

Neue LOTEM Messungen im Umfeld der KTB

Dirk Sylvester

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln

1 Einleitung

Im Herbst 1994 fanden in der Oberpfalz Dipol – Dipol Messungen der Universitäten Leipzig und Frankfurt statt (Storz et al, 1995). Die dabei verwendeten Sendersignale eigneten sich aufgrund der Umschaltzeiten auch für *long-offset transient elektromagnetische* Messungen (LOTEM; eine ausführliche Darstellung der Methode findet sich in Strack (1992)). Dies wurde von der Universität Köln mit einem Empfängerprofil nördlich der Kontinental – Tiefbohrung (KTB) zur Ergänzung früherer LOTEM Messungen (Wolfgram et al, 1988; Stiefelhagen, 1993; Schönfelder, 1995; Osman, 1995) genutzt. Dabei wurden an acht Positionen jeweils die Ableitung der vertikalen Magnetfeldkomponente (\dot{H}_z) und die horizontalen Komponenten des elektrischen Feldes (E_x, E_y ; je vier) gemessen. Auch unter teilweise ungünstigen Sender- /Empfänger- Bedingungen konnten Transienten aufgezeichnet werden. Es mußten aber wegen der geringen Signalamplitude neue Filtertechniken entwickelt werden. Bei den \dot{H}_z - Komponenten treten in den Daten mehrfach Vorzeichenwechsel auf, die Hinweise auf anisotrope Leitfähigkeiten geben können. Daraufhin durchgeführte 1D – Anisotropie – Modellierungen bestätigen die im Gebiet vorhandenen Streichrichtungen (vgl. ELEKTB-Gruppe, 1994).

2 LOTEM Messungen in der Oberpfalz

Das Meßgebiet befindet sich im Grenzbereich zweier Einheiten des Variszikums: des Saxothuringikums im Norden und des Moldanubikums im Süden. Die jüngeren Gesteine des Saxothuringikums sind schwächer metamorph als die des älteren Moldanubikums (Stettner, 1992; Pucher und Wonk, 1990). Die zentrale Einheit ist die *Zone von Erbdorf – Vohenstrauß* (ZEV), bestehend aus Amphiboliten und granulitischen Gneisen, in der sich die KTB befindet (Abb. 1). Das Senderprofil (Tx) überstreicht einen großen geologischen Bereich, bestehend aus den Sedimenten westlich der Fränkischen Linie, der ZEV und den Graniten im Osten. Das Empfängerprofil (Rx) befindet sich im Bereich ungliederter Sedimente, bzw. von Basalten des Tertiärs nördlich des Senderprofils.

Deutlich erkennbar ist die geringe Erstreckung des Empfängerprofils (1 km) im Vergleich mit dem Senderprofil (22 km) (Abb. 1). Als Neuerung gegenüber den früheren LOTEM Messungen in der Oberpfalz 1986/87 (Wolfgram et al., 1988) blieben bei dieser Messung wegen der verwendeten Mehrkanalapparatur die Empfängerpositionen stationär, während nacheinander verschiedene Senderpositionen verwendet wurden. Letztere waren durch die Dipol – Dipol Messungen vorgegeben, während die Position des Empfängerprofils gewählt wurde, um den zentralen Profildbereich (Tx 11-26) gut auflösen zu können.

Die große Erstreckung des Senderprofils brachte einige Nachteile mit sich, da die gemessene Amplitude der Magnetfeldkomponenten \dot{H}_z proportional zu $\sin(\varphi)$, dem Winkel, und zu r^{-4} , dem Abstand zwischen Sender und Empfänger (offset) ist. Daher war damit zu rechnen, daß die Amplitude des Signales der Sender im Südwesten (Tx 90-92) und der im Nordosten (Tx 85-95) für eine Registrierung zu gering ist. Von Sender 93 konnten erfreulicherweise doch Signale aufgenommen werden.

