

## Magnetische Verzerrung der Übertragungsfunktionen in GDS: Trennung von regionaler und lokaler Information mit Hilfe von 'Hypothetical Event Analysis'

### 1. Einleitung

In der Magnetischen Tiefensonndierung hängt die Respons einer Inhomogenität nicht nur vom Leitfähigkeitskontrast zu ihrer Umgebung ab, sondern auch von ihrer Größe relativ zur Skintiefe der eindringenden Felder, und von ihrer Form und Lage relativ zur geologischen Umgebung. In einem vergleichsweise kleinen Körper, der in den oberen Kilometern der Erde liegt, finden Induktionsvorgänge bei kurzen Perioden statt. Derselbe Körper kann aber im Bereich der langen Perioden die regional induzierten Ströme einer großräumigen Struktur örtlich ablenken, und somit ein anomales statisches Magnetfeld erzeugen, das dem Regionalfeld überlagert ist.

Dieses Störfeld kann zu erheblicher Modifikation der vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen führen, was besonders deutlich wird, wenn man sie als Induktionspfeile darstellt. Ihre Länge und Richtung werden stark von örtlichen Stromkonzentrationen beeinflusst. Abb.1 zeigt die Realpfeile (Wiese) über einem länglichen gutleitenden Störkörper, der in einen schlechterleitenden Halbraum eingebettet ist (Leitfähigkeitskontrast: 10:1). Die Induktionspfeile werden allein vom statischen Störfeld erzeugt, und in einem weiten Bereich um den Leiter ist von der eigentlichen regionalen Struktur (homogener Halbraum) nichts zu sehen.

Trotzdem sollten die Übertragungsfunktionen diese regionale Information beinhalten, und sie sollte dieselbe sein bei allen Stationen eines ganzen Arrays, wenn nur die regionale Struktur genügend großräumig ist. Unter dieser Voraussetzung führt die theoretische Formulierung des magnetischen Verzerrungsproblems zu einer Neubetrachtung zweier bekannter Methoden: 'Rotation' und 'Hypothetical Event Analysis'. Wendet man diese Methoden auf alle Stationen gleichzeitig an, können sowohl regionale Streichrichtung als auch regionale MT-Impedanzphasen bestimmt werden. Die Relevanz der Ergebnisse hängt von der Datenqualität, der räumlichen Abdeckung und der geologischen Komplexität ab.

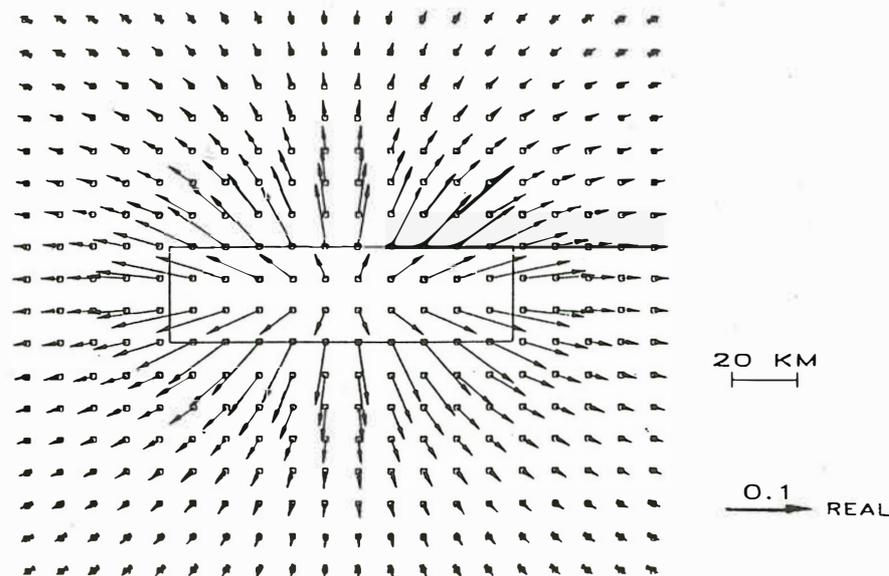


Abb.1: Realpfeile (Wiese) über einem gutleitenden länglichen abgeplatteten Hemi-Rotationsellipsoid ( $10 \Omega m$ ), eingebettet in einen schlechterleitenden homogenen Halbraum ( $100 \Omega m$ ). Der Ellipsoid liegt innerhalb des dargestellten Rahmens; Länge: 100 km, Radius: 15 km, Tiefe 5 km. Das statische Magnetfeld wurde aus der Stromdichte in- und außerhalb des Ellipsoids berechnet (Biot-Savart). Feldstärke des homogenen elektrischen Feldes: 4 mV/km

