamma}$ für kleine Winkel y, $v < 20^{\circ}$ bzw. r_e , $x_e < 0.3$ und nur solche treten in der Praxis auf, ergibt sich daraus:

$$\frac{\underline{E}_{x}}{\underline{E}_{z}} = r_{e} + jx_{e} = \gamma + j\alpha$$

Man erhält also aus 2 Winkelmessungen direkt Real- und Imaginärteil des normierten Oberflächenwiderstandes.

Daraus können mit Hilfe der unter 1 angegebenen Beziehung die wirksame Leitfähigkeit und die relative Dielektrizitätskonstante des Bodens berechnet werden:

$$\frac{\chi_{e}}{\omega\varepsilon_{0}} \approx \frac{2\alpha\gamma}{(\gamma^{2}+\alpha^{2})^{2}} \quad \text{und} \quad \varepsilon_{e} \approx \frac{\gamma^{2}-\gamma^{2}}{\gamma^{2}+\alpha^{2}}$$

Prequenzen ist meistens:
$$\varepsilon_{e} < \frac{\chi_{e}}{\omega\upsilon_{0}} \approx \frac{1}{2\gamma^{2}} \quad \text{und} \quad \gamma \approx \alpha$$

Für tiefe Frequenzen ist meistens:

und für hohe:

 $\frac{\kappa_{\rm e}}{\omega \varepsilon_{\rm e}} < \varepsilon_{\rm e} \approx \frac{1}{\gamma^2} \quad {\rm und} \quad \gamma > \alpha$

Bei hohen Frequenzen ist die Lage z der Empfangsantenne über der Erde nicht ganz ohne Einfluß auf die Messung /2/. Nahe am Sender wird:

$$\frac{\underline{\underline{E}}_{x}}{\underline{\underline{E}}_{z}} = \mathbf{r}_{e} - \frac{z}{R} + \mathbf{j}\mathbf{x}_{e}$$

und in großer Entfernung:

$$\frac{\underline{E}_{x}}{\underline{E}_{z}} = \mathbf{r}_{e} \left(1+2\beta_{o}zx_{e}\right) + jx_{e} \left(1+\beta_{o}zx_{e}\left[1-\left(\frac{\mathbf{r}_{e}}{x_{e}}\right)^{2}\right]\right).$$

(bei einer Dipolhöhe von 1,7 m ist z.B. für 30 MHz: $\beta_0 z \approx 1$) In beiden Fällen wirkt sich der Fehler in erster Linie nur auf den Realteil, bzw. auf die Ellipsenneigung aus, und zwar je nach Entfernung positiv oder negativ. Bei sehr hohen Frequenzen wird meistens $x_e < r_e$, dann ergibt der Höheneinfluß u.U. auch eine wesentliche Verkleinerung des Imaginärteiles, bzw. des Achsenverhältnisses.

2. 1. Ein Meßgerät für Polarisationsellipsenmessungen Ein elektrischer Dipol wurde über ein 2 m langes Aluminiumrohr mit einem Empfänger verbunden und dies auf einem Stativ so montiert, daß das gesamte Gerät um seine vertikale und außerdem das Rohr mit dem Dipol am Ende um seine horizontale Achse drehbar ist. Der Dipol kann damit beliebig im Raum eingestellt werden. (Bild 2). Die Nivellierung der gesamten Anordnung erfolgt mit Hilfe einer Wagserwange, die des Dipols durch Vergleich mit dem optischen Horizont.

Die Bedienungselemente dafür wurden so angeordnet, daß der Messende beim Einstellen immer hinter dem Empfänger stehen kann. Dadurch wird erreicht, daß er sich praktisch immer in symmetrischer Stellung zu den Dipolhälften befindet und das auszumessende Feld möglichst wenig stört. Messungen ergaben, daß alle kleineren nichtsymmetrisch angeordneten oberirdischen Störkörper mindestens 3 m von den Dipolenden entfernt sein müssen (ein PKW oder kleinere Bäume ca. 10 m, Hochspannungsleitungen ca. 100 m), wenn sie das Ergebmis nicht verfälschen sollen.

Die Winkel der Neigung der Polarisationsellipse und ihres Achsenverhältnisses müssen auf 0,1[°] genau ablesbar sein, da die Winkel insbesondere bei tiefen Frequenzen sehr klein sind. Dazu wurde ein wind- und wetterunempfindlicherPräzisiohsantrieb mit einer

- 6 -

Untersetzung 1:100 so am Ende des Rohres angeordnet, daß eingestellte Winkel parallaxenfrei vom Standpunkt des Beobachters hinter dem Meßempfänger abgelesen werden können. Dies ergab eine Höhe der gesamten Anordnung über Erde von etwa 1,7 m. Um den Meßempfänger aus den erwähnten Symmetriegründen möglichst klein und auch leicht transportierbar zu halten, wurden für die drei Wellenbereiche auswechselbare Einschübe mit je zwei umschaltbaren Bereichen verwendet mit einem Frequenzumfang von 45-150 kHz und 145-460 kHz, 480-1500 kHz und 1450-4500 kHz, 4400-12500kHz und 12000-29000 kHz,

Damit kann der gesamte von Sendern jeglicher Art belegte interessierende Frequenzbereich überstrichen werden.

