

Bernhard Siemon

## Ein Interpretationsverfahren für induktiv schwach gekoppelte Leitfähigkeitsanomalien

### 1 Einleitung

Leitfähigkeitsanomalien können mit elektromagnetischen Methoden entdeckt und interpretiert werden. Qualitative Aussagen lassen sich aus den Darstellungen der (transformierten) Übertragungsfunktionen ableiten, wobei die Übertragungsfunktionen der Magnetotellurik vor allem die vertikalen Strukturen zeigen, während die der erdmagnetischen Tiefensondierung auch laterale Leitfähigkeitsstrukturen offenlegen. Quantitative Aussagen können durch Modellrechnungen gewonnen werden. Voraussetzung ist aber i.all., daß die zu modellierende Leitfähigkeitsstruktur nicht durch andere Strukturen gestört wird.

Existieren in einem Meßgebiet mehrere zwei- oder dreidimensionale Leitfähigkeitsanomalien, ist es numerisch extrem aufwendig, alle Strukturen mit *einem* ausgedehnten 3D-Modell zu erfassen. Die separate Behandlung dieser Anomalien mit anschließender Kombination der Ergebnisse ist eine Alternative zur aufwendigen Gesamtbehandlung. Sie setzt allerdings voraus, daß sich die einzelnen Anomalien nicht oder nur wenig gegenseitig beeinflussen, d.h. die induktive Kopplung muß gering sein. Auf diese Problematik wurde schon von Price [1964] und Rikitake [1966] hingewiesen. In Arbeiten von Siebert [1971], Goethe, Porstendorfer & Rösler [1977], Wolf [1983], Meng & Dosso [1990] und Weaver [1990] wurden spezielle Anomaliekombinationen behandelt.

In der vorliegenden Arbeit wird ein Interpretationsverfahren für den Fall der schwachen induktiven Kopplung anhand von Messungen über Salzstöcken, die in Sedimenten eingebettet sind, vorgestellt. Salzstöcke sind aufgrund ihrer geringen Leitfähigkeit gegenüber den sie umgebenden Sedimenten ideale Untersuchungsobjekte für elektromagnetische Methoden. Die additive Einbeziehung von Inhomogenitäten in der Umgebung der dreidimensionalen Strukturen ist ein wesentlicher Aspekt des Interpretationsverfahrens.

## 2 Theoretische Betrachtungen

### 2.1 Methoden

Im Periodenbereich der Pulsationen ( $10 \leq T[s] \leq 1000$ ) werden aus den zeitliche Variationen des tellurischen Feldes (in den beiden Horizontalkomponenten) und des magnetischen Feldes (in drei Komponenten) Übertragungsfunktionen durch robuste, statistische Frequenzanalysen (Junge [1990], Siemon [1991]) bestimmt. Die Übertragungsfunktionen sind komplex, orts- und frequenzabhängig und werden als zeitlich stabil betrachtet.

Zur Erkundung der Leitfähigkeitsstrukturen werden zwei Verfahren benutzt, die Magnetotellurik (MT) und die erdmagnetische Tiefensondierung (GDS). Während die MT horizontale Messungen des tellurischen Feldes mit denen des magnetischen Feldes (am gleichen Ort) vergleicht, werden bei der GDS Magnetfeldmessungen an beliebigen Orten und in allen Komponenten auf das magnetische Horizontalfeld eines Referenzpunktes bezogen. Normalerweise werden die magnetischen Felder des Referenzpunktes vor der GDS-Frequenzanalyse subtrahiert (Schmucker [1970]). Abweichend von der üblichen Definition (Cagniard [1953]) werden hier auch die tellurischen Felder aller MT-Stationen auf das ortsfeste Referenzfeld bezogen.

#### 2.1.1 Magnetotellurik

Ein erster Eindruck über die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit kann aus den Impedanzen  $Z$ :

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} \quad Z_{DI} = \frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2}$$

gewonnen werden. Ist die Anisotropie der Leitfähigkeit zu vernachlässigen, so ist es ausreichend, die Drehinvariante der Impedanz  $Z_{DI}$  zu betrachten.

Die Transformation der frequenzabhängigen Impedanzen in scheinbare Widerstandstiefen-Funktionen, z.B. nach dem  $\rho^* - z^*$ -Verfahren von Schmucker [1970,1971]:

$$\rho^*(\omega) = \rho^a(\omega) \cdot \begin{cases} 2 \cos^2 \phi(\omega) & \text{für } \phi(\omega) \geq 45^\circ \\ 1/2 \sin^2 \phi(\omega) & \text{für } \phi(\omega) \leq 45^\circ \end{cases}$$

$$z^*(\omega) = |Im(Z(\omega))| / \omega$$

$$\text{wobei: } \rho^a(\omega) = \frac{\mu_0}{\omega} |Z(\omega)|^2 \quad \phi(\omega) = \arctan \frac{Im(Z(\omega))}{Re(Z(\omega))}$$

ermöglicht einen schnellen Überblick über die vertikale Leitfähigkeitsverteilung im Meßgebiet.

## 2.1.2 Erdmagnetische Tiefensondierung

Eine qualitative Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung in der Horizontalen kann aus allen Übertragungsfunktionen gewonnen werden. Besonders eindrucksvoll gelingt dies mit den Induktionspfeilen:

$$\underline{IP} = z_H \cdot \hat{x} + z_D \cdot \hat{y} \quad \text{mit } \hat{x}, \hat{y} \text{ Einheitsvektoren (nach Norden bzw. Osten)}$$

da sie alle Strukturen auflösen, während die magnetischen Horizontalkomponenten eher von regionalen und die tellurischen eher von lokalen Leitfähigkeitsstrukturen beeinflusst werden (vgl. Siemon [1990,1991]). Die Koeffizienten ergeben sich aus den normierten magnetischen Vertikalkomponenten:

$$\begin{aligned} B_z &= z_H^l \cdot B_x + z_D^l \cdot B_y && \text{(lokal)} \\ B_z &= z_H^n \cdot B_{nx} + z_D^n \cdot B_{ny} && \text{(normal)} \\ B_z - B_{nz} &= z_H^a \cdot B_{nx} + z_D^a \cdot B_{ny} && \text{(anomal)} \end{aligned}$$

Der Index  $n$  kennzeichnet das Feld einer Referenzstation. Die Induktionspfeile sind hier so definiert, daß die Realpfeile zu Gebieten geringerer Leitfähigkeit zeigen. Bei 2D-Strukturen stehen sie senkrecht zur Streichrichtung, und die Imaginärpfeile sind (anti-)parallel zu den Realpfeilen. Letzteres gilt auch für isometrische 3D-Strukturen.

## 2.2 Zusammensetzung der elektromagnetischen Felder

Das an der Erdoberfläche meßbare Gesamtfeld (im Frequenz-Orts-Bereich) soll sich aus folgenden Komponenten additiv zusammensetzen:

$$\underbrace{\underline{F}(\omega, r)}_{\text{Gesamtfeld}} = \underbrace{\underline{F}_n(\omega)}_{\text{Normalfeld}} + \underbrace{\sum_i \underline{F}_a^i(\omega, r)}_{\text{entkopp.anom.Felder}} + \underbrace{\sum_{i,j; i \neq j} \underline{F}_a^{ij}(\omega, r)}_{\text{gekopp.anom.Felder}}$$

Das Gesamtfeld  $\underline{F}(\omega, r)$  ( $\underline{E}$  oder  $\underline{B}$ ) ist frequenz- und ortsabhängig.

Das Normalfeld  $\underline{F}_n(\omega)$  faßt die homogenen externen (nur magnetische) und die internen Anteile, die nicht durch laterale Inhomogenitäten gestört sind, zusammen. Es variiert nur mit der Tiefe und der Anregungsfrequenz, nicht aber in der horizontalen Ebene.

Das anomale Feld  $\underline{F}_a^i(\omega, r)$  wird durch eine laterale Leitfähigkeitsanomalie  $i$  hervorgerufen. Für mehrere, sich aber nicht gegenseitig beeinflussende (entkoppelte) Anomalien können die anomalen Feldanteile additiv zu einem anomalen (Gesamt-)Feld zusammengefaßt werden.

Induktiv gekoppelte Terme  $\underline{F}_a^{ij}(\omega, r)$  treten auf, wenn das anomale Feld einer Anomalie  $i$  am Ort einer anderen Anomalie  $j$  nicht vollständig abgeklungen ist.

Da es in der Praxis schwierig ist, ein rein eindimensionales Gebiet für die Bestimmung des Normalfeldes zu finden, baut man die Referenzstation dort auf, wo der Einfluß der untersuchten Anomalie möglichst gering ist. Ebenso wenig ist zu erwarten, daß alle Anomalien in einem Meßgebiet vollständig entkoppelt sind. Übertreffen die anomalen Feldanteile, die durch das externe Feld erzeugt worden sind, die Kopplungsterme erheblich ( $|F_a^{ij}| \gg |F_a^{jjji}|$ ), kann man die Anomalien als induktiv schwach gekoppelt einstufen und die Kopplungsterme vernachlässigen.

Zur Erklärung der Felddaten können die durch Modellrechnungen bestimmten (anoma-len) Übertragungsfunktionen mehrerer Modelle additiv zusammengefaßt werden. Ebenso ist es möglich, in den Felddaten einzelne Anomalien durch Subtraktion der zugehörigen Modelldaten zu unterdrücken. Voraussetzung für beide Fälle ist neben der vernachlässigbaren induktiven Kopplung der Bezug aller Feldgrößen auf ein *gemeinsames* (ortsfestes) Referenzfeld. Ist diese Bedingung nicht erfüllt, kann die Linearität der EM-Felder nicht auf die Übertragungsfunktionen übertragen werden.

### 3 Feldmessungen

Im Frühjahr 1989 wurde der nahezu zylinderförmige Salzstock Wesendorf im Nordwestteil des Gifhorner Troges mit elektromagnetischen Methoden im Periodenbereich der Pulsationen untersucht. An insgesamt 25 Stationen, die sternförmig über dem Salzstock Wesendorf und in einiger Entfernung dazu sowie über dem Westrand des benachbarten Salzstockes Vorhop aufgebaut wurden (Abb. 1), sind die zeitlichen Variationen der erdmagnetischen und erdelektrischen Felder mit fünf MT-Apparaturen registriert worden. Als Referenzstation diene zunächst die westlichste Station REF. Da diese Station zu stark gestört war, wurde W3 als neue Referenz gewählt.

Kennzeichnend für diesen Bereich des Troges sind die SW-NO-streichenden Ausbisse der Unterkreide und des Malms. Ältere Juraformationen weichen von dieser ausgeprägten Streichrichtung etwas ab, wie es in Abb. 1 durch den Verlauf der Dogger- und Lias-trogachsen angedeutet wird. Der Gifhorner Trog zeichnet sich durch erhöhte Jura- und Unterkreidemächtigkeiten aus (Abb. 2). Im Nordwesten wurde Zechstein bei 4km erbohrt, während im Südosten das Rotliegende schon bei 2km angetroffen wurde.

Die Salzstöcke reichen nicht bis an die Erdoberfläche. Sie sind von jungen Sedimenten (bis Unterkreide) von etwa 0.5km Mächtigkeit bedeckt (vgl. Abb. 2). Die oft anzutreffende pilzförmige Struktur ist bei dem Salzstock Wesendorf nicht gefunden worden.

