

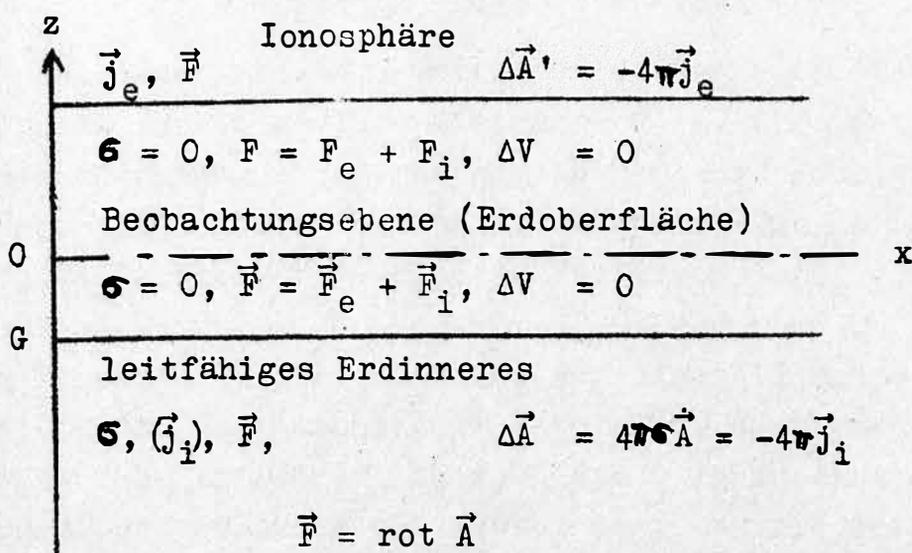
Vortrag Dr. Siebert, Göttingen:

"Bemerkungen zur Auswertung und modellmäßigen Deutung der Beobachtungen bei der erdmagnetischen Tiefensondierung"

Donnerstag, den 1. Febr. 1962

Unter Auswerten soll hier nicht nur ein Ausmessen und Klassifizieren von Beobachtungen verstanden werden, sondern auch deren Zurecht-machen für eine modellmäßige Deutung des zu untersuchenden Problems. Beim gegenwärtigen Stand der Modellrechnungen ist die Auswertung eng verknüpft mit der Zerlegung des an der Erdoberfläche beobachteten erdmagnetischen Störungsfeldes  $\vec{F}$  in den von den primären ionosphärischen Strömen herrührenden Anteil  $\vec{F}_e$  und den von den induzierten Strömen im leitfähigen Erdinneren erzeugten Anteil  $\vec{F}_i$ . Im Gegensatz zu der klassischen Trennung des Magnetfeldes der Erde durch Gauß unter stationären Bedingungen ist das beobachtete Feld jetzt zeitlich variabel und rührt teilweise von einem Induktionsvorgang her. Daß eine der Gaußschen Trennung analoge Zerlegung des Feldes unter diesen Umständen noch möglich ist, ist nicht ohne weiteres selbstverständlich.

Schematische Darstellung der vorliegenden Gegebenheiten durch die folgende Figur:



primär ist  $\vec{j}_e$ ; dadurch wegen  $\sigma \neq 0$  im Erdinneren Auftreten induzierter Ströme  $\vec{j}_i$ . Im leitfähigkeitsfreien Raum dazwischen ein von beiden Stromverteilungen herrührendes Feld  $\vec{F}$ . Wichtige Beschränkung: Die Strom- und Feldverteilungen sind quasistationär, d. h. die Frequenzen sind so niedrig, daß der Verschiebungseffekt vernachlässigt

werden kann, oder: bei den auftretenden Frequenzen sind die in Frage kommenden räumlichen Ausdehnungen so gering, daß die Retardation vernachlässigt werden kann (Nahzone der elektromagn. Störung). Erst daraus folgt, daß das an einem bestimmten Ort zu einer bestimmten Zeit beobachtete Magnetfeld  $\vec{F}$  ausschließlich von den gleichzeitig vorhandenen Stromverteilungen herrührt und diesen zugeordnet werden kann, also auch in einen Anteil  $\vec{F}_e$  mit den Quellen  $\vec{j}_e$  und einen Anteil  $\vec{F}_i$  mit den Quellen  $\vec{j}_i$  zerlegt werden kann. Da außerdem bei Vernachlässigung des Verschiebungsstromes das Zwischengebiet magnetisch quellen- und wirbelfrei ist, gilt hier  $\vec{F} = -\text{grad } V$  und  $\Delta V = 0$ . Das führt bei Annahme einer ebenen Erde auf Lösungen der Form