In dem transistorisierten Überlagerungsempfänger mit abstimmbarem induktiv gekoppeltem Eingangsbandfilter folgen auf die Mischstufe ein Dämpfungsglied mit 10 umschaltbaren Stufen von je 6 dB und 3 ZF-Bandfilterstufen (470 kHz). Die Trägeramplitude kann auf einem Meßinstrument abgelesen werden, dessen Anzeige im mittleren Teil linear ist. Die Modulation der Sender kann zu Kontrollzwecken über einen eingebauten NF-Verstärker abgehört werden. Die Grenzempfindlichkeit der gesamten Anordnung beträgt etwa 5 /uV/m bei einer Spiegelfrequenzselektion von ca. 60 dB.



Bild 3. Blockschaltbild des Meßgerätes

Im Gegensatz zu früheren Meßgeräten dieser Art wurde hier der Dipol nicht über ein symmetrisches Kabel durch das Rohr mit dem Empfänger verbunden, sondern der notwendige Symmetrierübertrager direkt zwischen die Dipole gesteckt. Dadurch wurde es möglich, im drehbaren Rohr ein normales HF-Koaxialkabel und am Übergang zum feststehenden Empfänger einen einfachen Koaxialstecker als Drehkupplung zu verwenden. Damit konnte jegliche Störstrahlung von der Verbindung zwischen Dipol und Empfänger ferngehalten werden. Aus Empfindlichkeits- und Symmetrie-



. .

gründen wurde für den Aluminiumdipol die mechanisch maximal zulässige Länge von insgesamt 2 m gewählt.





Bild 4 . Spannungen zwischen den Dipolhälften und Erde beim Messen



Beim Messen, wenn der Empfänger durch Berühren des Messenden hochfrequent praktisch auf Erdpotential gelegt wird, ist die Spannung zwischen Dipol und Masse meistens 10² mal größer als die Spannung zwischen den Dipolhälften, wobei letztere jedoch symmetrisch gegen Erde ist. Das bedeutet, daß mit Hilfe eines Symmetrierübertragers mit einer Symmetrierung von mindestens 10³ die störende Feldstärke gegen Masse unterdrückt werden muß. Erst durch Verwendung von speziellen Ferritkernen in 3 Übertragern für den gesamten Frequenzbereich konnten diese extremen Forderungen erfüllt werden. Damit wurde die störende Berührungsempfindlichkeit der Meßanordnung, für die man früher fälschlicherweise die Differenz der Kapazitäten der Dipolhälften gegen Erde verantwortlich machte, weitgehend ausgeschaltet.

Eingehende Untersuchungen zeigten, daß sich für solche HF-Übertrager mit extremen Symmetrierungsanforderungen nur Ringkerne mit kleinem Außendurchmesser und großer Breite eignen (z.B. 26 Ø x 15 Ø x 6 - Kerne aus 05166, 03196, und 02097 Material der Firma Steatit Magnesia). Die Symmetrierwicklung muß bifilar gelegt werden, damit Unsymmetrien durch Ungleichmäßigkeiten im Kernmaterial nicht in Erscheinung treten. Um den Einfluß der damit verbundenen hohen Kapazität der Wicklung und den der Leitung auszuschalten, müssen der Übertrager und das Zuführungskabel in den Eingangskreis des Empfängers eingestimmt werden. Die Einfallsrichtung der Sender muß auf 5° genau bekannt sein, Die Richtungsbestimmung kann mit Landkarte und Kompaß vorgenommen werden. Dies ergibt jedoch in horizontal inhomogenem Gelände wesentliche Fehler, da die interessierende Welleneinfallsrichtung oft erheblich von der geographischen Senderrichtung abweicht,

Daneben besteht die Möglichkeit, den elektrischen Dipol auf

absolutes Feldstärkeminimum einzustellen. Er liegt dann in der feldstärkefreien y-Richtung, d.h. quer zur Senderrichtung. Dabei täuschen jedoch geringste Unsymmetrien im Meßgerät und im umgebenden Feld ein Minimum an falscher Stelle vor. Außerdem macht sich in inhomogenem Gelände eine zusätzliche elektrische Feldstärkekomponente in y-Richtung bemerkbar.

Bei den Messungen wurden deshalb zusätzliche aufsteckbare Ferritstabpeilantennen verwendet, die an den vorhandenen Empfänger wahlweise anstelle des Dipols angeschlossen werden können. Die Antennenstabachse zeigt bei Einstellung auf Feldstärkeminimum zum Sender, da die magnetische Feldstärkekomponente senkrecht auf der Polarisationsellipse steht. Auch darf bei der Verwendung dieser Antennen die Unterdrückung von Fremdsendern im Empfänger um ca. zwei Zehnerpotenzen schlechter sein als bei der elektrischen Peilung, da im Peilminimum mit einer relativ höheren Feldstärke gearbeitet wird.

Die damit erreichbare Peilgenauigkeit beträgt unterhalb 10 MHz 1[°].Eine mechanische Einrastvorrichtung gestattet ausgehend von einer Peilung die Anordnung schnell in alle vier zu den Messungen bei einer Frequenz notwendigen Azimutstellungen im Abstand von 90[°] zu bringen.