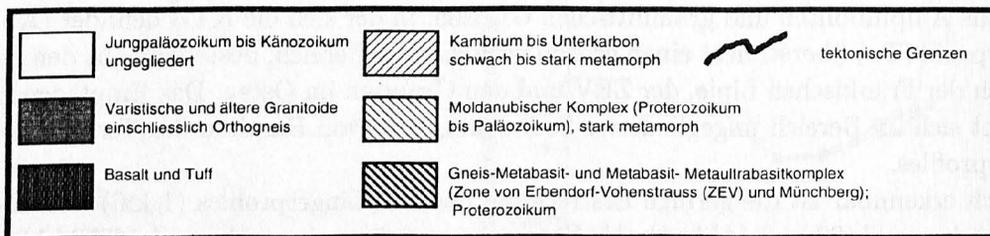
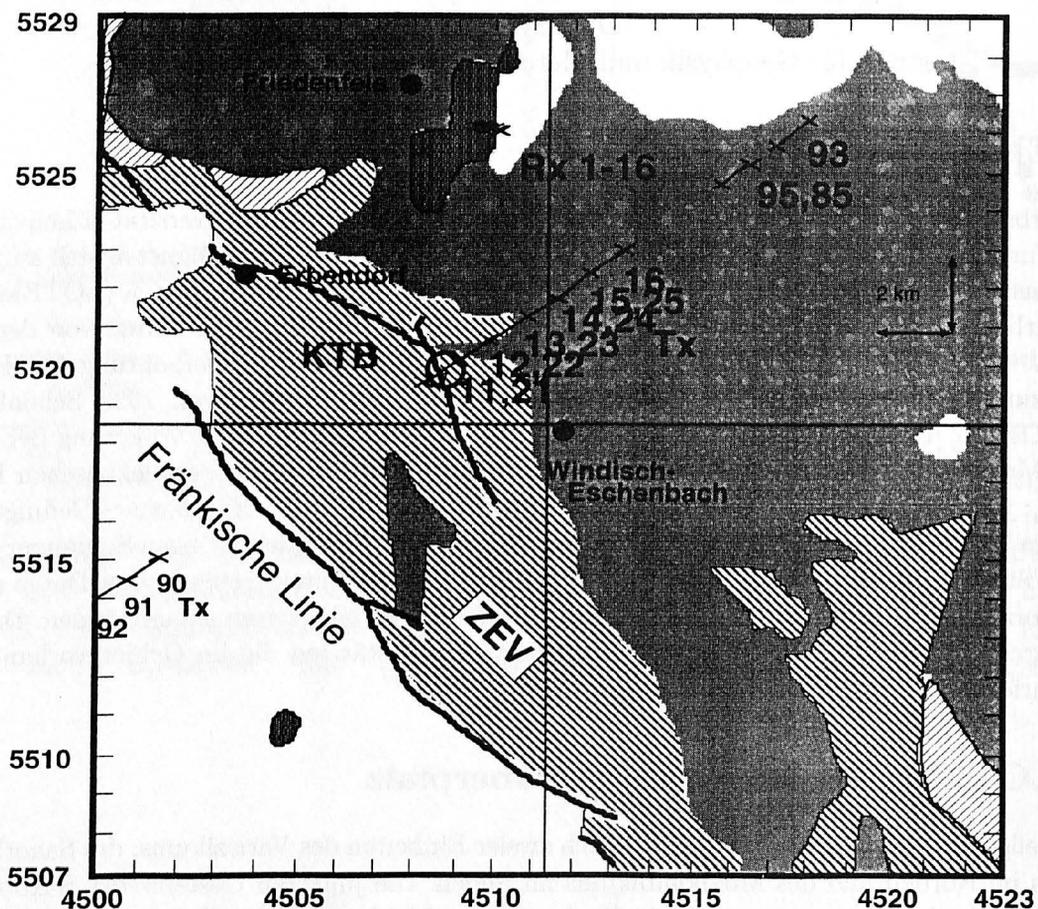


Abbildung 1: Geologie des Meßgebietes (nach Pucher und Wonk, 1990) mit den Sender- (Tx) und Empfängerprofilen (Rx)

3 Der Datensatz der Messung 94

Die registrierten Zeitreihen weisen z. T. ein sehr schlechtes Signal-zu-Rausch Verhältnis auf. Allen Transienten ist ein starkes periodisches Rauschen überlagert. Dabei handelt es sich um die Frequenzen der öffentlichen Stromversorgung und z.T. der elektrifizierten Eisenbahn (50 Hz und Multiple, bzw. $16 \frac{2}{3}$ Hz). Die Amplitude des Rauschens ist deutlich höher als die des Transienten (Abb. 2, links).