$$V \sim e^{\pm |\alpha|z}$$

Wegen der Linearität der das Problem beherrschenden Gleichungen können die Wirkungen von  $\vec{j}_e$  und  $\vec{j}_i$  getrennt betrachtet werden. Dann muß aber wegen des Verhaltens im Unendlichen

$$\vec{j}_e \text{ ein } V_e \sim e^{+|\alpha|z} \text{ und } \vec{j}_i \text{ ein } V_i \sim e^{-|\alpha|z}$$

zugeordnet werden. Wegen der Eindeutigkeit der Darstellung bleibt diese Aufteilung auch bei gleichzeitigem Auftreten von  $\vec{j}_e$  und  $\vec{j}_i$  bestehen. In diesem Zusammenhang ist es bedeutungslos, daß  $\vec{j}_i$  eine Folge von  $\vec{j}_e$  ist. Es ist schließlich durch Gradientenbildung

$$\vec{F}_e = -\text{grad } V_e \text{ und } \vec{F}_i = -\text{grad } V_i.$$

Die charakteristischen Unterschiede der Potentiale von  $\vec{F}_e$  und  $\vec{F}_i$  erlauben letztlich ihre Trennung, d. h. ihre getrennte Darstellung durch Anwendung eines geeigneten Rechenverfahrens auf die an der Erdoberfläche beobachteten Feldkomponenten. Es liegen dafür je nach Art des Problems verschiedene Verfahren vor.

Die Trennung liefert nun erst den eigentlichen Beweis dafür, daß die Ursache der Anomalie im Untergrund zu suchen ist. Es liegt vielleicht nahe zu fragen, ob sich die Durchführung einer solchen Zerlegung auch außerdem noch lohnt oder nur ein formales Vergnügen ist. Vom Standpunkt der derzeitigen theoretischen Deutung der Beobachtungen aus gesehen, läßt sich die Trennung kaum vermeiden. Illustration am Beispiel des umseitigen Schemas, wenn dies als konkretes Modell angesehen wird: Als Randbedingung, die die Lösung der Differentialgleichung für  $z > G$  erfüllen muß, ist das Feld  $\vec{F}$  auf der Grenzfläche  $G$  vorzugeben. Da  $\vec{F}$  aber für  $z = 0$  gemessen wird, muß es

bis  $z = G$  fortgesetzt werden. Diese Fortsetzung ist natürlich unterschiedlich für  $\vec{F}_e$  ( $\rightarrow$  Abnahme) und  $\vec{F}_i$  ( $\rightarrow$  Zunahme). Das Ganze kann sich hinter der allgemeinen Lösung von  $\Delta V = 0$  verbergen; implizit werden aber  $\vec{F}_e$  und  $\vec{F}_i$  getrennt behandelt. Dann sollte man die Trennung aber auch explizit ausführen und sich dadurch ein klareres Bild verschaffen. [Das angeführte Modell wurde bei der großräumigen (weltweit bei Kugelgeometrie) Tiefensondierung zur Ermittlung der vertikalen Schichtung der Leitfähigkeit verwandt, mit dem Ergebnis, daß (nach Rikitake) bei  $G \approx 400$  km  $\sigma$  von  $10^{-15}$  emu auf  $10^{-12}$  emu ( $\approx 10^9 \text{ sec}^{-1} \approx 10^{-1} \cdot \text{Ohm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ) springt.] Der Vorteil, die Zerlegung explizit auszuführen, wird sich noch an weiteren Punkten zeigen.