Iapetus

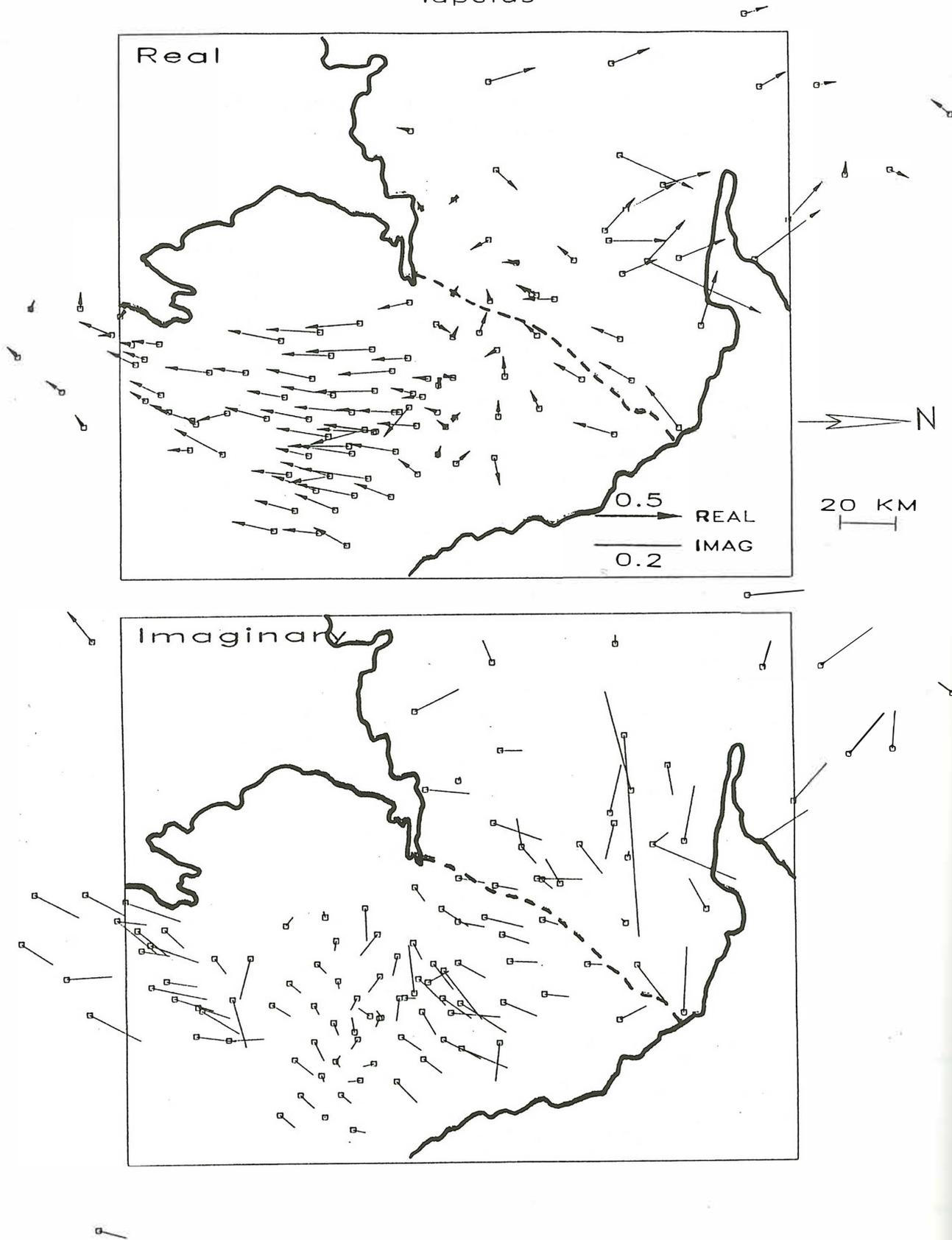


Abb.2: Der Iapetus - Datensatz: 140 GDS - Stationen in Nord - England und Süd - Schottland.  
 Real- und Imaginärpfeile (Wiese) aller Stationen bei  $T = 750$  s;  
 unterschiedliche Skalierung! - - - - engl./schott. Grenze