Dies erfordert einen erhöhten Aufwand bei der Datenverarbeitung. Die Anwendung der bisher verwendeten Filter (Hanstein, Eilenz und Strack, 1986) reicht nicht aus. Ein von Hanstein (1996) entwickeltes *segmentiertes lockin Filter* verbessert die Datenqualität deutlich. Bei einem *lockin Filter* wird eine Sinus/Cosinus Funktion

$$a * \cos(\omega t) + b * \sin(\omega t)$$

(mit ω = Störfrequenz) an Phase und Amplitude des Signales angepaßt und von den Daten

abgezogen. Die Anpassung erfolgt mit der Methode der kleinsten Quadrate. Für die Frequenzbestimmung dient der Zeitbereich vor dem Signal (Datenpunkte -384 - 0).

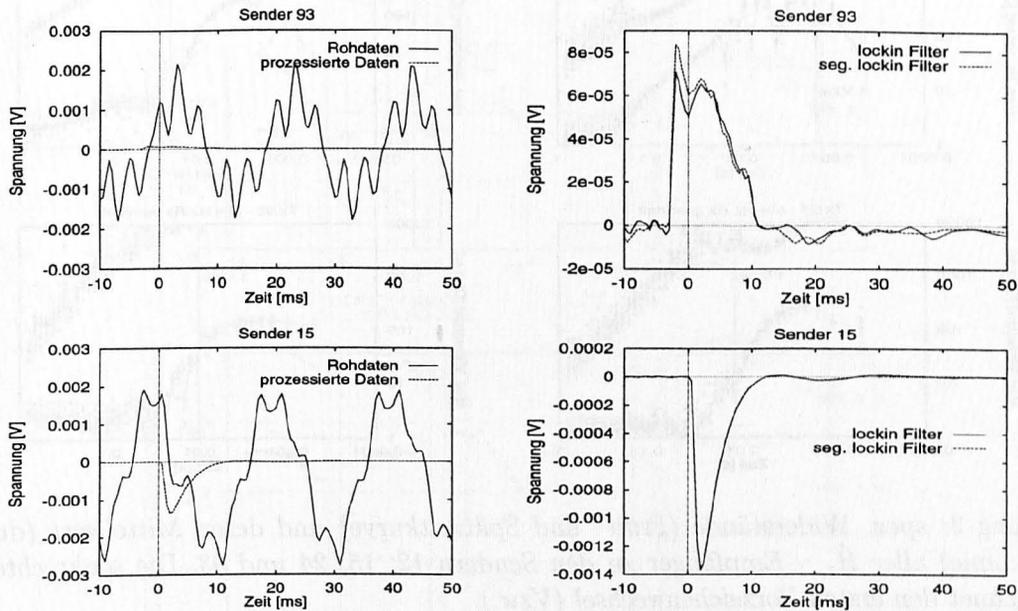


Abbildung 2: Rohdaten und prozessierte Daten der Sender 15 und 93 (jeweils Empfänger 1 (\dot{H}_z)) und Vergleich der lockin Filter. Die prozessierten Daten sind gefiltert und gestapelt.