Eine solche Zerlegung durchzuführen, ist in der Praxis nun aber nicht eine Frage des Wollens, sondern auch des Könnens. Je weniger Stationen für die Beobachtung zur Verfügung stehen, desto mehr Annahmen muß man in das Trennungsverfahren hineinstecken, um es überhaupt anwenden zu können, und desto unsicherer wird das Ergebnis. Aber selbst bei einer größeren Zahl von Stationen bleiben einige prinzipielle Schwierigkeiten: Die zu untersuchenden Leitfähigkeitsanomalien sind im Hinblick auf die gesamte Erde lokale Erscheinungen mit einem magnetischen Einflußgebiet von etwa einigen 100 km Längenausdehnung an der Erdoberfläche. Dagegen breiten sich die induzierenden ionosphärischen Stromsysteme etwa bei Baystörungen über  $1/2 - 1$  Hemisphäre aus. Die Stationen zur Untersuchung der Anomalie befinden sich naturgemäß in der Nähe und über der Anomalie, wodurch, räumlich gesehen, nur ein kleiner Teil des gesamten mit der Baystörung verbundenen Magnetfeldes registriert wird. Es fehlt das absolute Nullniveau, wodurch eine vollständige Trennung unmöglich gemacht wird. Aber selbst bei Kenntnis des gesamten Feldes wäre diese Trennung praktisch kaum ausführbar, da sie Kugelfunktionsentwicklungen bis zu extrem hohen Ordnungen erforderte. Daher wird auf eine vollständige Trennung verzichtet und wegen des lokalen Charakters der Anomalie außerdem mit einer ebenen Erde gerechnet. Verlangt werden sollte aber stets, daß auch Stationen außerhalb des Einflußbereiches der Anomalie aufgestellt werden, um wenigstens den anomal induzierten Anteil mit einiger Sicherheit abtrennen zu können. Da das ionosphärische Stromsystem größerer Störungen (Bays) im Bereich einer Anomalie in mittleren Breiten noch recht homogen ist, erkennt man

außerhalb dieses Bereiches die Magnetogramme wieder einander ähnlich sind, sofern man nicht in den Einflußbereich einer neuen Anomalie kommt. Für das an einem Punkt der Erdoberfläche registrierte Feld  $\vec{F}$  läßt sich dann folgender Ansatz machen:

$$\vec{F} = \vec{F}_{eo} + \vec{F}'_e + \vec{F}_{io} + \vec{F}'_i + \vec{F}_{ia}$$

$\vec{F}_{eo}$  = im Bereich der Anomalie konstanter äußerer Anteil

$\vec{F}_{io}$  = im Bereich der Anomalie konstanter innerer Anteil

$\vec{F}'_e$  = im Bereich der Anomalie räumlich veränderlicher äußerer Anteil

$\vec{F}'_i$  = im Bereich der Anomalie räumlich veränderlicher innerer Anteil

$\vec{F}_{ia}$  = im Bereich der Anomalie räumlich veränderlicher anomaler innerer Anteil.

Wäre die Leitfähigkeit im Erdinnern homogen oder radialsymmetrisch, so würde als innerer Anteil nur  $\vec{F}_{io} + \vec{F}'_i$  auftreten. Die konstanten Felder  $\vec{F}_{eo}$  und  $\vec{F}_{io}$  werden als Mittel aus den Aufzeichnungen der außerhalb des Einflußbereiches der Anomalie aufgestellten Stationen bestimmt. Ein theoretisch im ganzen unendlichen Bereich konstantes Feld kann eigentlich dem Trennungsverfahren nicht unterworfen werden und bleibt daher ungetrennt. Außerdem bleiben  $\vec{F}_{eo}$  und  $\vec{F}_{io}$  nach außen nicht konstant. Hierin liegt die zuvor erwähnte Unmöglichkeit einer vollständigen Trennung. Es wird deshalb zusammengefaßt

$$\vec{F}_{eo} + \vec{F}_{io} = \vec{F}_o$$

Ferner darf im Bereich der Anomalie angenommen werden:  $|\vec{F}_{eo}| \gg |\vec{F}'_e|$  (nur dann ist ja  $\vec{F}_o$  feststellbar). Dann ist aber auch  $|\vec{F}'_i| \ll |\vec{F}_{ia}|$  und der Ansatz für  $\vec{F}$  reduziert sich auf:

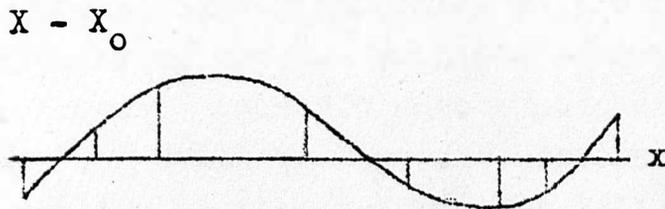
$$\vec{F} = \vec{F}_o + \vec{F}'_e + \vec{F}_{ia}$$