## 2. Der Iapetus - Datensatz

Ein Beispiel für ein Stations-Array, bei dem magnetische Verzerrung vermutet wird, haben wir im Iapetus Datensatz. Hier stehen ca. 140 Stationen aus einem Gebiet von etwa  $200 \times 300$  km in Nord - England und Süd - Schottland zur Verfügung. Der Periodenbereich umfaßt 40 - 3000 s. Die Daten sind in den letzten 15 - 20 Jahren von verschiedenen Gruppen gemessen worden und R. Banks hat sie in in einer Datenbank zusammengestellt. In Abb.2 sind die Real- und Imaginärpfeile aller Stationen für die Periode 750 s in der Wiese-Konvention aufgetragen. Die Küstenlinie gibt einen groben Eindruck von der geographischen Umgebung.

Man kann bei den Induktionspfeilen vier grobe Bereiche unterscheiden: a) Im *Bereich der unteren Bildhälfte* zeigen die Realpfeile einheitlich nach Süden und haben recht große Amplituden (0.4 . . . 0.5). Die Imaginärpfeile sind an diesen Stationen ziemlich klein und zeigen in verschiedene Richtungen (oft NO), jedoch nicht parallel zu den Realpfeilen. b) Im *Bereich südlich* davon drehen sich die Realpfeile Richtung SW und werden kleiner, während die Imaginärpfeile hier größer werden und oft antiparallel zu den Realpfeilen sind. c) Im *Bereich nördlich* von a) werden die Realpfeile sehr klein und zeigen in alle Richtungen (im Nordosten weg vom Ozean), während die Imaginärpfeile auch hier wieder größer werden und oft in eine Richtung von etwa  $30^\circ$  (NNO) weisen. d) *Weiter im Norden* drehen sich die Realpfeile um, zeigen meist NW und sie werden wieder deutlich größer. Die Imaginärpfeile zeigen nur bei manchen Stationen parallel zu den Realpfeilen.

Die Richtungsänderung der Realpfeile von Süden nach Norden suggeriert, daß in dem Bereich, wo die Realpfeile klein werden und umklappen, starke Ströme in O/W-Richtung fließen müssen. Tatsächlich befindet sich hier der etwa 20 - 30 km breite und etwa 100 km lange Northumberland - Sedimenttrog, der jedoch mit einer vertikalen Ausdehnung von nur 4 km nicht die Struktur sein kann, in der in diesem Periodenbereich Ströme induziert werden. Es könnte sich eher um eine lokale Kanalisierung von regional induzierten Strömen handeln, die in diesem Sedimenttrog von der Irischen zur Nordsee stattfindet. Die Frage ist aber, wo werden diese Ströme induziert und können wir diese Information aus den offensichtlich verzerrten Übertragungsfunktionen herausfiltern? Dazu wollen wir zunächst das Problem der magnetischen Verzerrung formulieren.

## 3. Theoretische Grundlagen

An jeder Station mißt man eine Kombination von regionalem und anomalem Magnetfeld  $B = B^r + B^a$ . Unter der Annahme, daß die regionalen elektrischen und magnetischen Felder über dem gesamten Bereich uniform sind und der Störkörper viel kleiner als die Skintiefe des relevanten Periodenbereichs ist, kann die Verzerrung des regionalen elektrischen Feldes durch einen reellen, frequenzunabhängigen Tensor  $C$  beschrieben werden (Bahr 1985, Groom 1988). Da das anomale Magnetfeld  $B^a$  durch die örtliche Ablenkung der Ströme in alle drei Raumrichtungen erzeugt wird, ist es *in Phase* mit dem elektrischen Regionalfeld  $E^r$  und ortsabhängig. Die magnetische Verzerrung wird daher durch einen reellen Tensor  $D$  dargestellt (vgl. Groom 1988, Zhang 1987, 1993).

$$B^a = D \cdot E^r = D \cdot (Z_r' \cdot B^r) \quad (1)$$

$$\begin{pmatrix} B_x^a \\ B_y^a \\ B_z^a \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} D_{xx} & D_{xy} \\ D_{yx} & D_{yy} \\ D_{zx} & D_{zy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ -Z'_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x^r \\ B_y^r \end{pmatrix} \quad (2)$$

Hier wurde das elektrische Regionalfeld  $E^r$  durch den regionalen Impedanztensor  $Z_r'$  (in Streichkoordinaten) und das regionale Magnetfeld  $B^r$  ersetzt und dies erlaubt einen Ausdruck, der nur Magnetfeldkomponenten enthält. Für die anomale Vertikalkomponente erhält man eine Gleichung, ähnlich der Definition der vertikalen Übertragungsfunktionen.