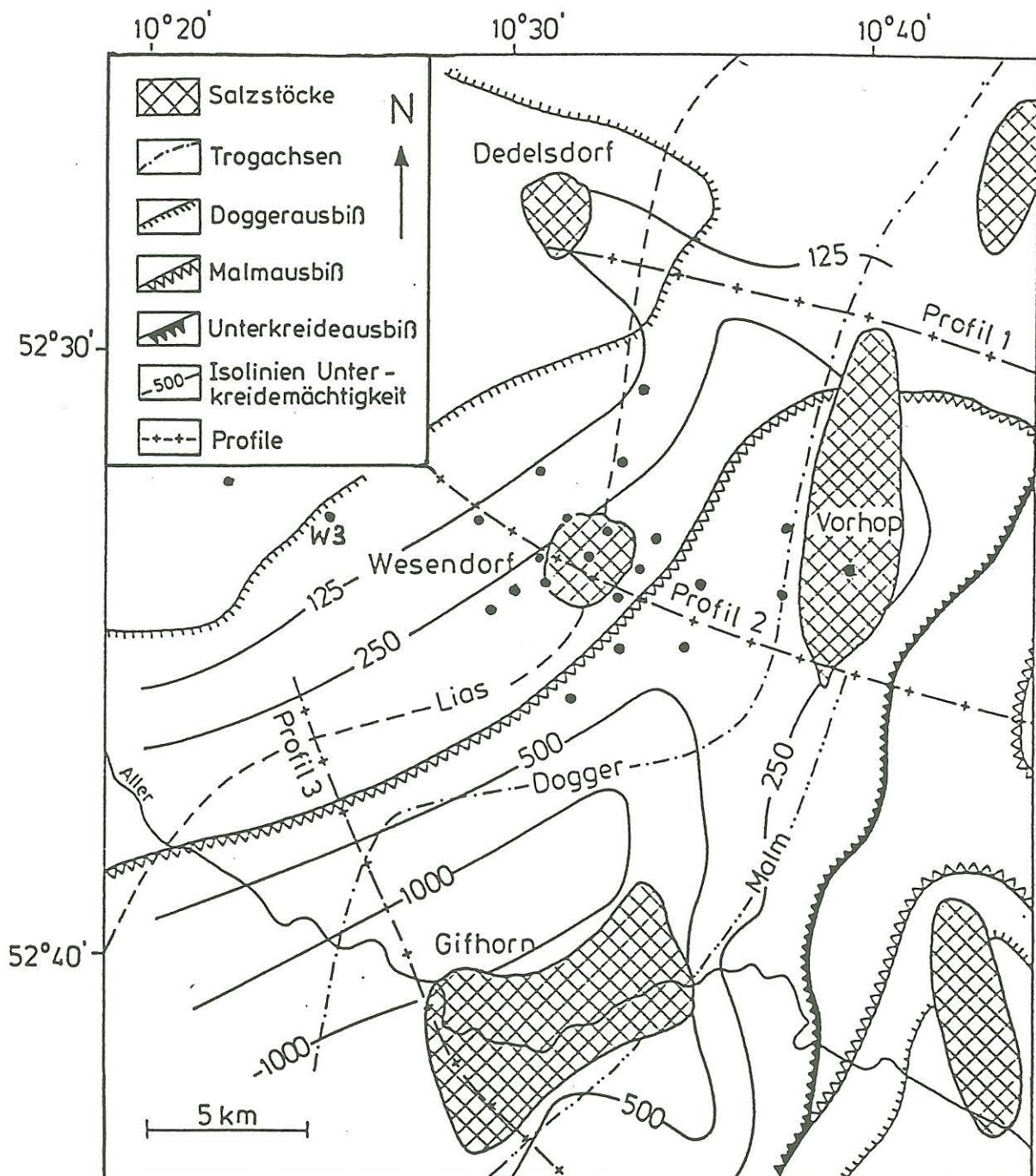


Abb. 1: Geologische Skizze des Gifhorer Troges (Nordwestteil), zusammengestellt nach Hecht, Hedemann & Kabelac [1957] und Hecht [1959]. Das Meßgebiet ( $10\text{ km} \times 20\text{ km}$ ) liegt etwa  $30\text{ km}$  nördlich von Braunschweig. Die Meßpunkte sind durch ausgefüllte Kreise (●) markiert. In der Skizze sind ferner die Salzstöcke, die Trogachsen, die Ausbisse von Unterkreide, Malm und Dogger sowie die Isolinien der Unterkreidemächtigkeiten [ $m$ ] eingetragen.

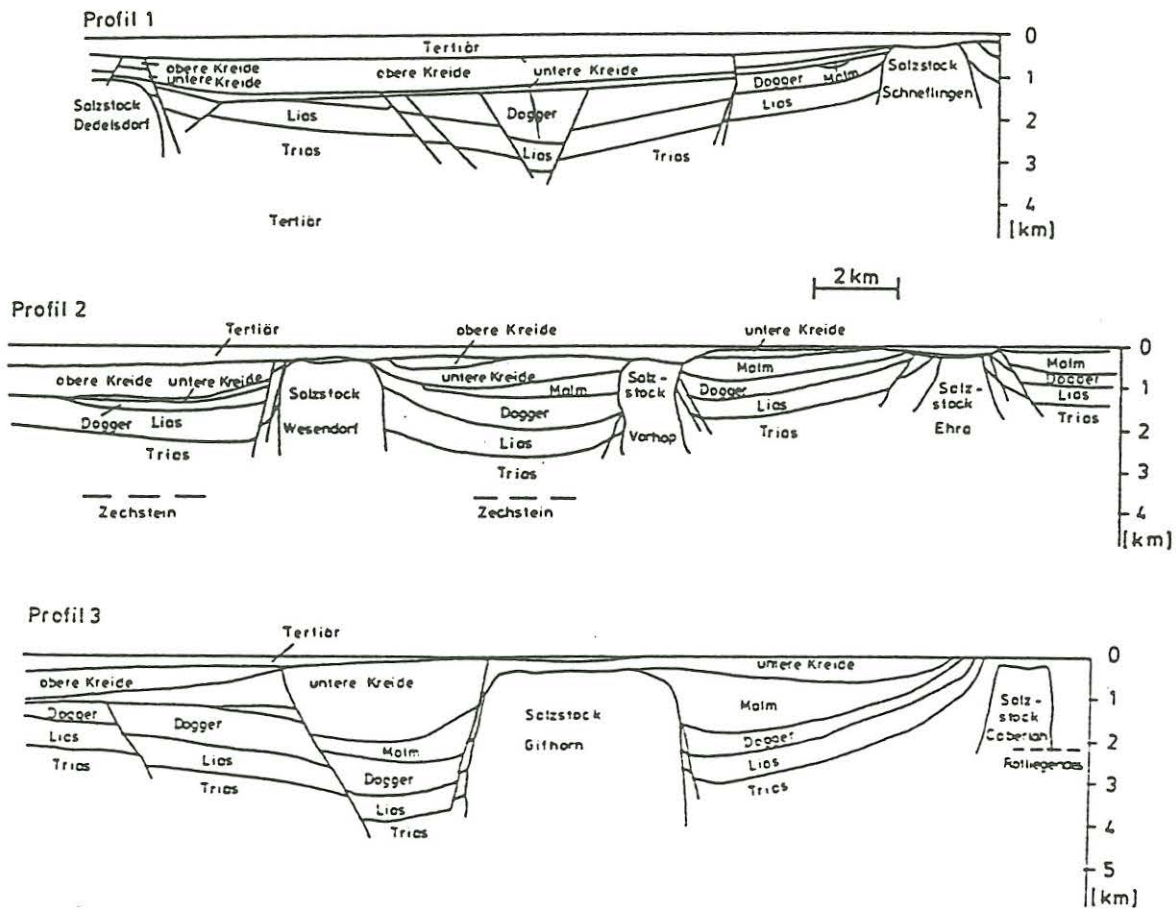


Abb. 2: Geologische Schnitte (Profile 1-3 aus Abb. 1), basierend auf Bohrloch- und reflexionsseismischen Messungen, zusammengestellt nach Fahrion [1956], Roll [1956] und Hecht [1959].

## 4 Qualitative Interpretation der Messungen

### 4.1 Vertikale Leitfähigkeitsstruktur (Ergebnisse der Magnetotellurik)

Für 21 Perioden (10s – 1000s) sind die  $\rho^* - z^*$ -Kurven aus den Drehinvarianten der Impedanzen für 8 salzstockferne Stationen berechnet und doppellogarithmisch aufgetragen (Abb. 3, links) worden. Alle Kurven deuten auf gutleitende Bereiche in scheinbaren Tiefen von ca. 1km bzw. 5km hin. Die Konformität aller  $\rho^* - z^*$ -Kurven legt nahe, zur Ableitung einer für das Meßgebiet repräsentativen vertikalen Leitfähigkeitsverteilung die Impedanzen zu mitteln (Abb. 3, rechts).

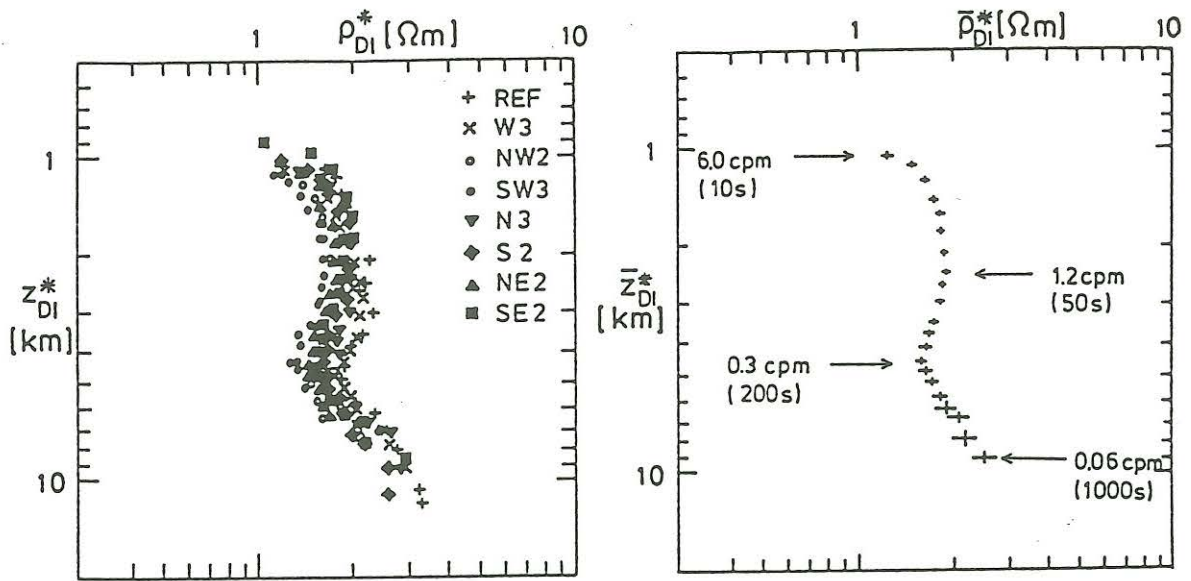


Abb. 3: Drehinvariante  $\rho^* - z^*$ -Kurven: links für 8 salzstockferne Stationen und rechts gemittelt aus den Impedanzen der 8 Stationen dargestellt. Die Fehlerbalken ergeben sich durch Fehlerfortpflanzung.

#### 4.2 Horizontale Leitfähigkeitsstruktur (Ergebnisse der erdmagnetischen Tiefensondierung)

Die lokalen Induktionspfeile der Referenzstation W3, in Abb. 4 dargestellt für den gesamten analysierten Periodenbereich, deuten über weite Bereiche eine W-O-streichende Struktur — die Norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie — an. Abweichungen hiervon treten

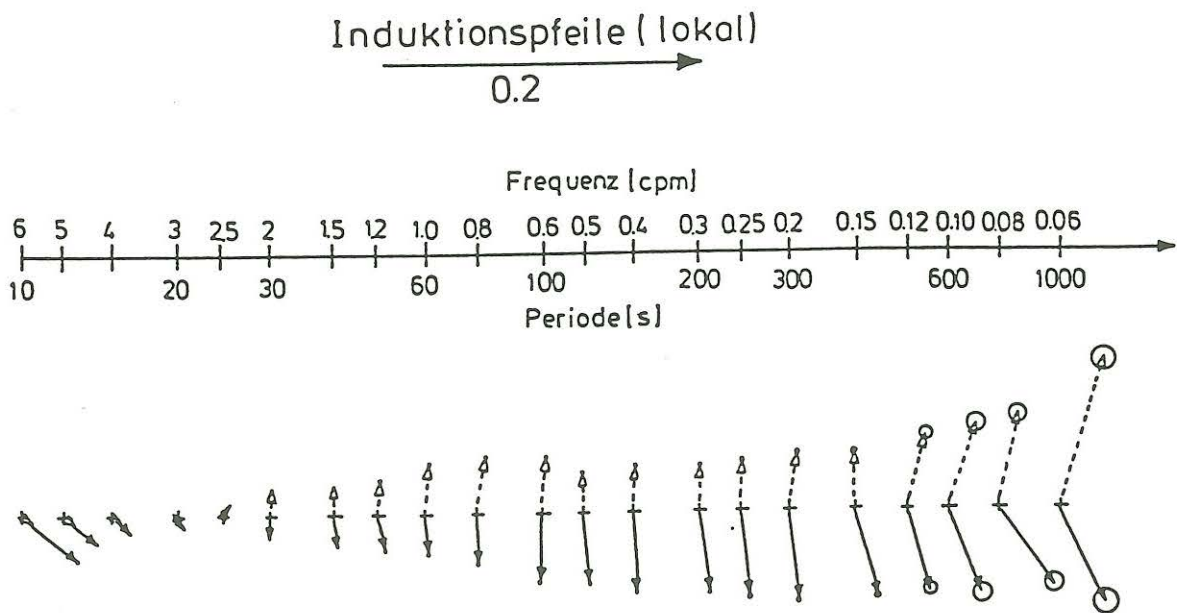


Abb. 4: Lokale Induktionspfeile der Referenzstation W3.