Davon sind  $\vec{F}$  und  $\vec{F}_o$  (Mittel der Stationen außerhalb) bekannt. Anwendung des Trennungsverfahrens auf  $\vec{F} - \vec{F}_o$  liefert  $\vec{F}'_e$  und  $\vec{F}_{ia}$  getrennt. Mit  $\vec{F}'_e$  hat man eine Kontrolle, ob das äußere Feld wirklich nur schwach inhomogen ist, und mit  $\vec{F}_{ia}$  hat man das nun eigentlich interessierende Feld, das eine Folge der Induktion in der Anomalie selbst ist. Für die theoretische Deutung ist selbstverständlich die Kenntnis von  $\vec{F}_{ia}$  wesentlich wertvoller als nur die von  $\vec{F}$ . Um allerdings  $\vec{F}_{ia}$  auf diese Weise zu bestimmen, müssen die gemachten Voraussetzungen erfüllt sein, was nicht immer der Fall zu sein braucht.

Die Störungen gleichen Art mit etwa gleichen Perioden oben verschieben

muß noch eine Normierung eingeführt werden, die am besten so gewählt wird, daß  $\vec{F}_{ia}$  in geeigneter Weise auf das induzierende Feld  $\vec{F}_0$  bezogen wird. Die spezielle Form der Normierung hängt damit auch von der Art der zu untersuchenden Anomalie ab, da möglicherweise nur eine bestimmte Komponente von  $\vec{F}_0$  induziert.

Bei der praktischen Ausführung der Trennung treten abermals prinzipielle Schwierigkeiten auf: Diese sollen der Einfachheit halber erläutert werden für eine Zerlegung längs eines Profils. Aufgetragen sei z. B. an acht nicht äquidistanten Stationen  $(X - X_0)$ .



Die Randwerte sind im allgemeinen nicht gleich Null, da das äußere Feld und das normal induzierte Feld nicht völlig konstant sind und auch ein kleiner Effekt der Anomalie immer noch vorhanden sein dürfte. Wird  $X_0$  als Mittelwert aus den beiden beobachteten Randwerten bestimmt, so sind hier  $(X - X_0)$  entgegengesetzt gleich groß. Außerhalb dieser Randpunkte wird  $(X - X_0) = 0$  gesetzt. Es entsteht dadurch ein Fehler, nicht nur weil tatsächlich  $(X - X_0) \neq 0$  ist, sondern auch weil  $(X - X_0)$  als Lösung der Laplace Gleichung in einem singularitätenfreien Gebiet regulär analytisch ist und daher identisch verschwinden müßte, wenn  $(X - X_0)$  auf einem endlichen Stück der x-Achse verschwände. Es hat auch keinen Sinn, das Profil zu verlängern, da die theoretischen Bedingungen  $(X - X_0) \rightarrow 0$  für  $x \rightarrow \pm\infty$  auf der Erde nur formale Bedeutung hat. Eine Verlängerung des Profils nach Norden würde nur zu einem stärkeren Einfluß des Polarlichtzonenstromes führen und das Trennungsergebnis verschlechtern. Es bleibt nur übrig, durch geeignete Annahmen den Fehler so klein wie möglich zu machen.

Eine zweite Fehlerquelle betrifft die zwischen den Werten der Stationen erforderlichen Interpolationen. Für die Auswertung, d. h. die numerische Berechnung von Integralen, wie sie bei den Auswerteverfahren auftreten, ist es im allgemeinen erforderlich, mehr Ordinatenwerte zu nehmen als Stationen vorhanden sind. Außerdem sind Ordina-

auszuwerten. Für eine hinreichend genaue Trennung sind auch die ersten Ableitungen von  $(X - X_0)$  an diesen Stellen heranzuziehen. Durch falsche (graphische) Interpolation können also Fehler entstehen. Die Interpolation müßte eigentlich so vorgenommen werden, daß die interpolierte Kurve eine Potentialfunktion darstellt. Dieser Arbeitsgang, bei dem die Beobachtungswerte für das Trennungsverfahren umgeschrieben werden, ist wahrscheinlich nur sehr schwer apparativ vorzunehmen, was im Hinblick auf eine rein elektronische Registrierung und Auswertung bedacht werden muß.