$$B_z^a = - \underbrace{D_{zy} Z'_{yx}} B_x^r + \underbrace{D_{zx} Z'_{xy}} B_y^r \quad (3)$$

$$B_z = T_x B_x^r + T_y B_y^r \quad (4)$$

Um herauszufinden, welche Information tatsächlich in den vertikalen Übertragungsfunktionen steckt, betrachten wir zunächst den 1-D Fall:  $T_x = D_{zy}Z$  und  $T_y = D_{zx}Z$ . Die beide vertikalen Übertragungsfunktionen enthalten *dieselbe* regionale Impedanz und somit auch *dieselbe* Phase. Wenn wir also die Real- und Imaginärteile der gemessenen  $T_x$ - oder  $T_y$ -Werte *aller* Stationen eines Arrays bei einer Periode in der komplexen Ebene darstellen, sollten alle Punkte auf eine Linie durch den Ursprung fallen, welche dann die 1-D Phase anzeigt (z.B.  $45^\circ$  über homogenem Halbraum).

Der Informationsgehalt der Übertragungsfunktionen wird gewöhnlich in Induktionspfeilen dargestellt (die im 1-D - Fall verschwinden). Ihre Richtung wird aus dem Verhältnis der beiden Übertragungsfunktionen berechnet. Wir sehen, daß im 1-D - Fall die komplexe Komponente, also die regionale Impedanz wegfällt, und die Gleichung nur das reelle Verhältnis der beiden magnetischen Verzerrungsparameter liefert.

$$T_y/T_x = D_{zx}/D_{zy} = \cot \theta_\ell \quad (5)$$

Falls die lokale Anomalie eine längliche Ausdehnung hat, können wir die Verzerrungsparameter also als *Winkelbeziehungen der lokalen Streichrichtung*  $\theta_\ell$  definieren. Sie enthalten außerdem den ortsabhängigen Geometrie - Faktor  $F$  (Funktion des Abstands).

$$D_{zx} = F \cos \theta_\ell \quad \text{und} \quad D_{zy} = F \sin \theta_\ell \quad (6)$$

Betrachtet man den komplizierteren 2-D - Fall in Meßkoordinaten, enthält Gl. 3 zusätzlich zu den lokalen natürlich auch Winkelterme der regionalen Streichrichtung; wodurch die ganze Formulierung schwer durchschaubar wird. Beide Übertragungsfunktionen stellen eine Mischung der beiden regionalen Impedanzen dar und beinhalten Terme der Winkeldifferenz  $\alpha$  zwischen regionaler und lokaler Streichrichtung:

$$T_x = F \cdot [-Z'_{xy} \sin \theta_r \cos \alpha + Z'_{yx} \cos \theta_r \sin \alpha] \quad (7)$$

$$T_y = F \cdot [Z'_{xy} \cos \theta_r \cos \alpha + Z'_{yx} \sin \theta_r \sin \alpha] \quad \text{mit} \quad \alpha = \theta_\ell - \theta_r \quad (8)$$

#### Rotation:

Diese Gleichungen können wesentlich vereinfacht werden, wenn man die Übertragungsfunktionen in die regionale Streichrichtung dreht, dann enthält jede nur noch *eine* Impedanz!

$$T'_x = Z'_{yx} \cdot F \sin \alpha \quad \text{und} \quad T'_y = Z'_{xy} \cdot F \cos \alpha$$

Das bedeutet, daß die Kurven der rotierten Übertragungsfunktionen verschiedener Stationen über dem Periodenbereich, wo Verzerrung stattfindet, *parallel* verlaufen. Sie unterscheiden sich nur in reelle Faktoren, die sie nach oben oder unten verschieben. Durch schrittweises Drehen der Übertragungsfunktionen kann man also den regionalen Streichwinkel finden, indem man die Resultate aller Stationen beurteilt. Man ist dann auch in der Lage, Periodenbereiche, in denen Induktion oder lokale Verzerrung die Ursache der anomalen Magnetfelder sind, zu identifizieren.