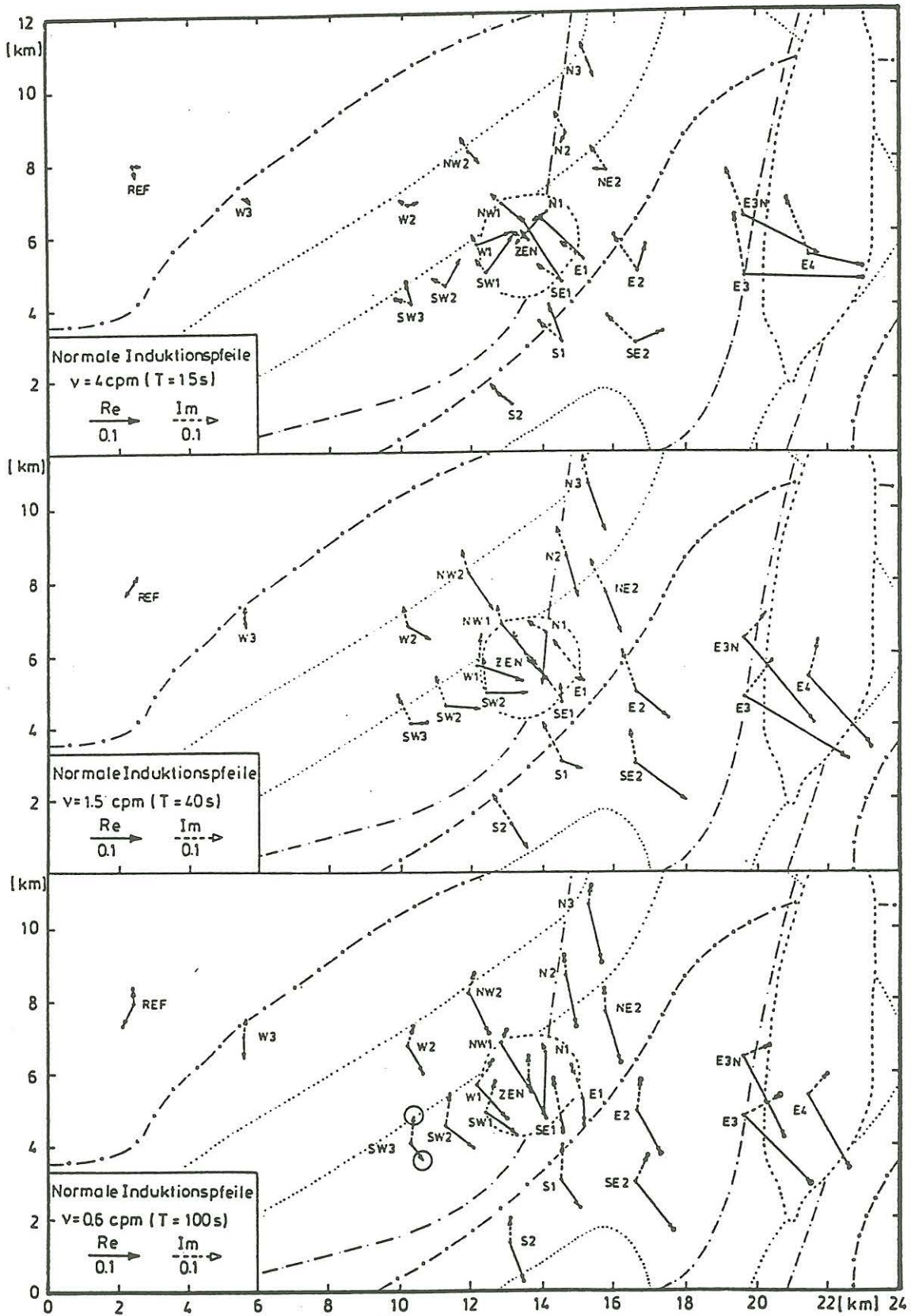


Abb. 5: Normale Induktionspfeile (Referenzpunkt: W3).



nur bei kurzen Perioden ( $T < 30s$ ) und bei langen Perioden ( $T > 400s$ ) auf. Erstere sind auf eine oberflächennahe Struktur, vermutlich den Gifhorner Trog, letztere auf Strukturen der mittleren Kruste zurückzuführen.

Die normalen Induktionspfeile in Abb. 5 zeigen für die dargestellten 3 Perioden, bei denen die induzierten Ströme vor allem in den oberen ( $T = 15s$ ) und unteren ( $T = 40s$ ) Salzstockbereichen sowie unterhalb der Salzstöcke ( $T = 100s$ ) fließen, unterschiedliches Verhalten: Während bei den kurzen Perioden die Salzstöcke Wesendorf und Vorhop die Richtung der Realpfeile maßgeblich prägen, ist dies bei den Imaginärpfeilen und den übrigen Realpfeilen nicht mehr der Fall. Sie deuten eher auf eine SW-NO-streichende Struktur, die mit dem Gifhorner Trog identifiziert werden kann.

## 5 Quantitative Interpretation der Messungen

Die Ergebnisse der Feldmessungen zeigen deutlich 4 laterale Leitfähigkeitsstrukturen im Meßgebiet: die W-O-streichende Norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie, deren Wirkung vor allem bei längeren Perioden zu spüren ist, die SW-NO-streichenden, bis zu  $4km$  mächtigen Sedimente des Gifhorner Troges und die beiden dreidimensionalen Salzstöcke Wesendorf und Vorhop, die in den Sedimenten eingebettet sind. Zur quantitativen Interpretation, werden diese Strukturen, nach der Bestimmung einer Normalstruktur, anhand des folgenden Interpretationsschemas sukzessiv modelliert.

### 5.1 Interpretationsschema

Bei mehreren Leitfähigkeitsanomalien in einem Meßgebiet ist es aufgrund zu hohen Speicherplatz- und Rechenzeitbedarfs nicht sinnvoll, alle Strukturen durch ein umfangreiches 3D-Modell zu simulieren. Besser erscheint es, falls die induktiven Kopplungen zwischen den Anomalien nicht zu groß sind, die Strukturen einzeln zu untersuchen und zu einem Gesamtbild iterativ zusammensetzen (Abb. 6). Um eine Anomalie separat behandeln zu können, ist es notwendig, die Einflüsse der anderen auf die Übertragungsfunktionen zu unterdrücken. Dies wird durch Subtraktion der jeweiligen Modellübertragungsfunktionen von den Felddaten erreicht. Sinnvollerweise wird zuerst das reduziert, was durch Vorinformationen am besten bekannt ist.

Nach Abzug der regionalen 2D-Anomalie verbleiben überlagerte lokale 2D- und 3D-Anomalien, von denen für die 3D-Anomalien zuerst Modelldaten bestimmt (da besser bekannt) und anschließend von den Felddaten subtrahiert werden (Schritte 1-2). Alternativ dazu könnte auch mit der Modellierung der 2D-Anomalie begonnen werden (Schritt

1a), falls über diese mehr Vorinformationen vorlägen. Die 3D-reduzierte Felddaten werden 2D-modelliert und deren Modelldaten werden wiederum von den Felddaten (nach Abzug der regionalen 2D-Anomalie) subtrahiert. Die 2D-reduzierten Felddaten werden schließlich 3D-modelliert (Schritte 2-5 können wiederholt werden). Die resultierenden 2D- und 3D-Modelldaten werden überlagert und von den Felddaten abgezogen. Abschließend können die von allen bekannten Anomalien befreiten Felddaten interpretiert werden.

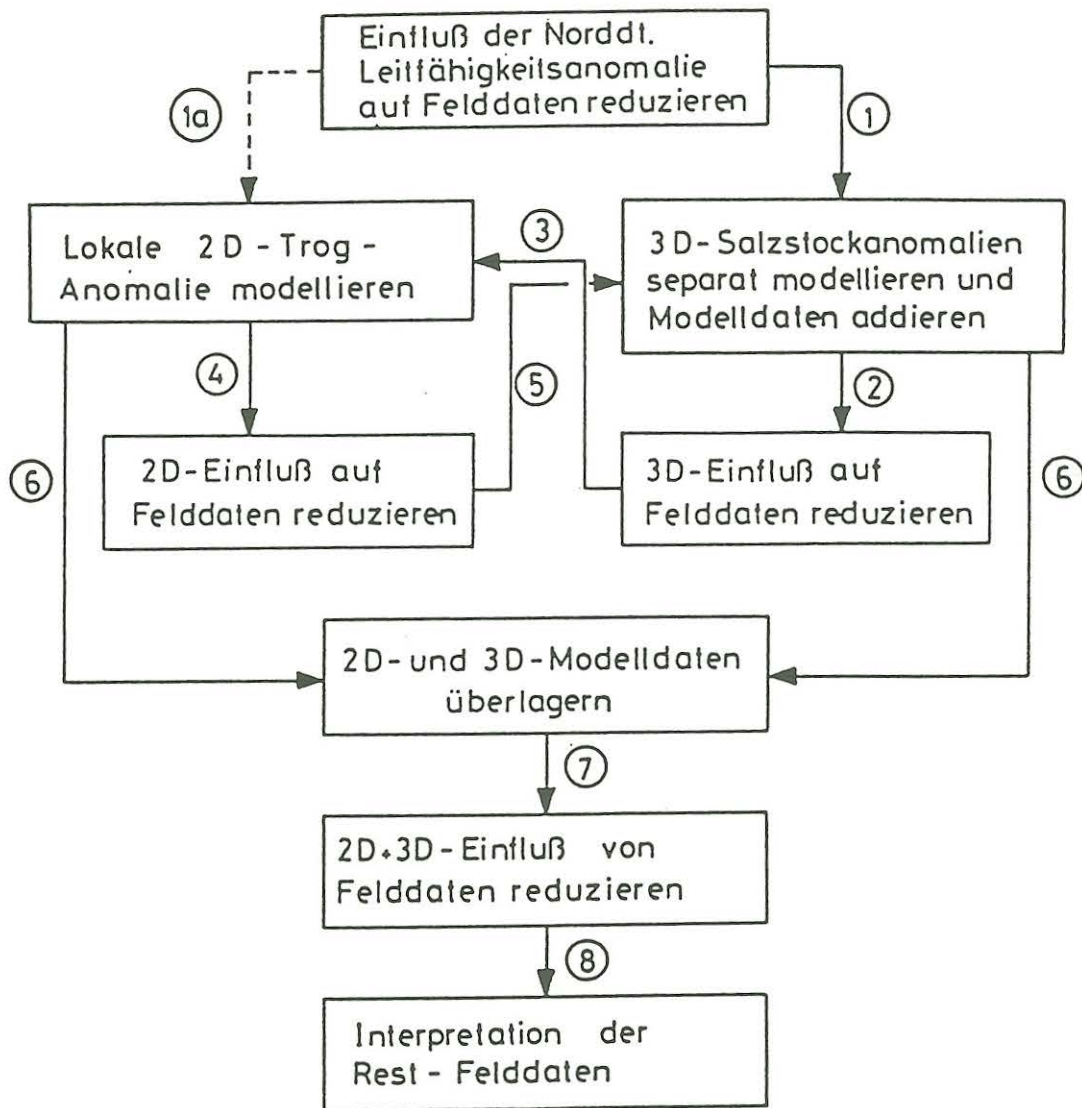


Abb. 6: Interpretationsschritte für die sukzessive Modellierung von mehreren Leitfähigkeitsanomalien in einem Meßgebiet.