2. 2. Messung und Auswertung

Als Sender für Polarisationsellipsenmessungen kommen im allgemeinen in erster Linie vorhandene Rundfunk- Telegraphie- und Navigationssender in Frage, die zwischen 2 und 200 Wellenlängen vom Meßort entfernt stehen. Dichter am Sender gerät man in das Nahfeld und es machen sich Erder, Dachbelastungen und künstlich erzeugte Richtcharakteristiken der üblichen Sendeantennensysteme bemerkbar.

Kurzwellen von 10 MHz zeigen in mehr als 6 km Entfernung starke Schwunderscheinungen, wenn wie bei diesem Verfahren die Horizontalkomponente des elektrischen Feldes ausgemessen wird. In solchen Entfernungen weist nämlich die von der Ionosphäre zurückgestrahlte geringe Feldstärke im wesentlichen eine horizontale Komponente auf. Auch stören bei Polarisationsmessungen im Kurzwellenbereich Reflexionen von Flugzeugen.

Die Begrenzung der maximalen Entfernung bei den Rundfunksendern wird durch die große Zahl von Gleichwellensendern in Mitteleu-

- 10 -

ropa bedingt. Bei diesem Meßverfahren machen sich fremde Sender mit 10⁻⁴-fach geringerer Feldstärke störend bemerkbar, wenn sie aus wesentlich anderer Richtung einfallen. Deshalb empfiehlt es sich auch, die Messungen in der Zeit zwischen 2 Stunden nach Sonnenaufgang und 2 Stunden vor Sonnenuntergang durchzuführen. Unter diesen Aspekten hätte der Betrieb eines eigenen Durchdrehsenders große Vorteile. Es wäre damit zusätzlich möglich, die Abhängigkeit der Meßwerte von der Sendereinfallsrichtung näher zu untersuchen. Trotzdem muß im allgemeinen davon abgesehen werden, da der Aufwand für die Messungen um ein Vielfaches vergrößert würde. Auch ergeben sich in dichtbesiedelten Gebieten rechtliche Schwierigkeiten, da angesichts des erwähnten Einflusses sehr ferner Sender über die Ionosphäre im allgemeinen mehr als 1 Watt Sendeleistung für die Untersuchungen zur Verfügung stehen müßte.

Als Standort für Messungen kommen nur Stellen in Frage, die möglichst weit von Wegen, Wassergräben, Versorgungsleitungen, Bäumen und Häusern entfernt sind. Größere Baumgruppen beeinflussen die Messungen beispielsweise noch in einer Entfernung von etwa einer halben Wellenlänge. Außerdem muß der Erdboden in der nächsten Umgebung weitgehend eben sein und möglichst horizontal verlaufen.

Mißt man den Neigungswinkel und das Achsenverhältnis der Polarisationsellipse auf zwei benachbarten Frequenzen, so stellt man auch in äußerlich homogenem Gelände oft erhebliche Differenzen fest. Dies kann nicht durch Schichten im Boden erklärt werden. Es zeigt sich vielmehr, daß diese Abweichungen, die u.U. einen Faktor 2 ausmachen, weitgehend von der Einfallsrichtung der ausgemessenen Sender abhängen, d.h. von Inhomogenitäten in horizontaler Richtung und Geländeneigungen herrühren müssen.

Begrenzte Einschlüsse im Boden stellen Sekundärstrahler dar, die über dem Erdboden ein zusätzliches Feld erzeugen, dessen Polarisation nicht mit der des Primärfeldes übereinstimmt. Ihr Einfluß macht sich deshalb je nach Einfallsrichtung der Sender störend bemerkbar, solange der Meßort nicht einige Erdbodenwellenlängen von ihnen entfernt liegt. Ähnliches gilt für schräg verlaufende Grenzflächen (Verwerfungen), die an der Erdoberfläche meistens nicht sichtbar sind.

- 11 -

In inhomogenem Gelände, und damit muß fast immer gerechnet werden, ist daher die Polarisationsellipse in ihrer Ebene und zur Seite geneigt und ändert sich oft noch innerhalb des von der Meßapparatur erfassten Umkreises. Es ist daher notwendig, jeweils die γ -Messung in den zwei möglichen Stellungen: Dipol rechts und links von der Verbindungsgeraden zwischen Sender und dem Mittelpunkt der Meßanordnung, und die α -Messung viermal durchzuführen (Vom Sender aus gesehen vor dem Zentrum und dahinter ergeben jeweils zwei Dipolstellungen α die gewünschte Feldstärke). Bildet man aus diesen Mehrfachmessungen die Mittelwerte, so werden damit Einstell- und Ablesefehler verringert und man erhält für das Zentrum gültige Werte, die auch besser mit Messungen an Sendern aus anderen Richtungen vergleichbar sind.

Geringe Geländeneigungen über große Flächen ergeben eine gleichsinnige Neigung der Polarisationsellipsen, was durch entsprechende Korrektur des Meßwerts für den Neigungswinkel und durch die Doppelmessung des Achsenverhältnisses zum Teil berücksichtigt werden kann.