Anregungen: In einem für erdmagnetische Tiefensondierung unbekanntem Gebiet wird zunächst eine großräumige flächenhafte Verteilung der Stationen vorgenommen, um etwa vorhandene Anomalien überhaupt zu entdecken. Die stärkste Anomalie untersuchen und durch flächenhafte Konzentration der Stationen auf die Umgebung der Anomalie deren Ausdehnung qualitativ feststellen. Der weitere Einsatz der Stationen hängt von der Form und dem Ausmaß der Anomalie ab. Bei Anomalien mit ausgeprägter Vorzugsrichtung existieren in der Regel "erlaubte Profile", die aus flächenhafter Vermessung zu ermitteln sind und auf denen sich die Trennung auf ein zweidimensionales Problem reduziert. Die äußeren und inneren Anteile der Feldkomponenten berechnen sich dann lediglich aus den beobachteten Feldkomponenten selbst und deren Hilbert-Transformierten. In Erweiterung des vorhandenen Formalismus sollte der Versuch gemacht werden, ein Trennungsverfahren auf einem gekrümmten Profil, etwa auf einer Hyperbel (mit Hilfe elliptischer Zylinderkoordinaten) zu entwickeln. Bei komplizierterer Struktur der Anomalie ist eine flächenhafte Vermessung und Auswertung mit einem entsprechenden Verfahren, das ebenfalls vorliegt, erforderlich. Ein solcher komplizierter Fall ist auch der der schwachen Göttinger D-Anomalie, die noch im Einflußbereich der großen norddeutschen H-Anomalie liegt und daher nicht isoliert untersucht werden kann. Für den Fall, daß die Zahl der Stationen zu gering für ein hinreichend enges Netz ist, sollte die Änderung des Feldes zwischen zwei Stationen durch eine an mehreren Orten aufgestellte Zwischenstation nach und nach erfaßt werden, so daß später der Feldverlauf im Zwischengebiet aus den Registrierungen der beiden verbliebenen Stationen hinreichend sicher ergänzt werden kann. Die Grenzen eines solchen Vorgehens brauchen nicht besonders erörtert zu werden.

Modellmäßige Deutung der Beobachtungen: Darunter soll die quantitative Deutung der Beobachtungen durch physikalische Modelle ohne Berücksichtigung der geologischen Aspekte verstanden werden. Die Untersuchung konzentriert sich dabei auf die Zustände und Vorgänge im Untergrund. Für quasistationäre Vorgänge in diesem Bereich folgt aus den Maxwell-Gleichungen im elektromagnetischen Maßsystem:

$$\begin{aligned} \text{rot } \vec{F} &= 4\pi \vec{j}_i & \mu &= 1 & \text{div } \vec{F} &= 0 \\ \text{rot } \vec{E} &= -\dot{\vec{F}} & & & \text{div } \vec{E} &= 0 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \vec{j}_i &= \sigma \vec{E} & \vec{F} &= \text{rot } \vec{A} \\ \text{rot } \vec{F} &= \text{rot rot } \vec{A} = -\Delta \vec{A} = 4\pi \vec{j}_i \\ \text{div } \vec{A} + 1/c^2 \dot{\varphi} &= 0 \rightarrow \text{div } \vec{A} = 0 \\ \text{rot}(\vec{A} + \vec{E}) &= 0 & \vec{A} + \vec{E} &= \text{grad } \varphi = 0 \end{aligned}$$

wegen  $\text{div } \vec{A} = \text{div } \vec{E} = 0$ , (genauer ist  $\Delta \varphi = 0$ , wobei  $\varphi \neq 0$  aber nur im stationären Fall Bedeutung hat).

Also:  $\vec{j}_i = \sigma \vec{E} = -\sigma \vec{A}$  und damit

$$\Delta \vec{A} = 4\pi \sigma \vec{A} = -4\pi \vec{j}_i$$

hierbei darf  $\sigma$  noch räumlich variabel sein. Diese Gleichung kann sowohl als Poisson-Gleichung:  $\Delta \vec{A} = -4\pi \vec{j}_i$  aufgefaßt werden als auch als Diffusionsgleichung:  $\Delta \vec{A} = 4\pi \sigma \vec{A}$ . Im ersten Fall ist kein Unterschied vorhanden zu dem entsprechenden Problem der Magnetostatik mit der stationären Stromverteilung  $\vec{j}_i$ . Um die Lage und Stärke der Anomalie zu bestimmen, müßte aus  $\vec{F}_{ia}$  an der Erdoberfläche eindeutig auf die Stromverteilung  $\vec{j}_i$  geschlossen werden können. Das ist eine Aufgabe der Potentialtheorie, von der bekannt ist, daß sie nicht eindeutig lösbar ist. Praktisch ist dieses Verfahren für Abschätzungen zu verwenden, indem man das Auftreten von nach physikalischen Gesichtspunkten unsinnigen Stromverteilungen ausschließt und damit auch gewisse Tiefen und Formen der Anomalie ausschließt.