Bei den numerischen Modellrechnungen wird auf eine gleichzeitige Anpassung aller Übertragungsfunktionen geachtet. Die Präsentation beschränkt sich jedoch auf die Vertikal-komponente des magnetischen Feldes. Die komplette Darstellung aller Komponenten ist Siemon [1991] zu entnehmen.

## 5.2 Modellrechnungen

### 5.2.1 1D-Normalstruktur

Zur Ableitung der Normalstruktur wird zunächst aus den gemittelten Impedanzen ein hochauflösendes 1D-Inversionsmodell (20 Schichten) mittels  $\Psi$ -Algorithmus von Schmucker [1974] bestimmt. Durch Vorwärtsmodellrechnungen wird hieraus ein 1D-Modell entwickelt (Abb. 7), das eine gleichmäßige vertikale Diskretisierung ( $\Delta z = 0.5 \text{ km}$ ), die für die mehrdimensionalen Modellrechnungen notwendig ist, besitzt. Das 1D-Modell zeigt wie die  $\rho^* - z^*$ -Kurven zwei gutleitende Bereiche in  $1 - 1.5 \text{ km}$  und  $4.5 - 12 \text{ km}$  Tiefe. Darüber hinaus wird deutlich, daß der obere gute Leiter nicht bis zur Erdoberfläche reicht.

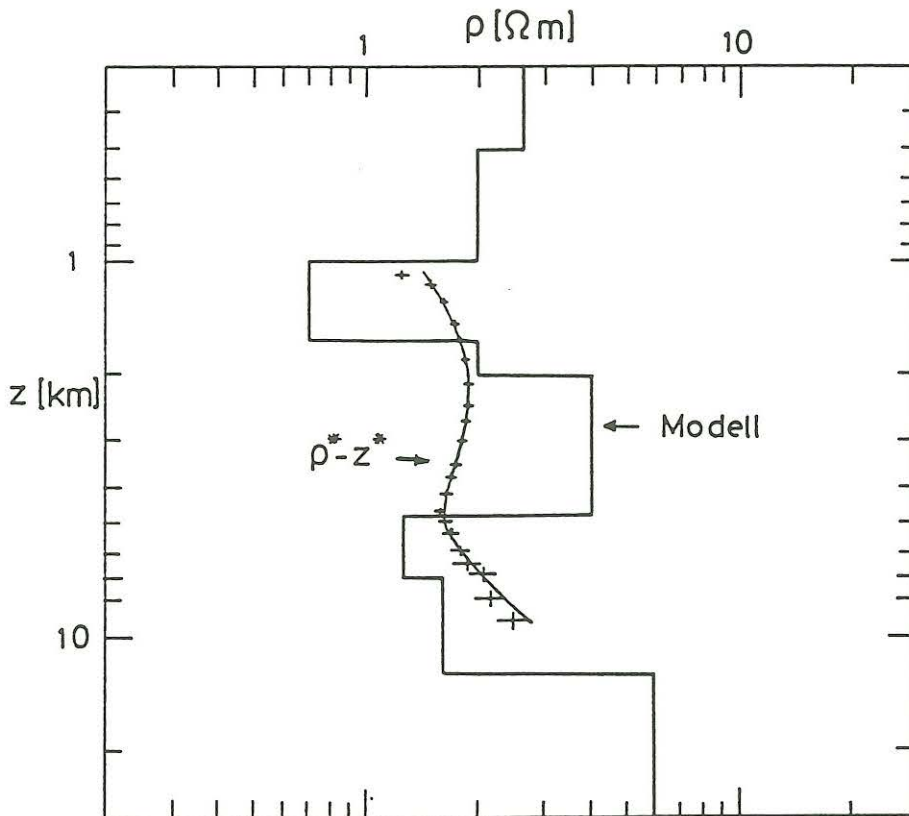


Abb. 7: Vergleich der gemittelten  $\rho^* - z^*$ -Kurve aus Abb. 3 mit der entsprechenden Modellkurve, die aus dem eingezeichneten 1D-Modell gewonnen wurde. Das Modell ist bei vorgegebener Diskretisierung aus einem hochauflösenden 1D-Inversionsmodell durch Vorwärtsmodellrechnungen abgeleitet worden.

Dieses für die drehinvarianten Impedanzen abgeleitete 1D-Modell erklärt nicht die starke Anisotropie in der Tiefe  $z \geq 12 \text{ km}$  (vgl. Siemon [1991]). Für die folgenden numerischen Modellrechnungen, die Inhomogenitäten bis in  $4 \text{ km}$  Tiefe behandeln, kann sie vernachlässigt werden.

### 5.2.2 Subtraktion der Norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie

Der erste Schritt besteht in der Reduktion des Einflusses der regionalen 2D-Struktur (Norddeutsche Leitfähigkeitsanomalie) auf die Felddaten. Diese Struktur zeigt im Meßgebiet vernachlässigbare N-S-Gradienten in den Übertragungsfunktionen. Daher können die an der Referenzstation auftretenden Felder als repräsentativ für das gesamte Meßgebiet bezüglich der W-O-streichenden Struktur angesehen werden. Die Reduktion erfolgt einfach durch Subtraktion der Referenzfelder, d.h. es kann auf Modellrechnungen verzichtet werden. Bei den Induktionspfeilen wird dies durch die Berechnung der anomalen Induktionspfeile erreicht, was einer Subtraktion der lokalen Induktionspfeile der Referenzstation W3 entspricht. Markante Abweichungen der anomalen von den normalen Induktionspfeilen treten nur bei längeren Perioden auf, bei denen die Süd- (Realpfeile), bzw. die Nordablenkung (Imaginärpfeile) verringert werden. Auffälligste Folge dieser Subtraktion ist, daß die Imaginärpfeile bei  $T = 100s$  die Salzstöcke abbilden (Abb. 8).

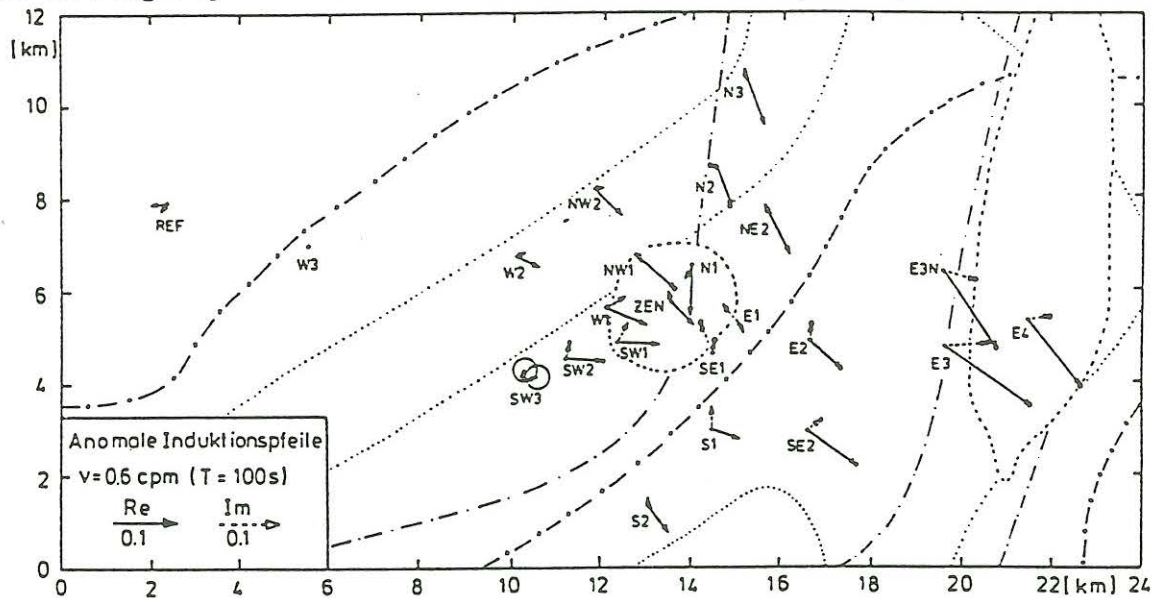
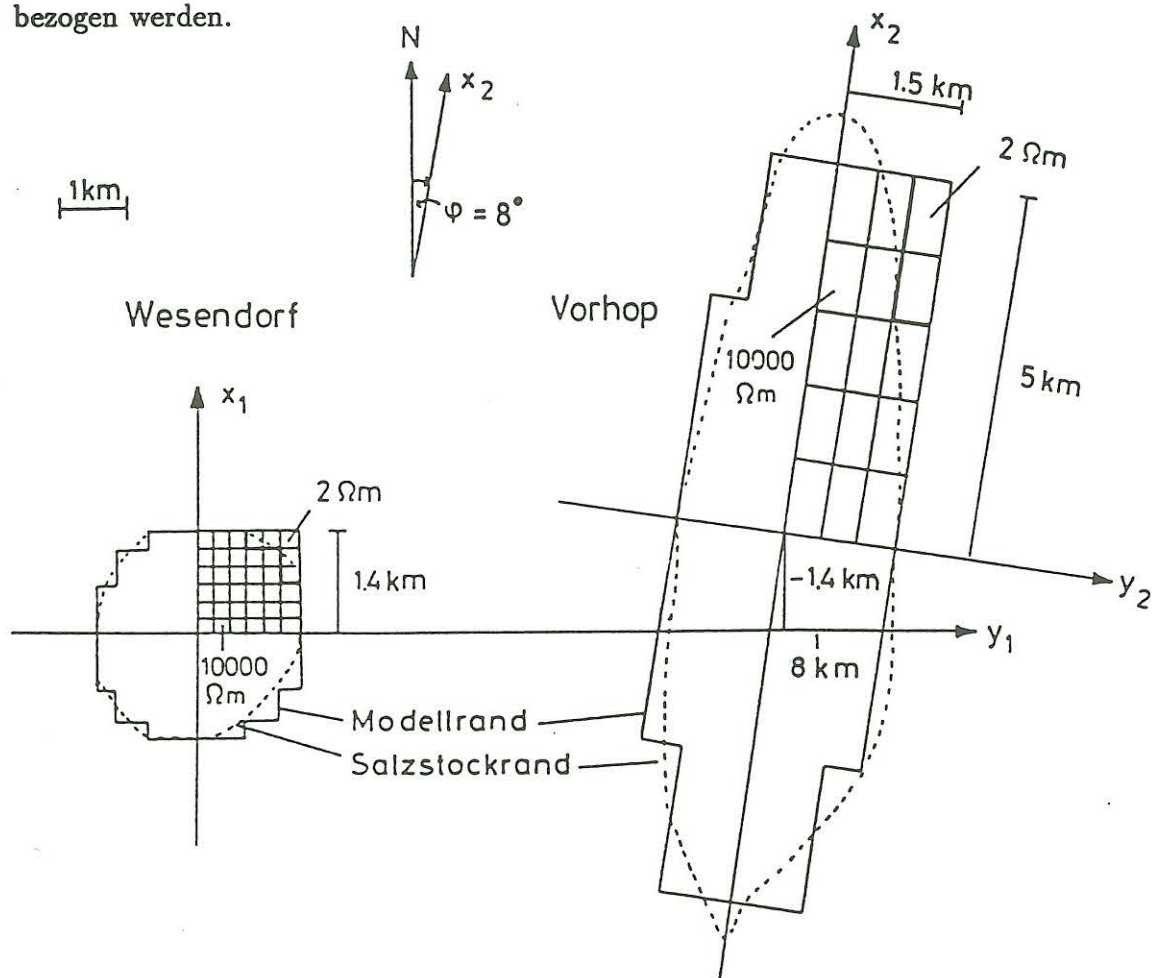


Abb. 8: Anomale Induktionspfeile.