Eine Verwendung der bei einer Frequenz gemessenen Werte zur Bestimmung des Oberflächenwiderstandes ist deshalb unzulässig. denn sie stellen keine für die Meßstelle charakteristischen Größen des Erdbodens dar. Führt man dagegen in einem möglichst breiten Frequenzband Messungen durch und trägt die verschiedenen Meßwerte als Funktion der Frequenz auf doppeltlogarithmischem Papier auf, so läßt sich daraus im allgemeinen eine deutliche Frequenzcharakteristik der beiden Winkelwerte erkennen. Im Bereich zwischen 100 kHz und 10 MHz können die mittleren Werte beider Winkel meistens durch eine Gerade verbunden werden, aus der sich dann näherungsweise für beliebige Frequenzen der Betrag des Oberflächenwiderstandes und bei tiefen Frequenzen mit Hilfe der Kurven in Bild 6 die wirksame Leitfähigkeit ablesen läßt. Die Dielektrizitätskonstante ergibt sich aus der Differenz der Quadrate der Winkel und kann deshalb aus den Meßwerten im allgemeinen nur abgeschätzt werden. Ähnliches gilt für die Phase des Oberflächenwiderstandes bzw. für die Leitfähigkeit bei hohen Frequenzen.

Will man sich jedoch ein Bild vom Tiefenaufbau der komplexen Dielektrizitätskonstante machen und damit genauere Aussagen



über die Frequenzabhängigkeit der an der Erdoberfläche wirksamen Werte bekommen, so muß man die Meßergebnisse mit anhand von Modellen errechneten Kurven vergleichen, wie das unter /8/ gezeigt wird.

3. Das Meßverfahren nach Schlumberger.

Wie in der Einleitung erörtert wurde, kann aus Bohrungen und sonstigen bekannten geologischen Tatsachen nur sehr schwer auf den Leitfähigkeitsaufbau des Erdbodens geschlossen werden. Um die Richtigkeit von Hochfrequenzmeßergebnissen überprüfen zu können, wurde ein erprobtes geologisches Leitfähigkeitsmeßverfahren zusätzlich eingesetzt. Als solches bietet sich nur das 4-Sondenverfahren an, das speziell auf horizontal homogenem und vertikal geschichtetem Boden eingehende elektrische Untersuchungen ermöglicht.



Bild 7. 4-Sondenmeßanordnung über geschichtetem Boden Über zwei Elektroden (E) wird ein konstanter Strom in den Erdboden eingespeist und das Feld mit zwei Sonden (S) ausgemessen. Der spezifische Widerstand des Bodens ergibt sich aus dem Quotienten der Spannung zwischen den Sonden und des eingespeisten Stromes:

$$\frac{1}{\mathcal{X}_{e}} = \mathcal{O}_{s} = K \frac{U}{I} ,$$

wobei der Proportionalitätsfaktor K nur von der Anordnung der Elektroden und Sonden abhängt:

$$K = \frac{2 \pi}{\frac{1}{1_1 - s_1} - \frac{1}{1_2 + s_1} - \frac{1}{1_1 + s_2} + \frac{1}{1_2 - s_2}}$$

Ein Vergrößern des Abstandes der Elektroden ergibt eine Vergrößerung der Stromeindringtiefe.

In homogenem Boden ist sie bei symmetrischer Anordnung $(l_1=l_2=1): \delta_s=0,975$ l. Dies bedeutet, dass der gemessene spezifische Widerstand bei horizontaler Schichtung im Untergrund eine Funktion des Elektrodenabstandes ist: $\rho_s=\rho_s(1)$.

Der spezifische Widerstand hängt kaum vom Sondenabstand s ab, solange nicht s list. Eine Anordnung mit s l nach Schlumberger ist weniger anfällig gegen kleine Einschlüsse im Boden und empfindlicher für dünne Schichten. Kleiner Sondenabstand bedeutet jedoch kleine Sondenspannung bei vorgegebenem Strom und ergibt u.U. meßtechnische Schwierigkeiten.

Bei Verwendung höherer Frequenzen muß man, um keine zu großen Kopplungen zwischen Einspeisungs- und Meßkreis zu bekommen, modifizierte Anordnungen verwenden, z.B.die nach Eltran. Dabei dienen 2 Elektroden auf der einen Seite zum Einspeisen und 2 auf der anderen zum Messen. Man kann auch die zwei Paare senkrecht zueinander anordnen /9/. Die Stromverdrängung im Erdboden begrenzt jedoch die Eindringtiefe.

Um möglichst gleichmässige und damit leicht deutbare Meßkurven zu erhalten, sollte die Anordnung immer in Streichrichtung des Geländes ausgelegt werden. Verwerfungen im Untergrund machen sich durch deutlich herausgallende Punkte im Kurvenverlauf bemerkbar, wenn man bei der Messung über sie hinwegwandert. Die Bestimmung des spezifischen Widerstandes bei konstant gehaltenem Elektrodenabstand an verschiedenen Geländepunkten (Kartieren) kann Aussagen über horizontale Änderungen der Leiffähigkeit liefern.

3. 1. Ein Meßgerät für Sondenmessungen



Siemens-Erdungsmesser für Søndenmessungen

Bild 8.