Bei dem *segmentierten lockin Filter* wird die aufgezeichnete Zeitreihe unterteilt und die Funktion in den einzelnen Segmenten angepaßt. So können auch Frequenzen gefiltert werden, die nicht über den gesamten Zeitbereich konstant sind. Der Bereich des Transienten wird dabei ausgespart, da im Transienten alle Frequenzen vorhanden sind. Dort erfolgt eine Anpassung mittels linearer, quadratischer oder kubischer Polynome. Die Signalkurve ist nach der Verwendung des *segmentierten Filters* deutlich glätter (Abb. 2, Sender 93). Besonders zu späten Zeiten (15 ms, 35 ms) führt dies zu weniger Vorzeichenwechseln. Bei einem stärkeren Signal ist dieser Unterschied weniger ausgeprägt (Abb. 2, Sender 15).

Der im Vergleich zum offset geringe Abstand der acht genutzten \dot{H}_z - Empfänger untereinander (weniger als 100 m gegenüber 4 - 16 km) erlaubt es, diese jeweils für einen Sender zusammengefaßt als einen Empfänger zu betrachten. Wenn man die scheinbaren Widerstände räumlich mittelt und den Mittelwert mit den einzelnen Widerstandskurven darstellt, erkennt man den gesicherten Bereich in den Datensätzen (Abb. 3).

Die Unterschiede bei den ersten zwei bis drei Datenpunkten resultieren aus Ungenauigkeiten beim Abtasten des Signales zu frühen Zeiten. Der Bereich bis zum ersten Vorzeichenwechsel ist jeweils für die Sender 15, 24 und 93 fast identisch, danach unterscheiden sich die Widerstandskurven nach dem Vorzeichenwechsel deutlich voneinander. Diese Unterschiede werden durch das Rauschen verursacht, da das Signal zu späten Zeiten abgeklungen ist. Für die weitere Interpretation reicht es deshalb aus, nur einzelne Empfänger für jeweils einen Sender zu betrachten.

4 1D-Inversion

Die Ergebnisse der 1D - Inversionsrechnung sind durch die Vorzeichenwechsel stark beeinträchtigt. Bei der vertikalen Magnetfeldkomponente können über einem geschichteten 1D - Halb-raum keine Vorzeichenwechsel auftreten. Deshalb ist eine Anpassung der Daten über den ersten Vorzeichenwechsel hinaus unmöglich. Dies ist ein allgemeines Problem, das schon in anderen Arbeiten behandelt wurde (z.B. Hördt, 1992). Aber auch die Anpassung der frühen Datenpunkte

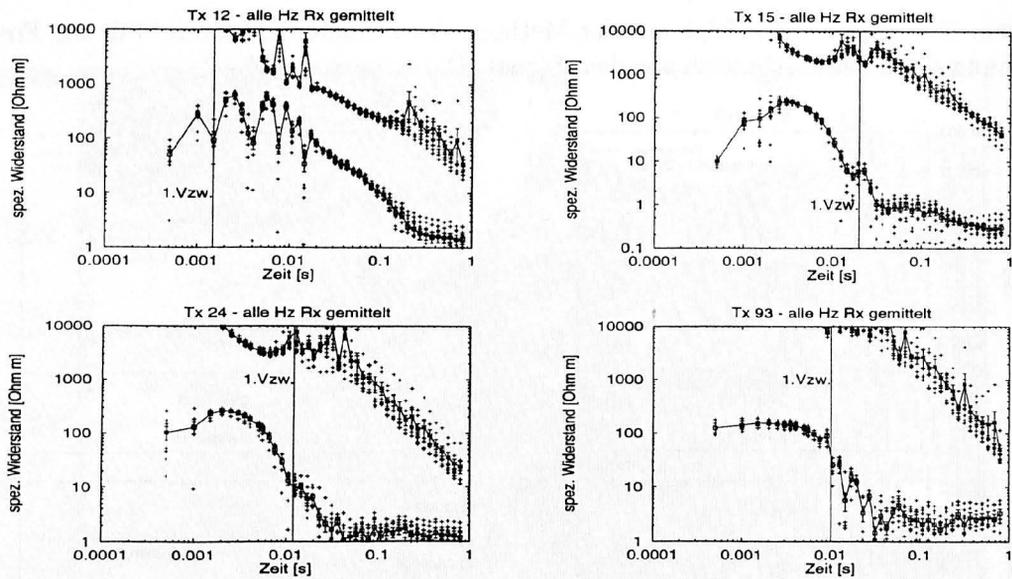


Abbildung 3: spez. Widerstände (Früh- und Spätzeitkurve) und deren Mittelwert (durchgezogene Linie) aller \dot{H}_z - Empfänger zu den Sendern 12, 15, 24 und 93. Die senkrechte Linie kennzeichnet den ersten Vorzeichenwechsel (Vzw.).