### 5.2.3 3D-Grundmodelle

In einem zweiten Schritt werden einfache Salzstockmodelle berechnet und in einem dritten Schritt wird versucht, den 3D-Einfluß in den Felddaten zu unterdrücken. Mit den Vorinformationen über Lage und Tiefe der Salzstöcke (Gundel [1977]) lassen sich erste 3D-Grundmodelle entwickeln. Dies sind homogene, symmetrische Störkörper in  $0.5 - 4 km$  Tiefe mit einem spezifischen elektrischen Widerstand von  $10000 \Omega m$  in  $2 \Omega m$  Umgebung (Abb. 9). Für beide Modelle werden 3D-Modellübertragungsfunktionen mit einem Programm von Xiong [1986] für einen Quadranten bestimmt und symmetrisch ergänzt

(Abb. 9, oben und mitte). Entsprechend der Lage der beiden Salzstöcke zueinander erfolgt nach einer Transformation auf ein gemeinsames Koordinatensystem die additive Zusammenfassung der anomalen Modellübertragungsfunktionen (Abb. 10, unten). Die auf die Koordinaten der Meßstationen transformierten überlagerten Modelldaten werden schließlich von den Felddaten (z.B. anomale Induktionspfeile) subtrahiert. Dabei ist zu beachten, daß die Modelldaten auf das Referenzfeld des Ortes, der dem der Station W3 entspricht, bezogen werden.



**Abb. 9:** Horizontale Umrisse und Diskretisierung der 3D-Modelle für die Salzstöcke Wesendorf und Vorhop. Beide Störkörper ( $\rho = 10000 \Omega m$ ) beginnen in einer Tiefe von  $z = 0.5 km$  und enden bei  $z = 4 km$  ( $\Delta z = 0.5 km$ ). Sie sind eingebettet in einem homogenen Halbraum mit  $\rho = 2 \Omega m$ . Die Diskretisierung beschränkt sich aus Symmetriegründen auf die oberen rechten Quadranten.

Als Ergebnis der Verringerung der Salzstockeinflüsse erhält man 3D-reduzierte anomale Induktionspfeile, die deutlich auf die SW-NO-streichende Struktur des Gifhorner Troges hinweisen. Bei der in Abb. 11 dargestellten Periode war der Salzstockeinfluß vor der Reduktion (vgl. Abb. 5) am stärksten. Das Umklappen der Realpfeile im Südwesten des Meßgebietes ist durch ein Überqueren eines eingelagerten guten Leiters zu erklären.

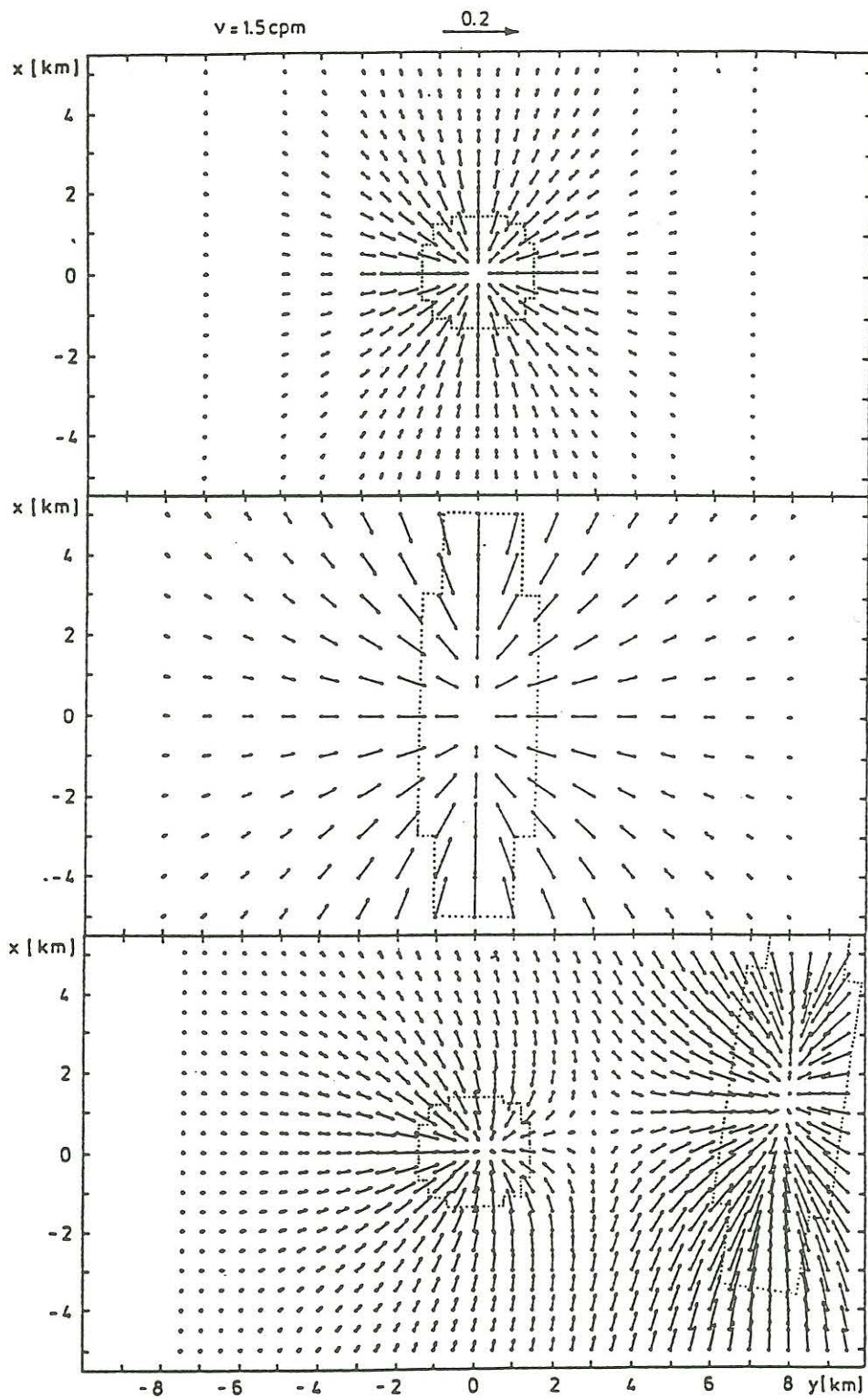


Abb. 10: Induktionspfeile der 3D-Modelle Wesendorf und Vorhop vor und nach der Überlagerung. Aus den überlagerten Modelldaten (unten) erhält man durch Interpolation (Splines) auf die Koordinaten der Feldstationen und Transformation auf die Referenzstation (W3) erhält man einen Modelldatensatz, der von den Felddaten subtrahiert werden kann.

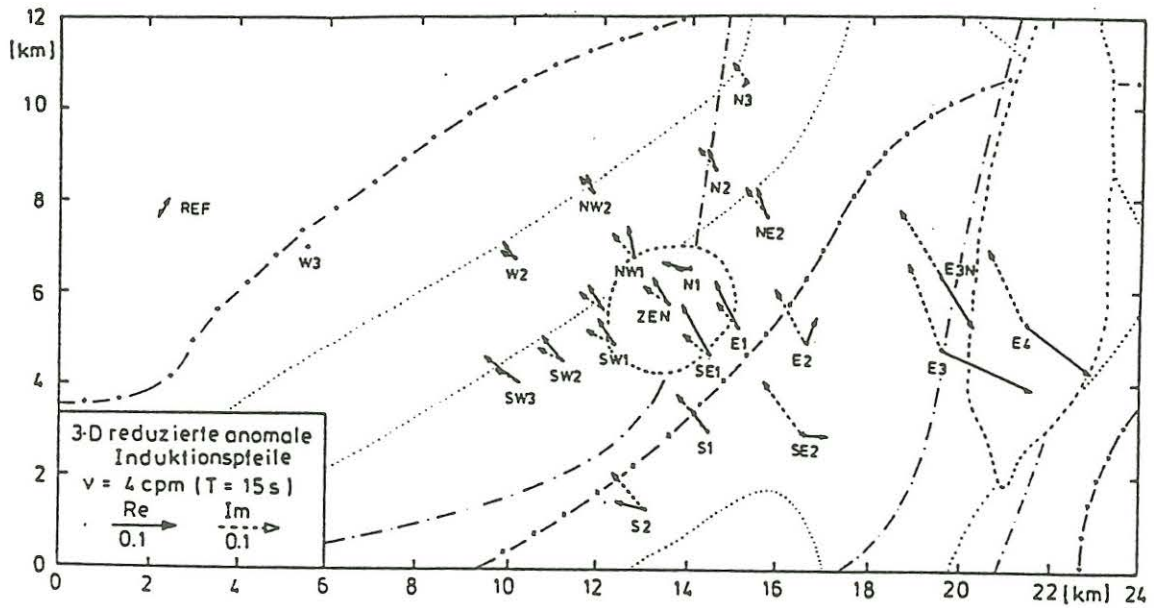


Abb. 11: 3D-reduzierte anomale Induktionspfeile.

#### 5.2.4 2D-Modell für den Gifhorner Trog

Die Übertragungsfunktionen, die in erster Näherung von den Einflüssen der beiden Salzstöcke befreit worden sind, werden rotiert und auf ein um  $\varphi = 145^\circ$  gegenüber Nord gedrehtes Profil (Abb. 12) projiziert.

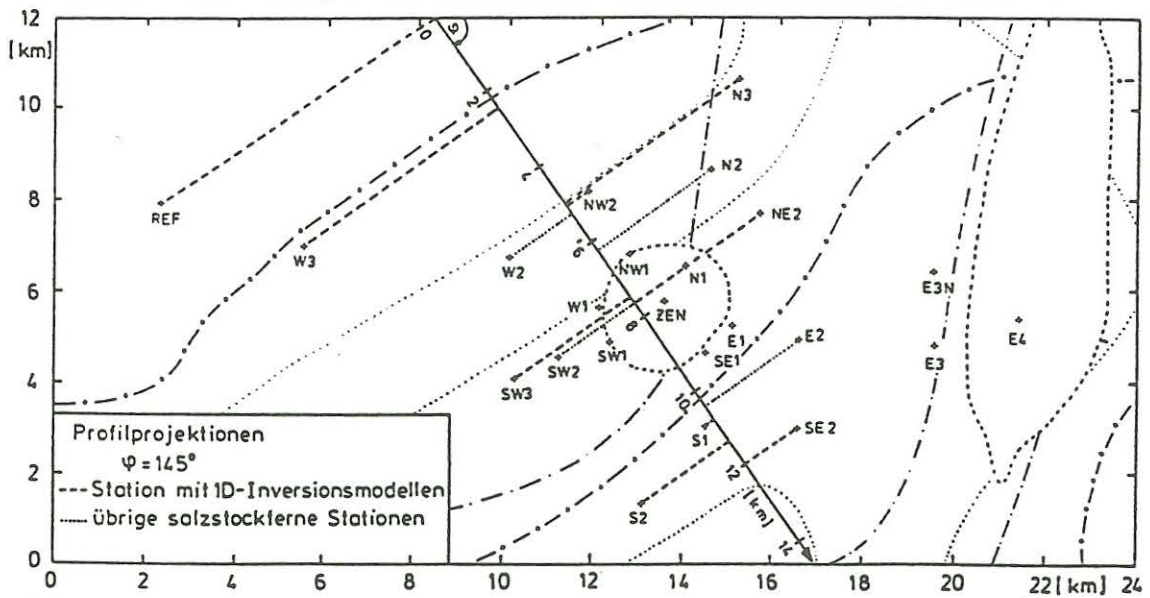


Abb. 12: Profil ( $\varphi = 145^\circ$ ) für die 2D-Modellrechnungen.

In einem vierten Schritt wird durch 2D-Vorwärtsmodellrechnungen (FD-Hybrid-Methode von Schmucker [1971,1986]) ein Modell aufgesucht, das die nahezu 2D-Übertragungsfunktionen erklärt. Das Startmodell wurde aus den 1D-Inversionsmodellen der salzstockfernen Stationen zusammengesetzt. Das resultierende 2D-Modell (Abb. 13) enthält zwei gutleitende Schichten in 0.5–2 km und in 4.5–12 km Tiefe. Der obere gute Leiter erreicht seine höchste Leitfähigkeit ( $> 1 S/m$ ) südöstlich vom Salzstock Wesendorf und ist vermutlich auf die dort mächtigen Unterkreide- und jüngeren Juraformationen zurückzuführen.