Die Behandlung des Problems als eines quasistationären durch Berücksichtigung der (langsamen) zeitlichen Änderung der Feldgrößen schränkt die Vieldeutigkeit der Lösungen der Poisson-Gleichung ein, führt aber auf neue mathematische Schwierigkeiten. Da die Zerlegung des Feldes auch bei quasistationären Zuständen gilt, kann durch Anwendung des Trennungsverfahrens auf  $(\vec{F} - \vec{F}_0)$  zu dicht genug aufein-

an der Erdoberfläche bestimmt werden. Von ihnen sollen wieder nur  $\vec{F}_0$  und  $\vec{F}_{ia}$  beachtet werden. Sie müssen mit den Annahmen und Ergebnissen der Modellrechnung konfrontiert werden, wobei jetzt die den Induktionsvorgang berücksichtigende Gleichung  $\Delta \vec{A} = 4\pi \sigma \dot{\vec{A}}$  heranzuziehen ist.

Sieht man einmal vorübergehend von der Existenz der Anomalie ab und betrachtet die überhaupt möglichen einfachsten Modelle, so stößt man schon bei dem naheliegendsten Modell auf Schwierigkeiten, nämlich einem homogenen induzierenden Feld über einem homogenen Halbraum. Insbesondere sind hier die in allen Richtungen im Unendlichen nicht verschwindenden Felder ganz untypisch. Die einzige Aussage, die diese Betrachtung für Abschätzungen liefert, ist, daß ein an der ebenen Grenzfläche zeitlich periodisches und räumlich konstantes horizontales Feld in Form einer ebenen gedämpften Welle in den Halbraum eindringt, analog der Ausbreitung einer thermischen Welle in einem wärmeleitenden Halbraum. Wird als Eindringtiefe  $d$  die Tiefe definiert, in der die Amplitude der Welle auf den  $e$ -ten Teil abgesunken ist, so erhält man:

$$d = 1/\sqrt{2\pi\sigma\omega} \hat{=} 3,90 \sqrt{\rho T} \quad (d \text{ in km, } \rho \text{ in Ohm} \cdot \text{m, } T \text{ in min}).$$

Damit ist selbst für Pulsationen von  $T = 2$  min eine Eindringtiefe von  $d \underline{n}$  100 km nicht auszuschließen.

Die nächst einfachen Modelle sind: Das Feld des oszillierenden Dipols als induzierendes Feld über dem homogenen Halbraum. Dieser Fall ist noch lösbar, erfordert aber schon umfangreiche numerische Rechnungen. Wird die Voraussetzung der Homogenität des Untergrundes aufgegeben, so dürfte auch schon bei einfachsten Inhomogenitäten allenfalls mit Hilfe elektronischer Rechengeräte weiterzukommen sein. - Der umgekehrte Weg ist, ein homogenes induzierendes Feld beizubehalten und dessen Wirkung in isolierten, einfachen leitfähigen Störkörpern zu berechnen. Als Störkörper sind dabei vor allem der unendlich lange Zylinder und die Kugel herangezogen worden. Von ihnen ist das Zylindermodell das einfachere und für eine Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie brauchbarere. Über Rechnungen mit konstanter und vom Radius abhängiger Leitfähigkeit wird in einem anschließenden Beitrag berichtet. Die Berechnung weiterer Zylindermodelle ist möglich, auch mit Leitfähigkeitsverteilungen, die in bestimmter Weise vom Azimut abhängen.