#### Hypothetical Event Analysis:

Eine andere Methode, die tatsächliche regionale Streichrichtung und auch die Phasen der regionalen Impedanzen zu finden, besteht darin, einen Erwartungswert für das magnetische Vertikalfeld aus den Übertragungsfunktionen zu berechnen.

$$B_z^p = T_x \cdot B_x^o + T_y \cdot B_y^o \quad (9)$$

Den Erwartungswert  $B_z^p$  erhält man für unterschiedliche Polarisationsrichtungen  $\vartheta_o$  eines hypothetischen Magnetfeldes  $B^o$  mit der Amplitude 1 (Bailey 1974):

$$B^o = \begin{pmatrix} 1 \cdot \cos \vartheta_o \\ 1 \cdot \sin \vartheta_o \end{pmatrix} \implies B_z^p = T_x \cdot \cos \vartheta_o + T_y \cdot \sin \vartheta_o \quad (10)$$

Wir können den Informationsinhalt dieses Erwartungswertes dadurch veranschaulichen, indem wir die Werte aller Stationen eines Arrays bei einer Periode in Isolinienplänen auftragen. Betrachtet man die Ergebnisse für zueinander senkrechte Polarisierungen des Magnetfeldes, kann man gut Zonen erhöhter Leitfähigkeit identifizieren, und Aussagen über ihre Einbindung in die gesamtgeologische Situation machen (z.B. ob Stromkanäle elektrisch verbunden sind; Banks 1984).

Schließt man nun 'Ausgangsgleichung' 3 in die Formulierung des Erwartungswertes (Gl. 10) ein, erhält man einen recht komplizierter Ausdruck mit drei verschiedenen Winkelbeziehungen: regionale Streichrichtung  $\theta_r$ , lokale Streichrichtung  $\theta_\ell$ , und Polarisation des horizontalen Magnetfeldes  $\vartheta_o$ .

$$B_z^p = (D_{zx}, D_{zy}) \mathbf{R}_{\theta_r} \mathbf{Z}'_r \mathbf{R}_{\theta_r}^{-1} \begin{pmatrix} \cos \vartheta_o \\ \sin \vartheta_o \end{pmatrix} \quad (11)$$

Zum besseren Verständnis betrachten wir zwei Spezialfälle: Polarisation des hypothetischen Magnetfeldes in Richtung der regionalen Leitfähigkeitsstruktur oder senkrecht dazu.

$$\underline{\vartheta_o = \theta_r} : \quad B_z^p = Z'_{yx} [-D_{zx} \sin \theta_r + D_{zy} \cos \theta_r] = T'_x \quad (12)$$

$$\underline{\vartheta_o \perp \theta_r} : \quad B_z^p = Z'_{xy} [D_{zx} \cos \theta_r + D_{zy} \sin \theta_r] = T'_y \quad (13)$$

Wenn die Polarisation *parallel* oder *senkrecht* zur regionalen Streichrichtung ist, werden die Ausdrücke für den Erwartungswert des Vertikalfeldes *identisch* mit denen für die rotierten Übertragungsfunktionen. Jeder enthält nur *eine* regionale Impedanz, d.h. nur *eine* Phaseninformation. Wenn wir also die Real- und Imaginärteile der Erwartungswerte aller Stationen bei einer Periode in der komplexen Ebene darstellen und die Polarisationsrichtung schrittweise ändern, sollten sie sich entlang einer Linie durch den Ursprung anordnen, wenn der Polarisationswinkel parallel oder senkrecht zur Streichrichtung getroffen ist. Diese Linie zeigt dann die *Phase der regionalen Impedanz* an.

#### 4. Anwendung auf den Iapetus - Datensatz

Die vorangegangenen Überlegungen wurden an den Übertragungsfunktionen des oben vorgestellten Iapetus - Datensatzes ausprobiert. Abb.3a zeigt die Real- und Imaginärteile der unrotierten Übertragungsfunktionen von 30 beliebig ausgewählten Stationen bei der Periode 750 s. Die Kurven verlaufen bei Perioden oberhalb 100 s meist parallel. Durch schrittweise Rotation wurde ein Bereich gefunden, bei dem die Kurven enger gebündelt sind (Abb.3b), mit Ausnahme der Imaginärteile von  $T'_x$ . Dies geschieht im Bereich von etwa  $100^\circ - 120^\circ$  von Norden.