ist durch diesen Vorzeichenwechsel, wie man an den unrealistischen Halbraumwiderständen im Erdmodell erkennt, stark gestört (Abb. 4).

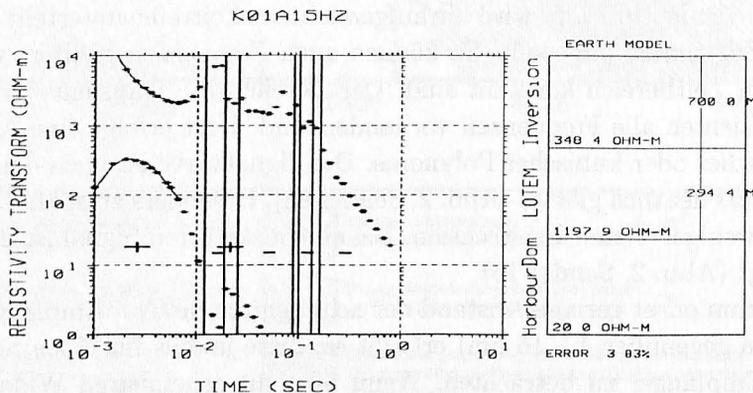


Abbildung 4: 1D - Inversionsergebnis für den Sender 15 (für Empfänger 1 (\dot{H}_z)). Dargestellt sind die Früh- und die Spätzeitkurven des spez. Widerstandes. Die Vorzeichenwechsel sind gekennzeichnet.

Es hat keinen Einfluß auf diesen Effekt, ob alle Datenpunkte bis zum ersten Vorzeichenwechsel in die Berechnung einbezogen sind oder weniger (im Beispiel nur die ersten 10).

Dieselben Auswirkungen auf das Erdmodell sind ebenfalls bei anderen Sendern zu beobachten (Sender 24, 93 in Abb. 5). Die niedrigen Halbraumwiderstände sind allein auf den Vorzeichenwechsel zurückzuführen und nicht auf gutleitende Strukturen. Eine 1D - Inversion der Daten zu Sender 12 scheidet wegen der Schwankungen in den Widerstandskurven zu frühen Zeiten aus (vgl. Abb. 3), da die Daten des Senders 12 aufgrund der Lage am Rand der ZEV nicht mehr eindimensional sind (vgl. Abb. 1).