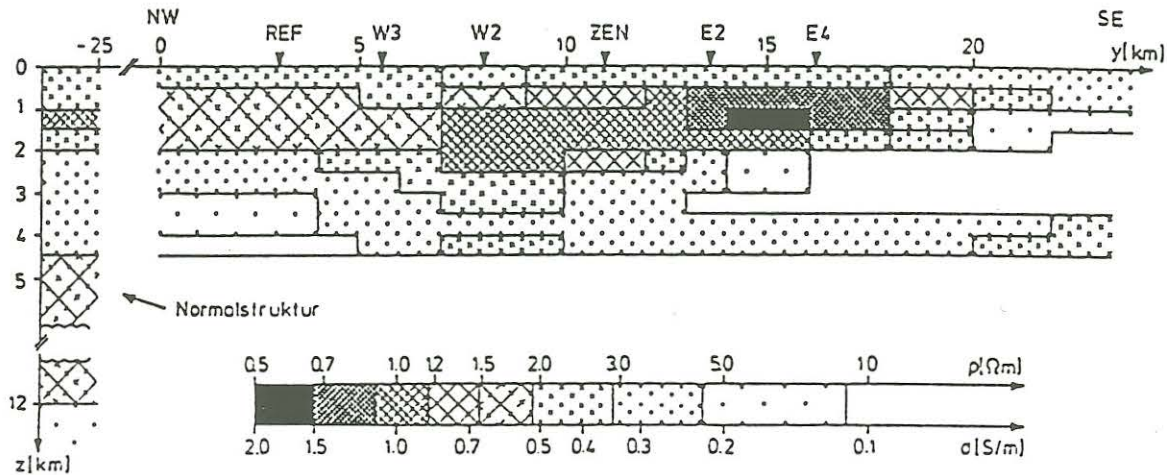


Abb. 13: 2D-Modell für den Gifhorner Trog (Nordwestteil).

Die großen und südostwärts gerichteten Realpfeile (Übertragungsfunktion  $z_p^2$ , des 2D-Profiles) im Südosten des Meßgebietes können nur durch ein Ausstreichen des oberen guten Leiters nach SO erklärt werden. Da weitere Meßpunkte in diesem Gebiet fehlen, die ein Abklingen der Induktionspfeile belegen könnten, ist die südöstliche Begrenzung des Leiters nicht exakt erfaßbar. Vermutlich keilt er aus, da hier die Sedimentmächtigkeit stetig abnimmt (vgl. Abb. 2).

Die in der Abb. 14 gezeigte Anpassung von Modelldaten an die Felddaten ist gut, wenn auch nicht an allen Stationen vollständig gelungen. Dies beruht vor allem darauf, daß der Gifhorner Trog besonders im Südosten keine reine 2D-Struktur aufweist (vgl. Abb. 1) und der Salzstockeinfluß nicht vollständig durch die einfachen 3D-Salzstockmodelle eliminiert werden konnte. Dies wird besonders deutlich bei den Stationen über dem Salzstock Vorhop (E3N, E3, E4) bei  $T = 15s$ .



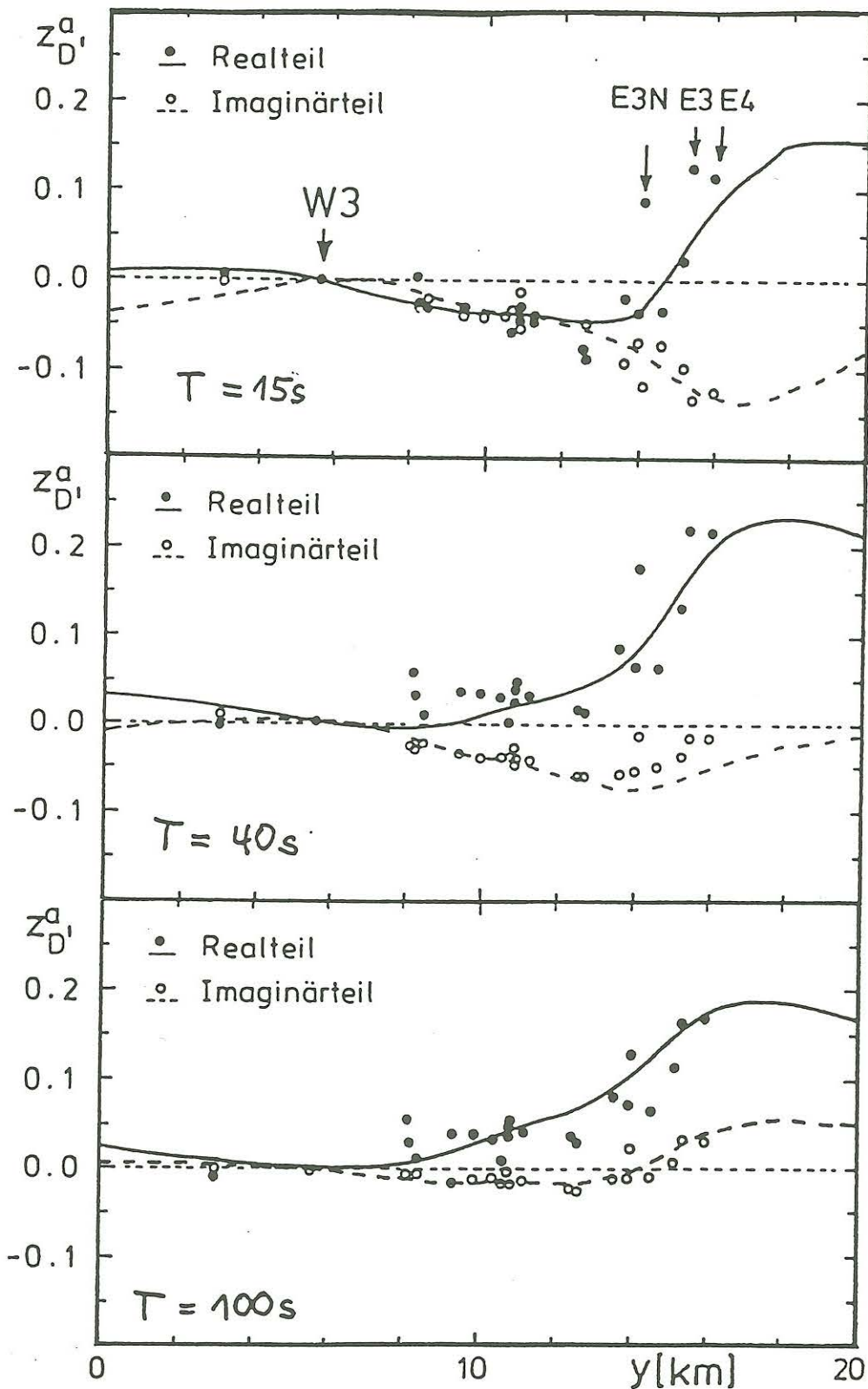


Abb. 14: Vergleich der Modelldaten des 2D-Modells (Linien) mit den 3D-reduzierten Felddaten (Punkte). Das Modell (Abb. 13) erklärt auch die hier nicht dargestellten horizontalen magnetischen und tellurischen Übertragungsfunktionen.

### 5.2.5 3D-Modell für den Salzstock Vorhop

Subtrahiert man von den Felddaten die 2D-Modelldaten (vgl. Abschnitt 5.2.3) in einem fünften Schritt, so erhält man einen Datensatz (Abb. 15), der die beiden Salzstöcke wesentlich besser abbildet als die ursprünglichen Felddaten (Abb. 5). Um einen Salzstock separat modellieren zu können, müssen in einem weiteren Schritt die 3D-Modelldaten des anderen noch von dem letzten Datensatz subtrahiert werden.

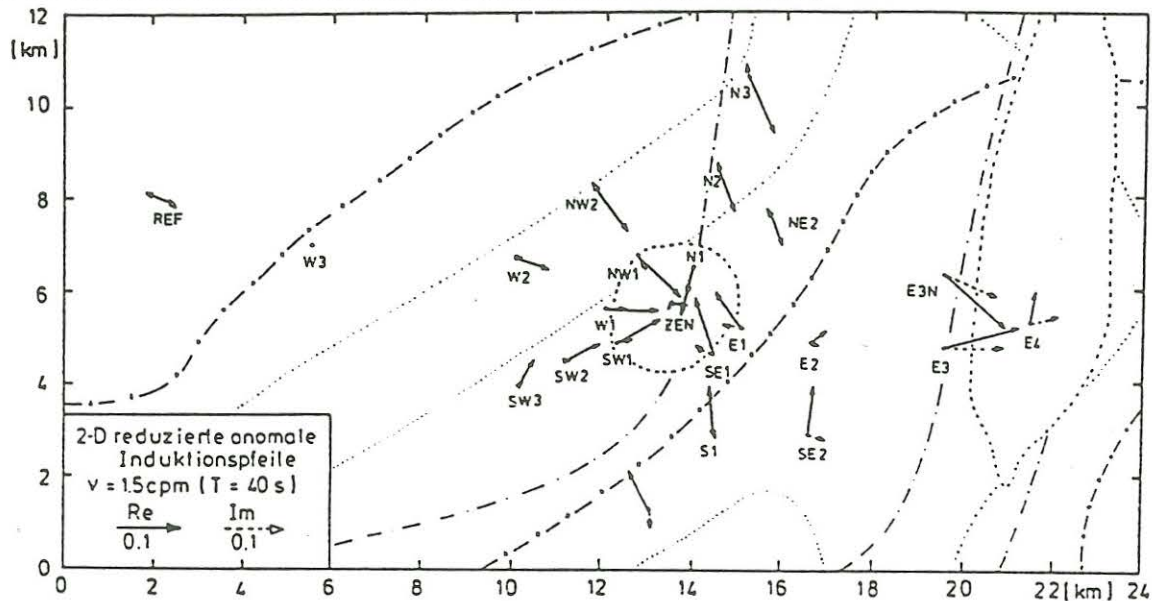


Abb. 15: 2D-reduzierte anomale Induktionspfeile.

Zunächst werden für den Salzstock Vorhop 3D-Modellrechnungen mit einem Programm von Weidelt [1975] durchgeführt, mit dem auch unsymmetrische Störkörper in geschichteten Halbräumen behandelt werden können. Zur Bestimmung eines optimalen Modells werden die Übertragungsfunktionen auf ein Profil projiziert, das senkrecht zur Längserstreckung des Salzstockes verläuft. Die 3D-Modellübertragungsfunktionen werden auf einem entsprechenden Profil über den südlichen Teil des Störkörpers angepaßt. Das resultierende 3D-Modell für den Salzstock Vorhop (Abb. 16) zeigt in 1 – 1.5km Tiefe eine Schicht hoher Leitfähigkeit. Sie ist notwendig, um die großen magnetischen Übertragungsfunktionen (Abb. 17) über dem Salzstock erklären zu können. Die (hier nicht gezeigten) tellurischen Übertragungsfunktionen (insbesondere in der B-Polarisation, die senkrecht zur Längserstreckung des Salzstockes verläuft) können nur durch Einführung einer schlechtleitenden Schicht am Salzstockfuß reproduziert werden. Der untere Teil des Modells (ab 4.5km) stimmt mit dem 2D-Modell überein.

Die Modellierung des Salzstockes Vorhop ist unvollständig, da über dem Salzstock zu wenig Meßpunkte existieren. Sie ist aber ausreichend, um den Einfluß dieses Salzstockes auf die Messungen über dem Salzstock Wesendorf abschätzen zu können. Das Streuen der Meßpunkte in der Mitte des Profils beruht auf zwei Ursachen: zum einen ist der

Salzstock Wesendorf noch nicht ausreichend gut modelliert worden, zum anderen wurden alle Meßpunkte auf ein W-O-Profil in Höhe des Salzstockes Wesendorf projiziert, also auch diejenigen, die weitab von diesem Profil liegen. Für die in Abb. 17 dargestellte Periode ist der Einfluß des Salzstockes Vorhop auf die magnetischen Übertragungsfunktionen am Salzstock Wesendorf am deutlichsten sichtbar.