Diese Richtung wird durch die Hypothetical Event Analysis bestätigt. Abb.4a zeigt die Erwartungswerte zunächst bei einer Polarisationsrichtung von  $0^\circ$ , d.h. bei streng nördlich gerichtetem Magnetfeld. Die Werte streuen grob um eine Linie von etwa  $20^\circ$ , die jedoch nicht durch den Nullpunkt geht. Schrittweise Drehung der Polarisationsrichtung verschiebt die Punkte gegeneinander in der komplexen Ebene. Es wurde ein Bereich gefunden, bei dem die Punkte stärker um den Ursprung konzentriert sind und immer noch eine vage Linie von ca.  $20^\circ$  erkennbar ist (Abb.4b). Dies geschieht bei Polarisationsrichtungen von ca.  $110^\circ - 125^\circ$  und ist reproduzierbar im Periodenbereich von 500-1000 s. Beschränkt man die Anzahl der Stationen auf solche, die im engeren Bereich des Northumberland-Trogs oder südlich davon liegen, ist die Phasenlinie

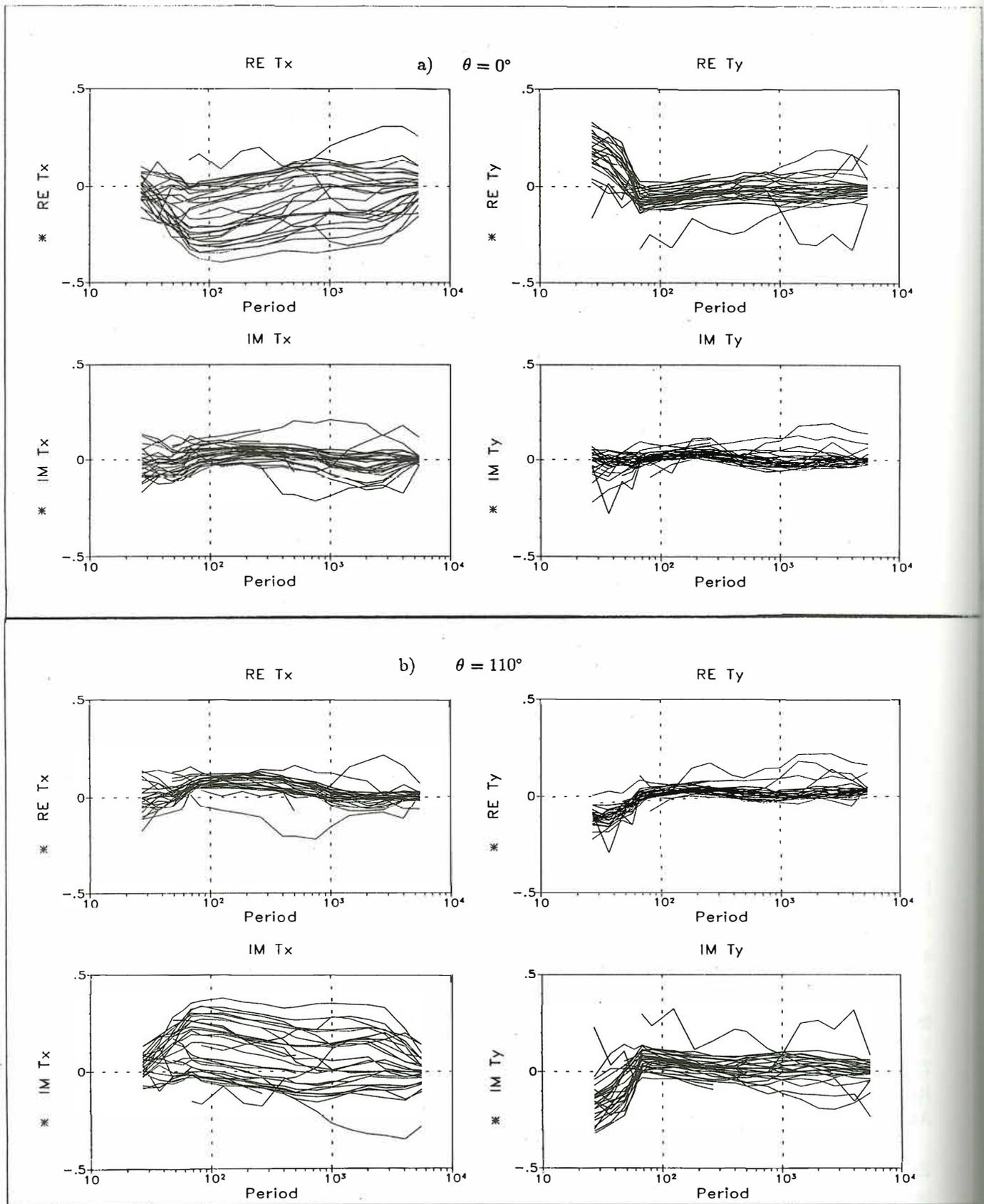


Abb.3: Rotation

a) Real- und Imaginärteile der *unrotierten* Übertragungsfunktionen  $T_x$  und  $T_y$  von 30 beliebig ausgewählten Stationen über der Periode.