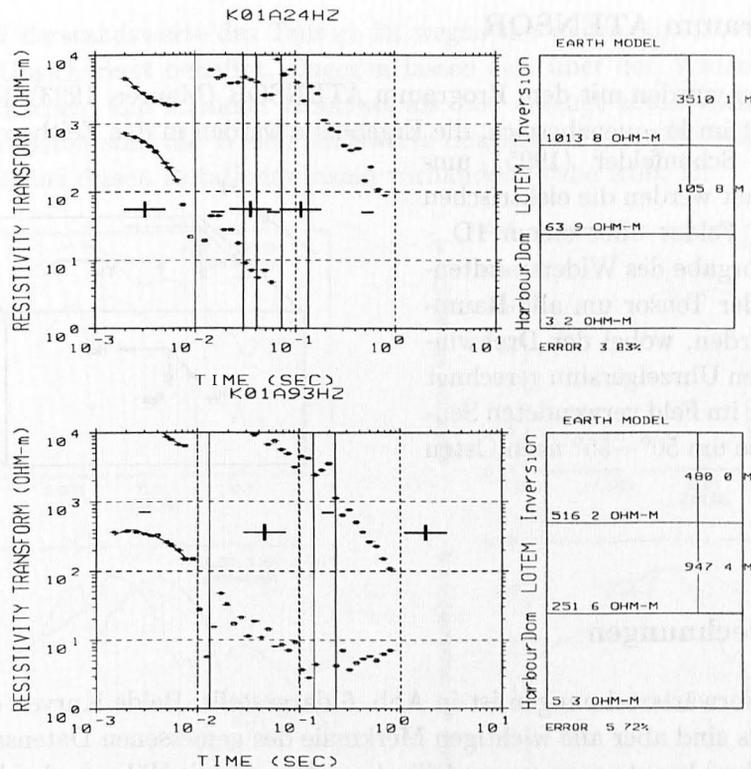


Abbildung 5: 1D - Inversionsergebnisse für die Sender 24 und 93 (für Empfänger 1 (H_z)). Dargestellt sind die Früh- und die Spätzeitkurven des spez. Widerstandes. Die Vorzeichenwechsel sind gekennzeichnet.

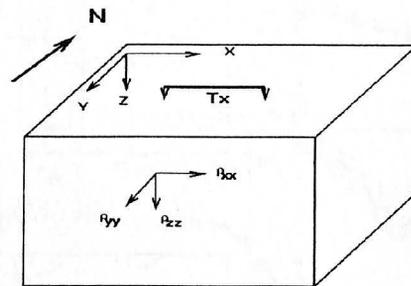
5 Anisotropie – Modellierungen

Als Ursache für die in den Daten vorhandenen Vorzeichenwechsel gibt es mehrere Möglichkeiten: Effekte durch Anisotropie, Mehrdimensionalität, Induzierte Polarisation (IP) und lokale, gutleitfähige Strukturen. Aus folgenden Gründen wurde versucht, die Daten durch Modellrechnungen mit anisotropen Halbräumen zu erklären:

- Die Vorzeichenwechsel treten bei einer Vielzahl von Sendern und Empfängern auf. Es kann sich deshalb nicht um einen lokalen Effekt (z. B. durch eine gutleitfähige Struktur) handeln.
- Bei den Ergebnissen anderer geophysikalischer Methoden, v. a. der Magnetotellurik (MT) werden anisotrope Leitfähigkeiten zur Erklärung der Daten benötigt (ELEKTB-Gruppe, 1994).
- Anisotropie – Modellierungen sind i. a. einfacher als 2D – oder 3D – Modellierungen, da man weniger Parameter hat.

5.1 Das Programm ATENSOR

Die Modellierungen wurden mit dem Programm ATENSOR (Maurer, 1993) durchgeführt. Das Programm arbeitet im Frequenzbereich, die Ergebnisse werden in den Zeitbereich mittels eines Programmes von Schönfelder (1995) umgerechnet. Berechnet werden die elektrischen und magnetischen Felder über einem 1D – Halbraum unter Vorgabe des Widerstandstensors. Dabei kann der Tensor um alle Raumachsen gedreht werden, wobei der Drehwinkel positiv gegen den Uhrzeigersinn gerechnet wird. Aufgrund der im Feld verwendeten Sender ist die x – Achse um 50° – 55° nach Osten gedreht.



5.2 Vorwärtsrechnungen

Ein Ergebnis der Vorwärtsrechnungen ist in Abb. 6 dargestellt. Beide Kurven decken sich zwar nicht vollständig, es sind aber alle wichtigen Merkmale des gemessenen Datensatzes vorhanden. Der Vorzeichenwechsel konnte genauso modelliert werden, wie die Höhe der beiden Widerstandsmaxima.