Für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit wurde ein käuflicher Erdungsmesser von Siemens und Halske benutzt in Verbindung mit Sonden von 20 mm \emptyset und 500 mm Länge aus Duraluminium. Über einen Stromwandler erzeugt man in diesem Gerät eine dem Elektrodenstrom porportionale Spannung (U₀), von der über ein Potientiometer (P) ein Teil abgegriffen wird. Wenn das Instrument keinen Ausschlag zeigt, ist diese Spannung gleich der zwischen den Sonden. Die Stellung des Potentiometers beim Abgleich liefert also direkt das Verhältnis $\frac{U}{T}$.

Die Anordnung erlaubt eine Messung von Spannungs-Strom-Quotienten von 0,1... 100 Ω bei Sondenübergangswiderständen <5 K Ω . Durch geringe Änderungen am Meßgerät können der Meßbereich auf etwa 800 Ω erweitert und durch Vorsatz eines Verstärkers Übergangswiderstände bis 20 K Ω zugelassen werden. Das bedeutet, daß auf Böden mit Leitfähigkeiten von 1...100 $\frac{mS}{m}$ Elektrodenabstände zwischen 2 1 = 0,5 und 200 m verwendet werden können, entsprechend einer maximalen Eindringtiefe von etwa 100 m, was für hochfrequenztechnische Untersuchungen meistens ausreichend ist.

Bei schlecht leitfähigem Boden begrenzt der Übergangswiderstand zwischen den Sonden und dem Boden und bei sehr gut leitfähigem die geringe Empfindlichkeit beim Spannungsvergleich die Genauigkeit der Messung.

Für diese Eindringtiefen ist es völlig unbedeutend, daß der mit einem Kurbelinduktur (K) erzeugte Speisestrom eine Frequenz von ca. 10 Hz hat; man erspart sich dadurch die Verwendung von nichtpolarisierbaren Sonden und Hilfsspannungen zur Kompensation von im Erdboden vorhandenen Eigenpotentialen. Durch einen mit dem Induktor gleichlaufenden mechanischen Gleichrichter (G) werden nichtkonphase im Erdboden vagabundierende Ströme technischen und tellurischen Ursprungs ausgeschaltet.

Nachdem dieses Meßverfahren ursprünglich nur als zusätzliches

- 16 -

Kontrollverfahren gedacht war und nur eine Hilfskraft zur Verfügung stand, wurde ein vereinfachtes Meßschema angewendet. Ausgehend von den Abständen $s_1 = s_2 = \frac{1}{16} m$ und $l_1 = l_2 = \frac{1}{3} m$

versetzte man nacheinander nur jeweils eine Elektrode auf das Doppelte ihrer ursprünglichen Entfernung und dann erst die andere. Die Sonden wurden auf 1, 4 und 16 m weitergesteckt, wenn der Spannungsabfall zu kein war. Das ersparte sehr viel Zeit, da beim Versetzen der Elektroden nur geringe Wege zurückgelegt werden mußten. Allerdings ist bei einem solchen Verfahren mit einer gewissen Streuung der Meßwerte aufgrund der abwechselnden Unsymmetrie der Anordnung zu rechnen. Dies ergab in Verbindung mit den verhältnismäßig großen Abständen zwischen den einzelnen Meßpunkten eine geringere Meßgenauigkeit, als praktisch möglich wäre. Für genauere Messungen sollte man mindestens 10 Meßpunkte je Dekade wählen (z.B.: 1=1; 1,25;1,5;2;2,5;3,25; 4;5;6;8;10 m).

3.2. Auswertung

Mit Hilfe von tabellierten Modellkurven für 3 Schichten /10/ können alle Meßergebnisse leicht gedeutet werden.

Es gilt: $g_{s}(1) = g_{1} \left[1+f\left(\frac{d}{l}1, \frac{d}{l}2.., \frac{d}{l}i-1.., \frac{g_{1}}{g_{2}}, \frac{g_{1}}{g_{3}}.., \frac{g_{1}}{g_{1}}..\right) \right]$ mit dem spezifischen Widerstand g_{1} und der Dicke d_{1} der i-ten Schicht. Wird $g_{s}(1)$ auf doppelt logarithmischem Papier aufgetragen, so erhält man bei Schichten mit dem gleichen Vielfachen der Widerstände $g'_{1} = \alpha g_{1}$ die gleiche Kurve durch Verschieben um die Strecke $g'_{s}(1) = \alpha g_{s}(1)$, und für die Schichten mit einer vielfachen Mächtigkeit $d_{1} = \beta d_{1}$ wird $g'_{s}(\beta 1) = g_{s}(1)$. Dadurch wird die Zahl der für ausführliche Untersuchungen notwendigen Modellkurven stark einschränkt.

Ausserdem ergeben zwei Schichtenfolgen äquivalente Kurven, wenn R(G) gleich ist, mit R(z) = $\int_{\overline{g(z)}}^{z} dz$ und G(z) = $\int_{\overline{(z)}}^{z} dz$. Praktisch bedeutet dies, daß von dünnen Zwischenschichten (d₂ < d₁) mit hohem spezifischem Widerstand ($g_2 > g_1, g_3$) nur d₂ g₂ bestimmt werden kann und bei niedrigem Widerstand ($g_2 < g_1, g_3$) nur d₂/g₂.