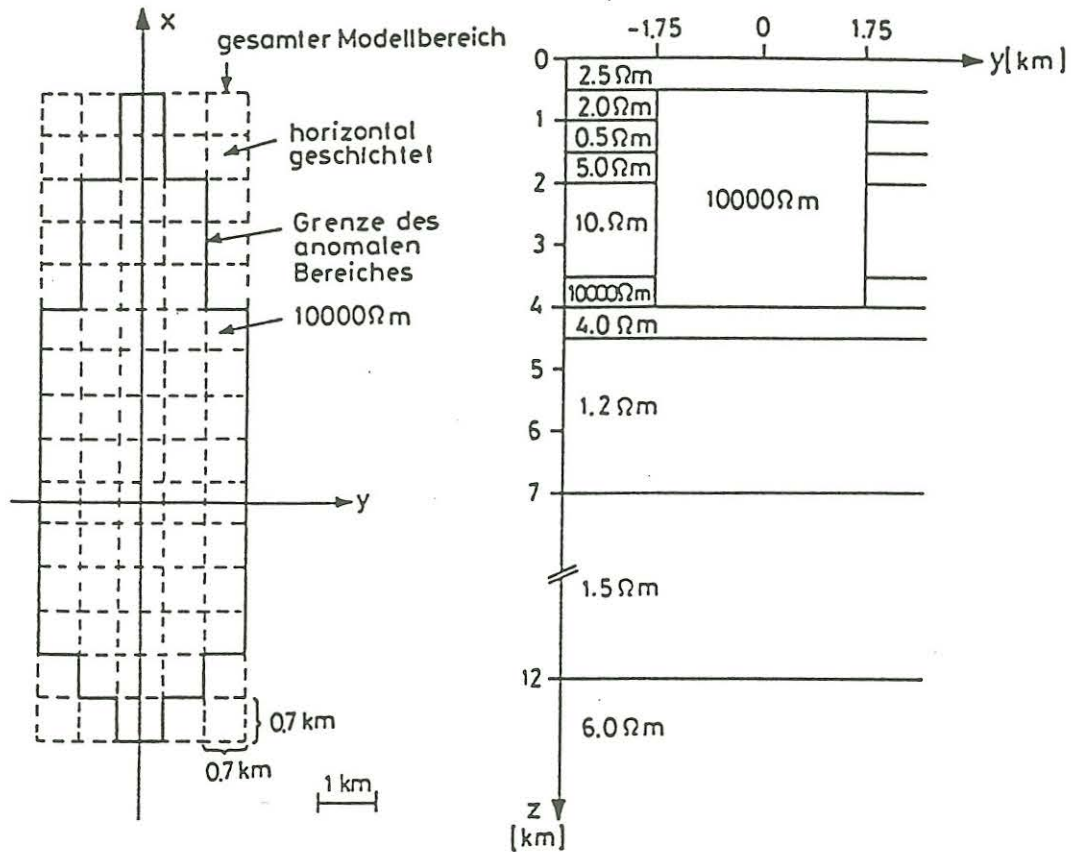


Abb. 16: Einfach strukturiertes 3D-Modell für den Salzstock Vorhop.

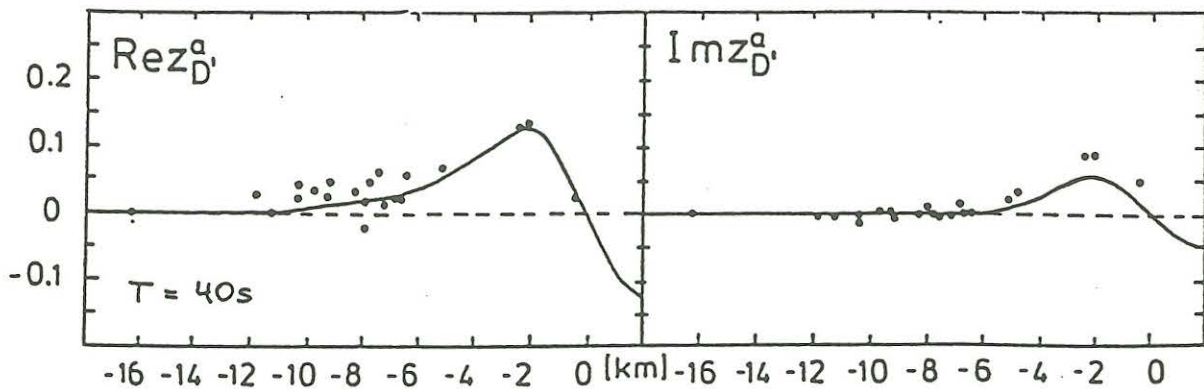


Abb. 17: Anpassung der Modelldaten (Referenzpunkt: W3) des Vorhop-Modells (Abb. 16) an die reduzierten Felddaten auf einem Profil senkrecht zur Salzstocklängsachse.

### 5.2.6 3D-Modell für den Salzstock Wesendorf

Nach Unterdrückung des Einflusses der 2D-Anomalien und der 3D-Anomalie des Salzstockes Vorhop bilden die resultierenden Induktionspfeile den Salzstock Wesendorf auch bei längeren Perioden deutlich ab (Abb. 18).

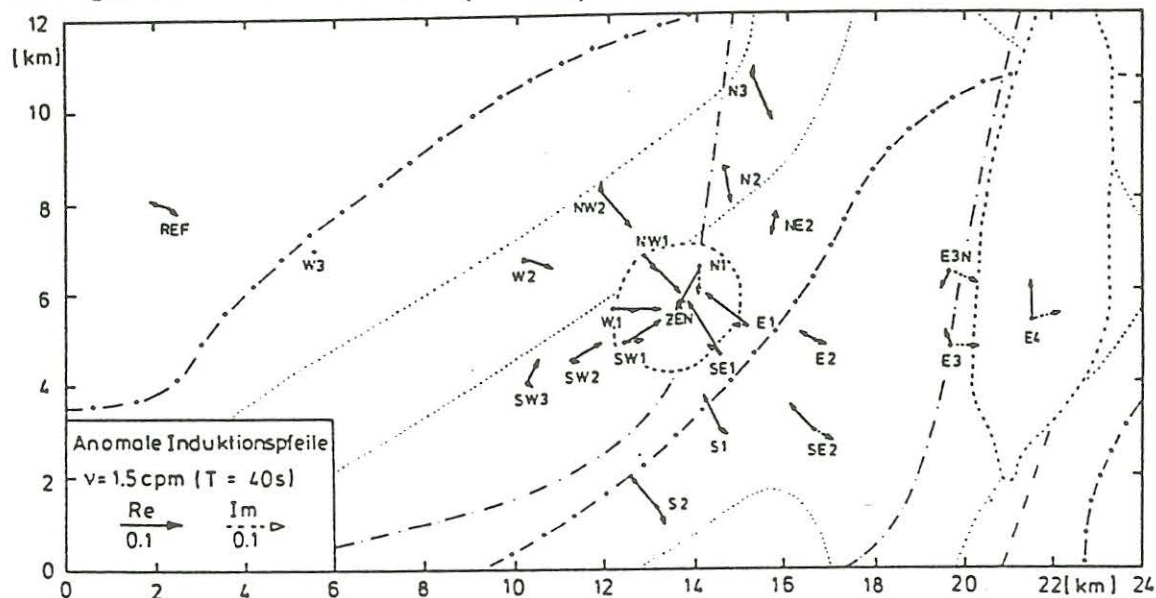


Abb. 18: 2D- und 3D(Vorhop)-reduzierte anomale Induktionspfeile.

Für die Modellierung des Salzstockes macht es wenig Sinn, die Anpassung auf jeweils einem Profil durchzuführen, da pro Profil nur maximal drei Meßpunkte über dem Salzstock zur Verfügung stehen. Daher werden alle Profile zusammengefaßt, indem sie als Funktion des Abstandes von der Zentralstation ZEN auf einem beliebigen Profil aufgetragen werden. Dies ist vernünftig, da einerseits der Salzstock nahezu zylinderförmig ist und andererseits liegt die Station ZEN recht gut über dem Zentrum des Salzstockes (die Induktionspfeile verschwinden fast). Zur Veranschaulichung sind die Feld- und Modelldaten am Ursprung gespiegelt worden (Abb. 20).

Um die reduzierten Felddaten über dem Salzstock Wesendorf erklären zu können, sind in dem angrenzenden geschichteten Halbraum wieder eine gutleitende Schicht am Kopf und eine schlechtleitende am Fuß des Salzstockes eingeführt worden (Abb. 19). Im Gegensatz zum Salzstock Vorhop ist der gute Leiter mächtiger, dafür allerdings nicht so extrem leitend, und der etwas tiefer liegende schlechte Leiter ist nicht zwingend notwendig. Der untere Modellbereich stimmt wieder mit den vorhergehenden Modellen überein.

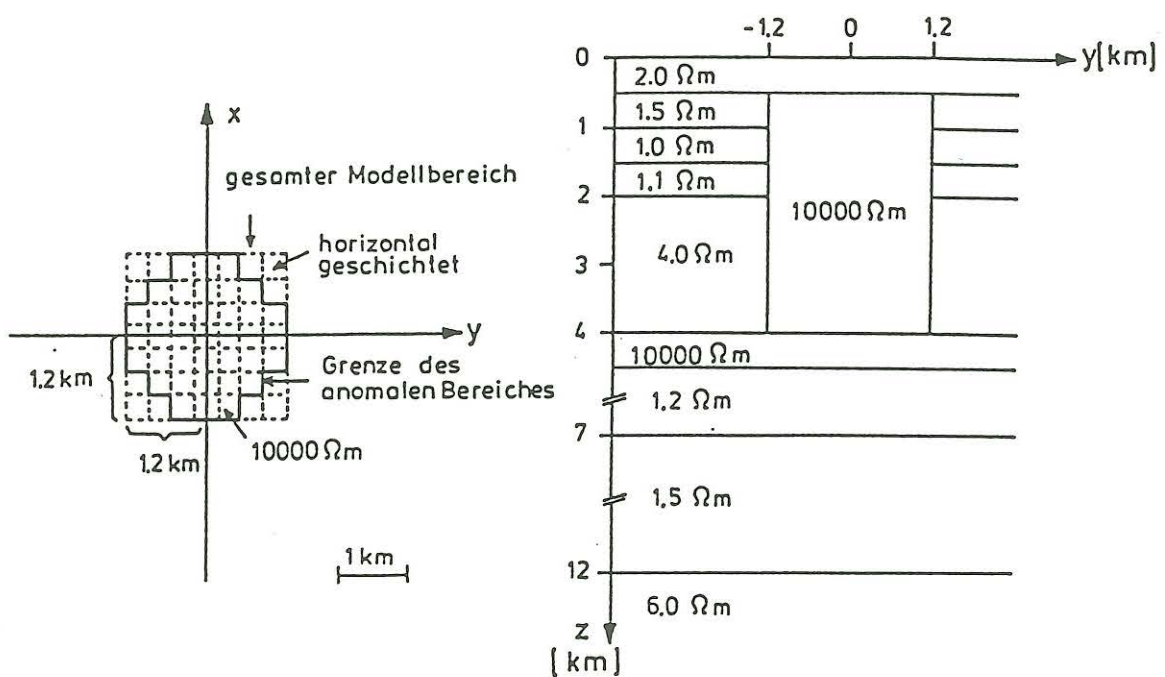


Abb. 19: Symmetrisches 3D-Modell für den Salzstock Wesendorf.