Diese Lösungen, die die Verwendung von Mathieuschen Funktionen erfordern, könnten Aufschluß über eine etwaige Neigung der Anomalie gegen die Oberfläche geben (geologisch: Fallen). Falls die Anomalie die Form eines solchen Störkörpers hat, so ist dieser jedoch eingebettet in eine mehr oder weniger leitfähige Umgebung. Diese modifiziert das induzierende Feld (das zuvor ausschließlich das primäre Feld war) und modifiziert auch das anomal induzierte Feld bei seiner Ausbreitung von der Anomalie zur Erdoberfläche, wo es beobachtet wird. Es gibt aber noch ein Modell, das sich auch bei Anwesenheit eines leitenden Halbraumes in brauchbarer Näherung verwenden läßt: Homogenes äußeres Feld, ein leitfähiger Halbraum möglichst tief unter der Beobachtungsebene (Erdoberfläche) und ein Störkörper zwischen Beobachtungsebene und Halbraumoberfläche. Äußeres Feld und Halbraum allein ergeben über dem Halbraum ein homogenes horizontales Feld  $\vec{F}_0$ . Dieses induziert im Störkörper und bewirkt das anomal induzierte Feld  $\vec{F}_{ia}$ . Dieses sind aber gerade die Felder, die das Trennungsverfahren liefert. Liegt der Halbraum tief genug unter dem Störkörper, so ist die Rückwirkung des Störkörpers auf den Halbraum zu vernachlässigen. Es muß hier  $|\vec{F}_{e0}| \gg |\vec{F}_{ia}|$  sein. Die eben gemachten Voraussetzungen dürften (auch wegen der geringen normalen Leitfähigkeit in den ersten 100 km unter der Erdoberfläche) für die Erde wenigstens näherungsweise zutreffen. Daher ist sowohl das Trennungsverfahren als auch die Berechnung der Induktion eines homogenen Feldes in isolierten Störkörpern von praktischer Bedeutung für die Deutung von Leitfähigkeitsanomalien: Mit  $\vec{F}_0$  als induzierendem Feld müßte sich auf der Beobachtungsebene  $\vec{F}_{ia}$  als anomal induziertes Feld ergeben. Daher dürfte es durchaus lohnend sein, auch kompliziertere Störkörper anzusetzen, auch wenn deren Lösung vielleicht den Einsatz von Rechenmaschinen erfordern sollte.  $\vec{F}_{ia}$  muß sich richtig in Amplitude und Phase ergeben.

Eine nur äußerlich verschiedene Art der Bestimmung der Induktion in Störkörpern sind Modellversuche: Störkörper im homogenen Wechselfeld einer Helmholtz-Spule. Ausmessung des Feldes durch eine aus kleinen Spulen bestehende Drei-Komponenten-Sonde. Eichung der Apparatur durch Vergleich mit den theoretisch einwandfrei zu berechnenden Fällen. Beispiele für interessierende Modellversuche: komplizierte Störkörper, Störkörper in leitfähiger Einlagerung, Überprüfung des zweidimensionalen Trennungsverfahrens bei Verwendung nicht erlaub-

Mit den bisher genannten Methoden sind die theoretischen Möglichkeiten für eine Deutung keineswegs erschöpft. Es ist durchaus denkbar, daß andere und brauchbarere Verfahren existieren oder entwickelt werden können, etwa, indem man die Schmuckersche Methode der Berechnung des Feldes flächenartiger Ströme auf gewellten Flächen kombiniert mit der Eindringtiefe bei bestimmten Perioden und Leitfähigkeitsverteilungen. Schließlich drängt sich eine Analogie zur klassischen Seismik auf: Statt Modelle vorzugeben und freie Parameter den Beobachtungen bestmöglich anzupassen, sollte versucht werden, die Maxwell'schen Gleichungen so umzuformen, daß sich eine Integralgleichung für  $\sigma$  ergibt, aus der (numerisch)  $\sigma$  als Funktion des Ortes aus den auf der Beobachtungsebene gemessenen elektrischen und magnetischen Feldern und vor allem den zeitlichen Änderungen dieser Größen bestimmt werden kann. Es ist nicht klar, ob das überhaupt möglich ist.

Schließlich existiert noch ein sehr kompliziertes Problem, das vor allem in das Gebiet der theoretischen Physik der Festkörper gehört: Nach experimentellen Untersuchungen hängt die Leitfähigkeit der Minerale überwiegend von der Temperatur ab nach:

$$\sigma = \sum_{n=1}^3 \sigma_n \exp \left\{ -A_n/T \right\} \approx \sigma' \exp \left\{ -E'/kT \right\}$$

[nach D. C. Tozer: The electrical properties of the earth's interior, in: "Physics and Chemistry of the Earth" 3, 414-436, (1959)]. Es ist also eine Behandlung der Frage erforderlich, ob die durch die vorangegangenen Untersuchungen ermittelte Lage und Ausdehnung der Anomalie mit den sonstigen Zuständen im Erdinnern verträglich ist.