Wie bei Hochfrequenzmessungen kann auch hier eine Schicht nur erkannt werden, wenn sie im Vergleich zu ihrer Tiefenlage nicht zu dünn ist. Da die Meßkurven in ihrem Verlauf die Widerstandswerte der Zwischenschichten nicht erreichen und die entsprechenden Maxima und Minima jeweils wesentlich verschoben liegen. können ohne Zuhilfenahme von Modellkurvenscharen keine abschätzenden Aussagen gemacht werden. Ebenso kann wegen des Äquivalenzprinzips nicht ohne weiteres auf die Größe der spezifischen Widerstände der Zwischenschichten geschlossen werden. Beim Einsatz des Verfahrens in der Geologie weiß man meistens von Bohrungen oder erdgeschichtlichen Überlegungen, in welcher Größenanordnung die Widerstände liegen müssen und bestimmt dann mit Hilfe des Verfahrens nur noch die Schichtgrenzen. Wird ein größeres Gelände ausgemessen, so erfährt man aus Messungen an Stellen, wo die unbekannte Schicht genügend dick ist, ihren Widerstand. Rückschlüsse von den Auswerteergebnissen auf den geologischen Aufbau des Erdbodens sind in jedem Falle nur von erfahrenen Geologen durchführbar.

Meßkurven für mehr als 3 Schichten können durch Zusammenfassung von zwei oder mehr bekannten Schichten zu einer Pseudoschicht ausgewertet werden. Bei der Festlegung des mittleren Widerstandes und der Mächtigkeit dieser Schicht muß mit Hilfe von Diagrammen die Makroanisotropie berücksichtigt werden, die dadurch zustande kommt, daß innerhalb des Schichtenpakets der mittlere spezifische Widerstand in Schichtungsrichtung und senkrecht dazu unterschiedlich ist /4/.

In allen Fällen, wo ein solches Meßverfahren nur zu Vergleichen mit entsprechenden Hochfrequenzmessungen herangezogen wird. spielen Äquivalenz- und Anisotropieüberlegungen eine untergeordnete Rolle, da sie sich bei beiden Meßverfahren in ähnlicher Weise bemerkbar machen und daher bei Vergleichen und Umrechnungen unberücksichtigt bleiben können. Wenn beispielsweise bei der Auswertung der spezifische Widerstand einer Schicht falsch angesetzt wird, wirkt automatisch die sich ergebende andere Schichtdecke korrigierend. Die Angaben über die Leitfähigkeit und Dicke der im Erdboden an einer Meßsstelle vorkommenden Schichten, die man aus solchen Sondenmessungen erhält, können zur Berechnung des Oberflächenwiderstandes des Erdbodens in seiner Frequenzabhängigkeit benutzt werden /8/. Natürlich liefert das Sondenverfahren keine Angaben über die Dielektrizitätskonstante der einzelnen Schichten. Erfahrungsgemäss ist jedoch eine hohe Leitfähigkeit im allgemeinen mit einer hohen Dielektrizitätskonstante verbunden, da beide Größen in erster Linie vom Wassergehalt in den Schichten abhängen. In erster Näherung kann daher die relativ Dielektrizitätskonstante einzelner Schichten aus folgendem Zusammenhang bestimmt werden /ll/ :

$\varepsilon \approx 50 x^{1/5}$ (x in S/m)

4. Meßergebnisse und Vergleiche zwischen den Meßverfahren. Die Ergebnisse von einigen Polarisationsmessungen (Bild 9 bis 13) zeigen, daß in praktisch jedem noch so homogen erscheinenden Gelände mit Inhomogenitäten in horizontaler Richtung im Erdboden und einem Einfluß der Geländeneigung, insbesondere angesichts der bei tiefen Frequenzen auftretenden kleinen Winkel, gerechnet werden muß. Eine deutliche Abhängigkeit der Meßwerte von der Einfallsrichtung der Sender wird daher beobachtet. Bild 10 und 11 zeigen außerdem, wie auf kleinen Entfernungen in äußerlich homogenem Gelände wesentliche Änderungen des Oberflächenwiderstandes auftreten können.

Es ist unmöglich, aus einigen wenigen Hochfrequenzmessungen bei verschiedenen Frequenzen Rückschlüsse auf die Frequenzabhängigkeit des Oberflächenwiderstandes an einer Meßstelle zu ziehen. Solche Messungen können deshalb nur durchgeführt werden, soweit eine ausreichende Zahl von Sendern zur Verfügung steht.