b) Rotation:  $\theta = 110^\circ$

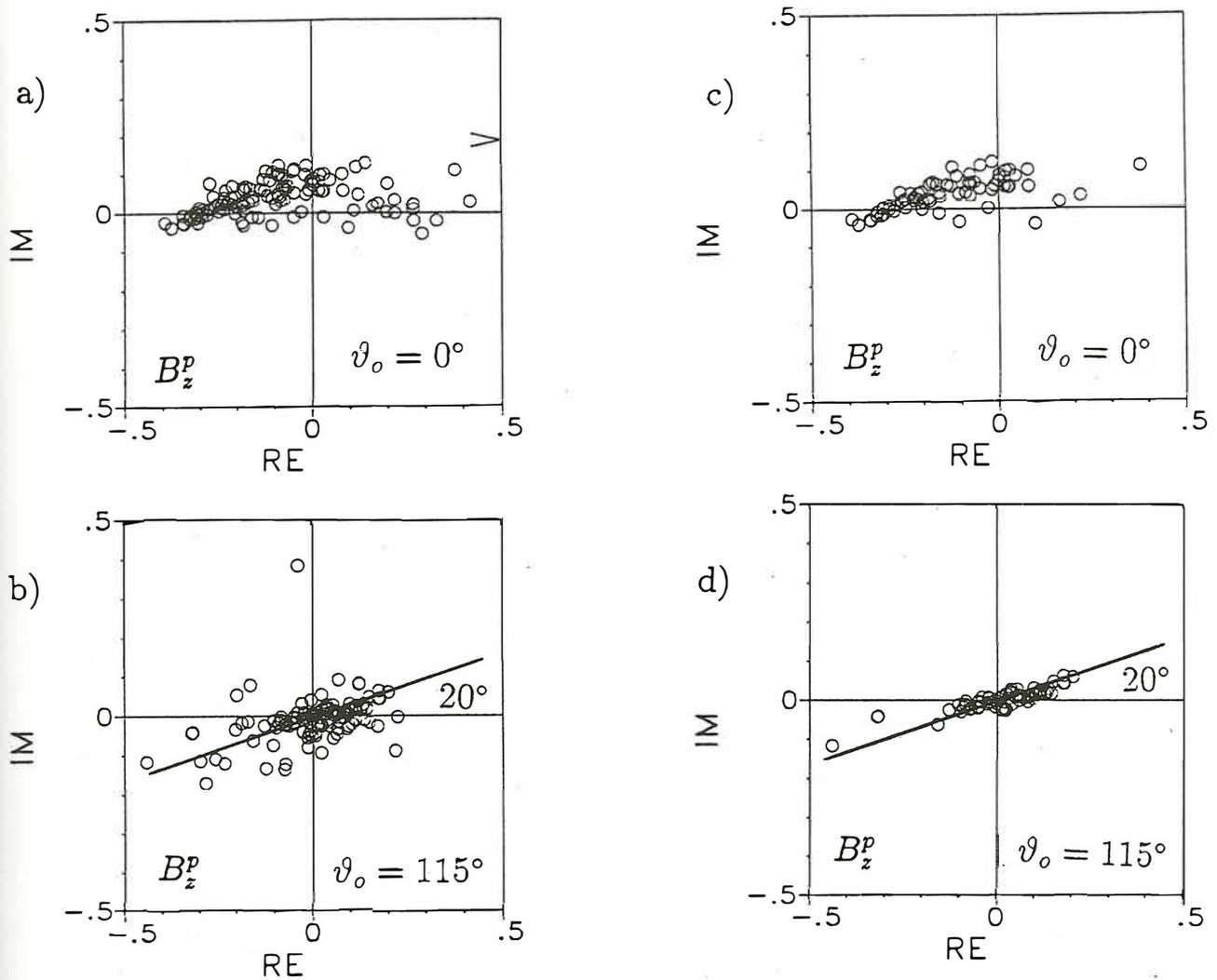


Abb.4: Hypothetical Event Analysis

Real- und Imaginärteile der Erwartungswerte  $B_z^p$  aller Stationen in der komplexen Ebene bei der Periode  $T=750$  s.