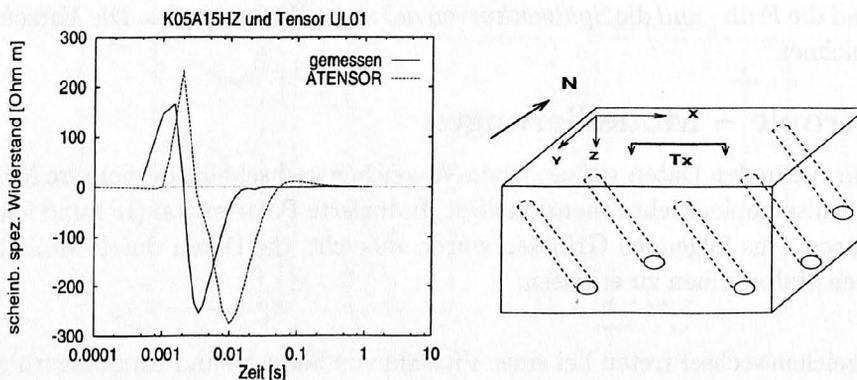


Abbildung 6: Vergleich zwischen gemessener (Sender 15, Empfänger 5 (\dot{H}_z), Frühzeitkurve des spez. Widerstandes) und mittels ATENSOR berechneter Daten und die geologische Modellvorstellung des Widerstandstensors.

Gegenüber den 1D – Inversionsrechnungen konnten so auch die Werte zu späten Zeiten berücksichtigt werden. Das etwas bucklige Abklingverhalten nach dem zweiten Maximum wurde gut getroffen (0,02 s bei der gemessenen Kurve, bzw. 0,09 s bei der berechneten Kurve in Abb. 6). Die Elemente des Tensors UL01 sind:

$$\underline{\rho} = \begin{pmatrix} 10 & 0 & 0 \\ 0 & 300 & 0 \\ 0 & 0 & 300 \end{pmatrix} \Omega\text{m}$$

Der Tensor wurde dabei mit 50° um die z – Achse gedreht. Die geologische Vorstellung entspricht der eines 300 Ωm Halbraumes mit gutleitenden Gängen von 10 Ωm , die mit 101° NW – SO streichen (Abb. 6).

Die Größe der Widerstandswerte des Tensors ist wegen der ungenauen Überdeckung der Kurven mit einiger Unsicherheit behaftet. Dagegen lassen sich über den Widerstands-kontrast genaue Aussagen machen. Ein kleinerer Kontrast als 1:30 erzeugt keine Vorzeichenwechsel und bei höheren Kontrasten sind die Widerstandswerte deutlich zu groß. Ebenfalls sind z.T. keine Vorzeichenwechsel bei diesen Rotationswinkeln vorhanden (siehe Abb. 7).