Gemessen wurde in der Umgebung von Frankfurt/Main, Hannover und in Berlin, da jeweils in der Nähe dieser Städte neben den Rundfunksendern auch einige Funkbanken für den Flugverkehr mit Frequenzen zwischen den Mittel- und Langwellen dauern in Betrieb sind. Zusätzlich konnten bei Messungen nördlich von Frankfurt

- 19 -

Auch die Frequenzen der dort arbeitenden Übersee-Kurzwellenstation der Deutschen Bundespost benutzt werden. Die zahlreichen Messwerte in Bild 12 und 13 zwischen 5 und 20 MHz sind der Tatsache zu verdanken, daß dort zufällig eine neue Antenne zu Versuchszwecken nacheinander auf verschiedenen Frequenzen betrieben wurde:

Wenn mindestens 10 aus wesentlich unterschiedlichen Richtungen einfallende Sender pro Frequenzdekade zur Verfügung stehen, können in äußerlich homogenem Gelände der Imaginärteil des Oberflächenwiderstandes auf 10 % und der Realteil bei Berücksichtigung der Geländeneigung auf 20 % genau bestimmt werden. Daraus läßt sich an Hand von Vergleichskurven für homogenen Boden (Bild 6) die wirksame Leitfähigkeit auf 60% genau ablesen, solange sich die Mittelwerte der beiden Teile höchstens um einen Faktor 2 unterscheiden. Die wirksame Dielektrizitätskonstante läßt sich auf 75% genau bestimmen, wenn sie nicht zu klein ist, d.h. für $\left| \epsilon_{\rm e} / \frac{\chi_{\rm e}}{\omega \epsilon_{\rm o}} \right| > 0,4$ und nur in diesem Fall ist sie von praktischem Interesse. Stehen weniger geeignete Sender zur Verfügung, so können u.U. mit Hilfe einer ausreichenden Zahl von Mehrschichtenvergleichskurven für den Oberflächenwiderstand die gleichen Genauigkeiten erreicht werden.

Die auf den Abbildungen eingetragenen Werte für die Leitfähigkeiten der Schichten und Tiefenlagen der Schichtgrenzen wurden den Ergebnissen der gleichzeitig an den Meßorten durchgeführten Sondenmessungen entnommen und daraus die eingezeichneten Kurven für den Real- und Imaginärteil des normierten Oberflächenwiderstandes, bzw. für die zwei Winkel der Polarisationsellipse, mit Hilfe eines Analogrechners bestimmt. Wie aus den Beispielen abzulesen ist, stimmen die Hochfrequenzpolarisationsmeßergebnisse in den meisten Fällen innerhalb der Meßgenauigkeit mit den aus den Niederfrequenzsondenmessungen errechneten Werten überein.

Als relative Dielektrizitätskonstante wurde dabei für die einzelnen Schichten ein mittlerer Wert von 8 angesetzt. Eingehendere Untersuchungen insbesondere der Meßwerte über 3 MHz ergaben, daß die Deutung der Hochfrequenzmesskurven im allgemeinen verschiedene Werte der Dielektrizitätskonstanten zuließ, wenn jeweils auch die Leitfähigkeiten und Schichtdicken innerhalb der durch die Ungenauigkeit der Sondermeßergebnisse gegebenen Grenzen variiert wurden. Aus den vorliegenden Messungen kann nur auf

_ 20 _



Frequenzabhängigkeit des normierten Oberflächenwiderstandes, der wirksamen Leitfähigkeit und der relativen Dielektrizitätskonstante. (Δaus Sondenmessungen direkt abgelesene Leitfähigkeit)



22-







eine Dielektrizitätskonstante der einzelnen Schichten zwischen etwa 5 und 30 geschlossen werden.

Die Vergleichsmessungen mit dem Sondenverfahren zeigen also, daß als Leitfähigkeiten für die einzelnen Schichten bei Hochfrequenz im allgemeinen die gleichen Werte gelten wie bei Niederfrequenz. Es erscheint daher angebracht, in allen Fällen, in denen es darauf ankommt, schnell die Hochfrequenzbodenleitfähigkeit in einem unbekannten Gelände zu bestimmen, das Sondenmeßverfahren einzusetzen und die Meßergebnisse als Ausgangspunkt für Berechnungen des Oberflächenwiderstandes zu wählen. Dabei muß.man im allgemeinen 3 Schichten berücksichtigen.

Berechnet man die Frequenzabhängigkeit des Oberflächenwiderstandes für zwei Schichten mit verschiedenen Leitfähigkeitsverhältnissen unter Vernachlässigung der Dielektrizitätskonstanten, bestimmt daraus den wirksamen spezifischen Widerstand als Funktion der mittleren Eindringtiefe und vergleicht die Ergebnisse mit entsprechenden Sondenkurven (Bild 14), so zeigt sich, daß für Leitfähigkeitsunterschiede der zwei Schichten von weniger als 1:10 zusammengehörige Kurven maximale Abweichungen von 50% aufweisen.

Daraus kann geschlossen werden, daß es näherungsweise erlaubt ist, unter Gleichsetzung der mittleren Eindringtiefen beim Sondenverfahren und bei Hochfrequenz $1 \approx c_s = c_e = c_e$ die Son-VITIN X $9_{s}(1)$ direkt in die Frequenzabhängigdenmeßergebnisse keit der wirksamen Leitfähigkeit $\varkappa_e(f)$ umzurechnen. Für tiefe Frequenzen ergibt sich daraus der Betrag des Oberflächenwiderstandes zu : $Z_e = Z_o / \frac{\omega \varepsilon_o}{\kappa_o}$.Dies gilt nur, solange die Dielektrizitätskonstante der einzelnen Schichten klein genug ist : $\varepsilon \ll \frac{\chi}{\omega \varepsilon_{\alpha}}$, d.h. in allgemeinen für Frequenzen unter 3 MHz, und wenn sich zwei dicke aufeinanderfolgende Schichten im interessierenden Tiefenbereich in ihrer Leitfähigkeit um nicht mehr als 1:10 unterscheiden.