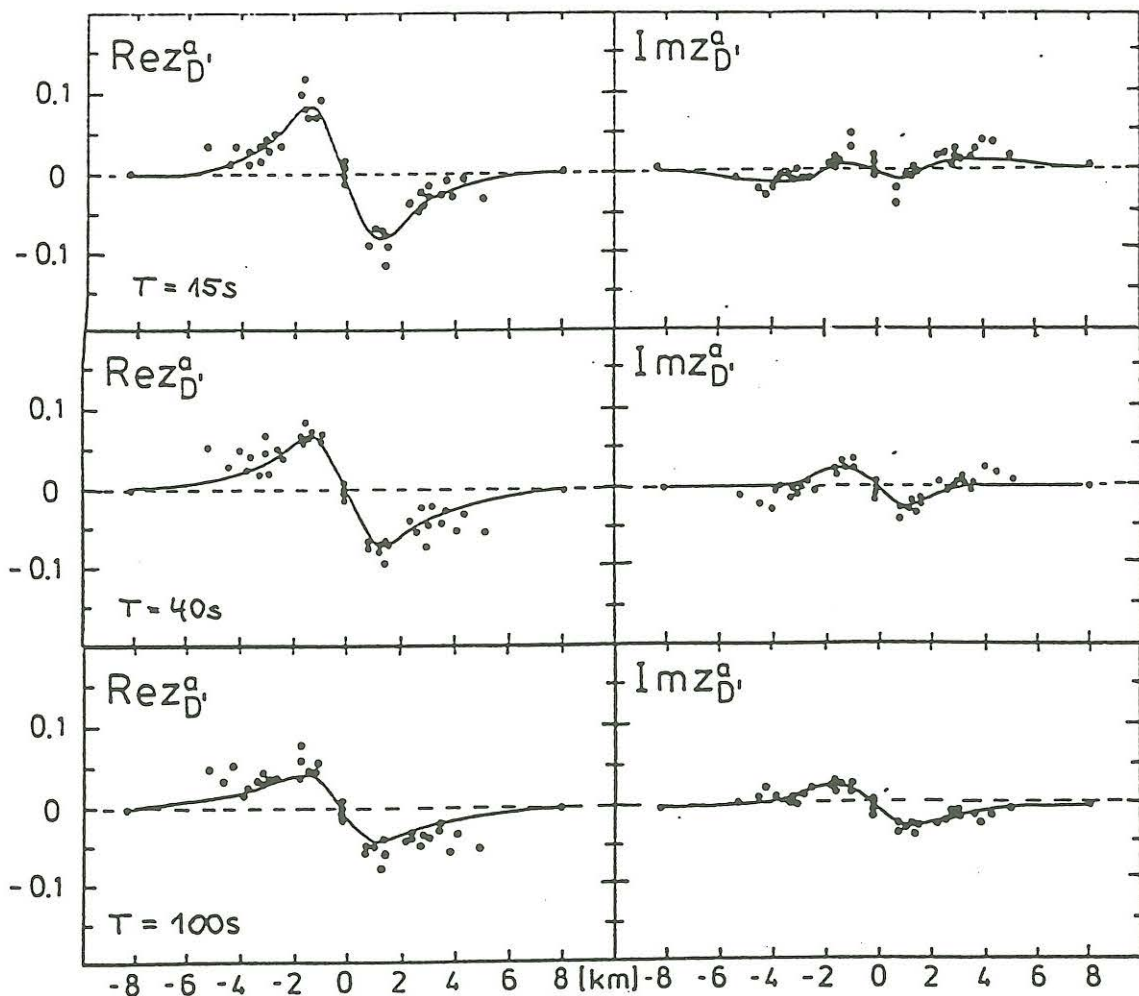


Abb. 20: Vergleich von Modell- und reduzierten Felddaten für das symmetrische 3D-Modell des Salzstockes Wesendorf (Abb. 19).

### 5.2.7 Betrachtung der Rest-Felddaten

Die Felddaten zeigten nach Subtraktion der zusammengefaßten Modelldaten aller Leitfähigkeitsstrukturen keine weitere – bisher verborgene – Struktur. Die größten Restfelder treten im Bereich des Salzstockes Vorhop, an der Südostflanke des Salzstockes Wesendorf sowie bei den Stationen an den Rändern des Meßgebietes auf (Abb. 21). Eine Ursache hierfür ist sicherlich, daß die natürlichen Leitfähigkeitsstrukturen weitaus komplexer sind als die betrachteten Modelle. Insbesondere ist der Gifhorner Trog nicht vollständig durch ein 2D-Modell zu erklären. Eine andere Ursache liegt vermutlich in den vernachlässigten induktiven Kopplungen zwischen den Anomalien.

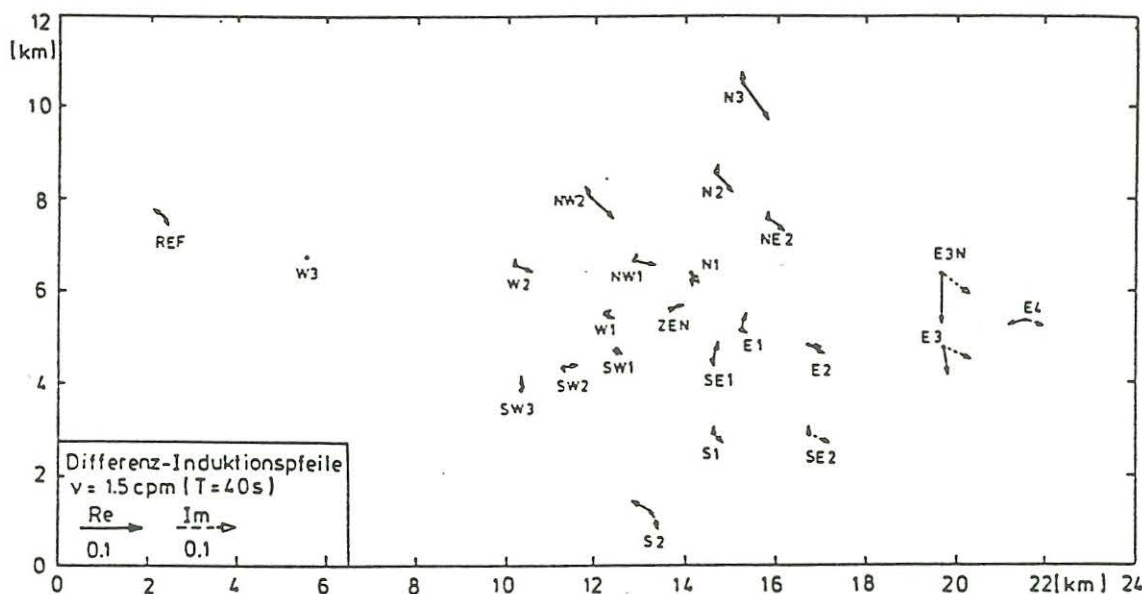


Abb. 21: Induktionspfeile der Differenz von Feld- und additiv zusammengefaßten Modelldaten aller Anomalien.

## 6 Schlußfolgerungen

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit haben gezeigt, daß durchaus mehrere Leitfähigkeitsanomalien durch separate Modelle erklärt werden können. Bereits nach eineinhalbmaligen Durchlaufen der Interpretationsschleife (Abb. 6) konnten die Felddaten zufriedenstellend erklärt werden. Am anschaulichsten gelang dies bei den Induktionspfeilen, da diese bei fehlender induktiven Kopplung wie Vektoren addiert werden können und somit die einzelnen Arbeitsschritte leicht nachvollziehbar sind.

Das gute Funktionieren dieser Methode läßt vermuten, das die vorausgesetzte Vernachlässigbarkeit der induktiven Kopplungen zwischen den einzelnen Anomalien zumindest

für den zentralen Bereich des Meßgebietes zutrifft. Modellstudien mit vereinfachten 2D-Modellen, mit denen auch die maximalen Amplituden der Übertragungsfunktionen für die 3D-Modelle simuliert werden konnten, haben gezeigt, daß die beiden Salzstöcke als entkoppelt angesehen werden können, die Kopplung zwischen dem Gifhorner Trog und dem Salzstock Wesendorf als schwach eingestuft werden kann und nur die mit dem Salzstock Vorhop als nicht mehr vernachlässigbar angesehen werden muß. Für die Untersuchung des Salzstockes Wesendorf ist Letzteres aber von untergeordneter Bedeutung. Eine ausführlichere Diskussion der induktiven Kopplung von Leitfähigkeitsanomalien kann in Siemon [1991] nachgelesen werden.

Auch für kompliziertere Meßbiete mit stärker ausgeprägten induktiven Kopplungen zwischen den vorhandenen Leitfähigkeitsstrukturen kann das vorgestellte Interpretationsverfahren sehr nützlich sein: Zum einen ist es auf jeden Fall besser, soviel Störeinflüsse wie möglich zu verringern, auch wenn dies nicht ganz exakt und vollständig ist. Zum anderen können die separat modellierten und meist einfachen Modelle zu einem großen und alle Anomalien beinhaltenden 3D-Startmodell zusammengesetzt werden. Auf jeden Fall ist für elektromagnetische Feldmessungen eine feste Referenzstation zu empfehlen, da ein für alle Stationen gemeinsames Referenzfeld Voraussetzung für dieses Verfahren ist.

## 7 Literatur

- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-645.
- Fahrion, H., 1956. Erdölfeld Wesendorf. Symposium Sobre Yacimientos de Petroleo y Gas, XX Congreso Geológico Internacional, México, Band 5, Europa, 53-57.
- Goethe, W., G. Porstendorfer & R. Rösler, 1977. The problem of distinction of separate conductivity anomalies in the map of Wiese induction arrows. *Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung.*, 295-299.
- Gundel, A., 1977. Erdmagnetische Induktion in einer dreidimensionalen Salzstruktur. Diss. Math.-Nat. Fachb., Univ. Göttingen.
- Hecht, H., H.-A. Hedemann & F. Kabelac, 1957. Zur Tektonik und Stratigraphie der Erdölfelder am Nordwest-Rand des Gifhorner Troges. *Geol. Jb.*, 74, 559-600.
- Hecht, F., 1959. Migration, Tektonik und Erdöl-Lagerstätten im Gifhorner Trog. *Erdöl und Kohle*, 12, 303-315.
- Junge, A., 1990. Robuste Schätzung von bivariaten Übertragungsfunktionen. Protokoll "Elektromagnetische Tiefenforschung", Hornburg.

- Meng, Z. & H.W. Dosso**, 1990. An analogue model study of EM induction in the Japan-Korea-China region. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 62, 246-256.
- Price, A.T.**, 1964. A note on the interpretation of magnetic variations and magnetotelluric data, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 15, 241-248.
- Rikitake, T.**, 1966. *Electromagnetism and the earth's interior*. Elsevir, Amsterdam.
- Roll, A.**, 1956. Der Broistedt-Hamburger Unterdoggetrog. Symposium Sobre Yacimientos de Petroleo y Gas, XX Congreso Geológico Internacional, México, Band 5, Europa, 39-42.
- Schmucker, U.**, 1970. Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States. *Bull. Scripps Inst. Ocean., Univ. Calif.*, 13.
- Schmucker, U.**, 1971. Neue Rechenmethoden zur Tiefensondierung. Protokoll "Erdmagnetische Tiefensondierung", Rothenberge, 1-39.
- Schmucker, U.**, 1974. Erdmagnetische Tiefensondierung mit langperiodischen Variationen. Protokoll "Erdmagnetische Tiefensondierung", Grafrath, 313-342.
- Schmucker, U.**, 1986. 2D-Modellrechnungen - neue Fassung älterer Programme. Protokoll "Elektromagnetische Tiefenforschung", Lerbach, 5-44.
- Siebert, M.**, 1971. Zur Deutung von Induktionspfeilen bei schmalen, langgestreckten, orthogonalen Leitfähigkeitsanomalien. Protokoll "Elektromagnetische Tiefenforschung", Rothenberge, 53-62.
- Siemon, B.**, 1990. EM-Messungen am Salzstock Wesendorf. Protokoll "Erdmagnetische Tiefensondierung", Hornburg, 153-167.
- Siemon, B.**, 1991. Ein Interpretationsverfahren für induktiv schwach gekoppelte Leitfähigkeitsanomalien, dargestellt am Beispiel des Salzstockes Wesendorf im Gifhorner Trog. Diss. Math.-Nat. Fachb., Univ. Göttingen.
- Weaver, J.T.**, 1990. On the addition of induction vectors. Protokoll "Erdmagnetische Tiefensondierung", Hornburg, 145-152.
- Weidelt, P.**, 1975. EM induction in 3D structures. *J. Geophys.*, 41, 85-109.
- Wolf, D.**, 1983. Inductive coupling between idealized conductors and its significance for the geomagnetic coast effect. *J. Geophys.* 52, 22-33.
- Xiong, Z., Y. Lou, S. Wang & G. Wu**, 1986. Induced-polarization and electromagnetic modelling of a three-dimensional body buried in a two-layer anisotropic earth. *Geophysics*, 51, 2235-2246.