- a) Alle Stationen; Polarisation:  $\vartheta_o = 0^\circ$  (Nord)
- b) Alle Stationen, Polarisation:  $\vartheta_o = 115^\circ$
- c) Reduzierter Datensatz (50 %); Polarisation:  $\vartheta_o = 0^\circ$
- d) Reduzierter Datensatz (50 %); Polarisation:  $\vartheta_o = 115^\circ$

eindeutiger (Abb.4c,4d) bestimmt. Hier ist wahrscheinlich die Voraussetzung, daß die regionalen Felder homogen über dem betrachteten Gebiet sein sollen, besser erfüllt. Der Datensatz ist in diesem Fall auf 50 % (ca. 70 Stationen) reduziert.

Beide Methoden liefern einen Azimuth, der nach den vorausgegangenen Ableitungen als regionale Streichrichtung angenommen werden kann. Diese Richtung ist übereinstimmend  $115^{\circ}$ – $120^{\circ}$  und deckt sich mit dem Streichen des Kontinentalabhanges im Südwesten Großbritanniens. Hier fällt der Meeresboden innerhalb ca. 50 km von wenigen hundert Metern auf - 4000 m ab. Dieses Ergebnis legt die Annahme nahe, daß die regionalen Ströme wahrscheinlich im tiefen Ozean im SW Britanniens induziert werden, im Northumberland - Trog gebündelt und von der Irischen See in die Nordsee kanalisiert werden. Diese oberflächennahe Strombündelung wäre dann die Ursache für die starke magnetischen Vertikalkomponente an den meisten Stationen des Meßgebietes.

## 5. Zusammenfassung

Magnetische Verzerrung der vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen kann zu einer Fehlinterpretation der Induktionspfeile in der Umgebung lokaler Leitfähigkeitsinhomogenitäten führen. Durch die Definition zweier magnetischer Verzerrungsparameter kann das Problem formuliert werden und es wurde gezeigt, daß Rotation und Hypothetical Event Analysis in der Lage sind, versteckte Information über die regionale Struktur aufzudecken. Dabei liegt die Annahme zugrunde, daß die regionale Information bei allen Stationen eines ganzen Arrays dieselbe sein muß. Es ist daher wichtig, die Ergebnisse aller Stationen gleichzeitig zu betrachten.

Die Effektivität der beiden Methoden wurde am Beispiel des Iapetus - Datensatzes geprüft, wo Induktionpfeile bei langen Perioden auf einen starken E-W gerichteten Stromfluß im Northumberland - Sedimenttrog schließen lassen. Schrittweise Rotation und Hypothetical Event Analysis liefern jedoch übereinstimmend eine regionale Streichrichtung von ca.  $115^{\circ}$  von Nord über Ost. Diese Richtung kann mit dem Streichen des Kontinentalabhanges im Südwesten von Großbritannien assoziiert werden. Das legt die Vermutung nahe, daß die Ströme in tiefen Ozean regional induziert werden und ihre Kanalisierung im Sedimenttrog Ursache für die starken Realpfeile südlich dieses Gebietes ist.

Trotz lokaler Verzerrung ist also Information über die regionale Struktur in den Daten enthalten und kann extrahiert werden. Die Qualität der Ergebnisse hängt von der Größe der Fehler, der räumlichen Abdeckung und der Komplexität der geologischen Umgebung (Modelannahme: regional:2-D, lokal: ungefähr 2-D) ab.

## Literatur

- Bahr, K. [1985]. Magnetotellurische Messungen des Elektrischen Widerstandes der Erdkruste und des oberen Mantels in Gebieten mit Lokalen und Regionalen Leitfähigkeitsanomalien. *PhD thesis, G. August Univ. Goettingen.*
- Bailey, R., Edwards, R., Garland, G., Kurz, R., and Pitcher, D. [1974]. Electrical conductivity studies over a tectonical active area in Eastern Canada. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 26:125-146.
- Banks, R. and Beamish, D. [1984]. Local and regional induction in the British Isles. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 79:539-553.
- Groom, R. [1988]. The effects of inhomogeneities on magnetotellurics. *PhD thesis, Univ. Toronto.*
- Zhang, P., Pedersen, L., Mareschal, M., and Chouteau, M. [1993]. Channeling contribution to tipper vectors: a magnetic equivalent to electrical distortion. *Geophys. J. Int.*, 113:693-700.
- Zhang, P., Roberts, R., and Pedersen, L. [1987]. Magnetotelluric strike rules. *Geophysics*, 51:267-278.