Die Umrechnung kann direkt durch Unterlagen eines Diagrammes

 $S_s = F(\phi_{e,f})$, wie es Bild 15 zeigt, unter die auf Transparentpapier gleichen Maßstabes gezeichneten Sondenkurven erfolgen. Die auf diese Weise erhaltenen Leitfähigkeitswerte für verschiedene Frequenzen sind in Bild 9 - 13 zum Vergleich mit den aus dem Oberflächenwiderstand berechneten Kurven von v_e eingetragen (Δ , \blacktriangle).

Bei einer Genauigkeit der Sondenmeßkurven von 20% (bei einer dichteren Meßpunktfolge könnten 10% erreicht werden) erhält man auf diesem Wege die Leitfähigkeit auf 70% genau. In Bild 14 ist auch die zugehörige effektive Dielektrizitätskonstante bezogen auf ke eingezeichnet. Daraus ersieht man, daß sie nur an Stellen mit großem Anstieg oder Abfall der Sondenkurven eine Rolle spielt, Die Dielektrizitätskonstante kann bei praktischen Messungen durch Vergleich mit diesen 2-Schichtenbeispielen größenordnungsmäßig abgeschätzt werden,

Bild 16 und 17 zeigen Sondenmeßkurven und zum Vergleich aus entsprechenden Hochfrequenzmessungen errechnete spezifische Widerstandswerte als Funktion der mittleren Eindringtiefe. Daraus ersieht man, daß der von den Hochfrequenzmessungen erfaßte Tiefenbereich sehr klein ist (ca. eine Dekade bei Messungen über zwei Frequenzdekaden). Es ist daher aussichtslos, ein solches Verfahren für geologische Untersuchungen einzusetzen.

Abschließend kann festgestellt werden, daß das Polarisationsellipsenverfahren zwar direkt den interessierenden Oberflächenwiderstand in seiner Frequenzabhängigkeit liefert, jedoch nur in weitgehend homogenem Gelände sinnvoll eingesetzt werden kann, wenn ausreichend viele geeignete Sender zur Verfügung stehen. Das Sondenverfahren ist dagegen auch in weniger homogenem Gelände verwendbar und liefert direkt die Leitfähigkeit für tiefe Frequenzen, während die Bestimmung des Oberflächenwiderstandes für höhere Frequenzen größere Umrechnungen und Annahmen über die Dielektrizitätskonstante der Schichten erfordert.

Der Zeitaufwand für eine Polarisationsmeßreihe beträgt etwa 5 Stunden, während beim Sondenverfahren innerhalb einer halben Stunde ausreichend viele Meßwerte erhalten werden können. Die Kosten für den Bau und den Transport einer Hochfrequenzmeßeinrichtung sind ebenfalls wesentlich höher.



verschiedenen Leitfähigkeitsverhältnissen.

28





-30-



Literaturverzeichnis

/1/	Sommerfeld A.	Über die Ausbreitung der Wellen in der drahtlosen Telegraphie. (Annalen Physik 28 (1909) S. 665-690, verbesserte Zusammenstellung s. Frank P. u. Mises R. Differential- und Intregalgleichungen der Mathematik und Physik II, Verlag Vieweg, Braunschweig (1935) S. 918-947)	
/2/	Norton K.A.	Propagation of radio waves over the surface of the earth and in the upper atmosphere. (Proc.IRE 24 (1936) S.1367- 1387, 25(1937) S. 1192-1236)	
/3/	Wait J.R.	The Propagation of electromagnetic waves along the earths surface. (Langer R.E. Electromagn. waves, University Wisconsin Press 1962, S. 243-290)	
/4/	Benz A.	Lehrbuch der angewandten Geologie I, (Verlag Enke, Stuttgart 1961)	
/5/	Fritsch V.	Elektrische Messungen an räumlich aus- gedehnten Leitern (Verlag Braun, Karlsruhe 1960)	
/6/	Großkopf J. u. Vogt K.	Über die Messung der Bodenleitfähig- keit. (TFT 29(1940)S. 164-172 u- 31 (1942)S.22-23)	
/7/	Smith-Rose L.u, Barfield R.H.	On the determination of the direction of the forces in wireless waves at the earth surface. (Proc. Roy.Soc. A 107 (1925) S. 587-593	
/8/	Hanle E.	Darstellung und Berechnung des Ober- flächenwiderstandes eines geschichte- ten Mediums mit einem Analogrechner. (Techn. Bericht Nr. 71 (1964) Heinrich- Hertz-Institut, Berlin-Charlottenburg).	
/9/	Wait J.R. u. Conda A.M.	On the measurement of ground conductivity at VLF. (Trans.IRE AP 6 (1958) S.273-277)	
/10/		Abaques de Sondage Electrique. (Geophys.Prespecting III (1955) Suppl. 3)	
/11/	Hanle E.	Ber komplexe Widerstand der Erdober- fläche bei Hochfrequenz und seine Messung, (Dissertation an der TU Berlin 1963, auszugsweise NTZ 1964 in Vorbereitung).	

.it