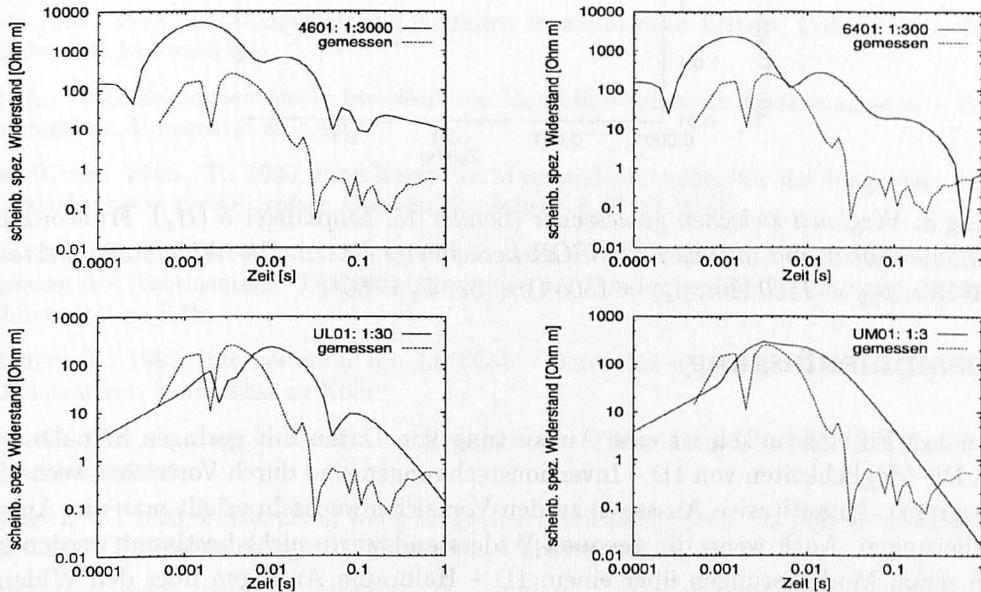


Abbildung 7: Vergleich zwischen verschiedenen Tensoren (4601, 6401, UL01, UM01) und der Frühzeitkurve des spez. Widerstandes zu Sender 15, Empfänger 5 (H_z) mit verschiedenen Widerstandskontrasten bei Rotation um den Winkel $\Phi_z = 50^\circ$

5.3 Vergleich mit anderen Ergebnissen

Die Streichrichtung des Modells zu Sender 15 läßt sich mit dem Verlauf der Grenze zwischen Granit und ZEV korrelieren (Abb. 1). Der Widerstandskontrast von 1:30 kann als realistisch gelten. Er liegt zwar höher als 1:2, das Ergebnis der Modellierungen für die LOTEM Messung 1987 (Schönfelder, 1995), aber niedriger als die Ergebnisse für die MT, z.B. von Eisel (1994) mit 1:100.

Im Gegensatz zur MT, wo nur der Untergrund unter dem Empfänger die Daten beeinflusst, werden bei LOTEM die aufgezeichneten Daten vom Untergrund unter Sender *und* Empfänger beeinflusst (Petrat, 1996). Die Unterschiede im Widerstandskontrast lassen sich deshalb mit den verschiedenen Empfänger- bzw. Senderpositionen der MT und der LOTEM Messungen 1986/87 und 1994 erklären.

Die Widerstandswerte dieser LOTEM Messung sind relativ niedrig für die Oberpfalz, vergleicht man diese mit den Ergebnissen von Bohrkernanalysen der KTB (ELEKTB-Gruppe, 1994). Die Anpassung eines 1D - Anisotropiemodells erfolgte daher auch für diese niedrigen Widerstandswerte. Mit demselben Widerstandskontrast lassen sich aber auch Tensoren mit höheren Werten berechnen, die eine ähnliche Anpassung an die Daten bieten; ein Beispiel zeigt Abb. 8. Dieser Tensor zeigt zwar eine genauere Anpassung an die gemessenen Widerstände, aber nicht alle Vorzeichenwechsel dieser Kurve. (vgl. Abb. 8 mit Abb. 6, bzw. mit Abb. 3, unten links). Eine genaue Aussage über die Widerstandswerte ist deshalb nicht möglich.

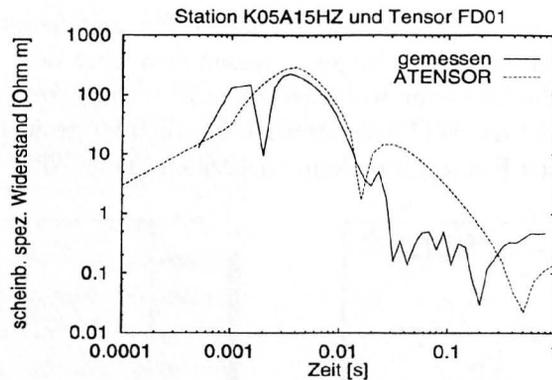


Abbildung 8: Vergleich zwischen gemessener (Sender 15, Empfänger 5 (\dot{H}_z), Frühzeitkurve des spez. Widerstandes) und mittels ATENSOR berechneter Daten. Die Widerstandswerte lauten: $\rho_{xx} = 50 \Omega m$, $\rho_{yy} = 1500 \Omega m$, $\rho_{zz} = 1500 \Omega m$, bei $\Phi_z = 50^\circ$.

6 Zusammenfassung

Mittels neuer Filtertechniken ist eine Auswertung von Daten mit geringen Signalamplituden möglich. Die Möglichkeiten von 1D – Inversionsrechnungen sind durch Vorzeichenwechsel in den Daten begrenzt. Quantitative Aussagen zu den Vorzeichenwechseln erhält man aus Anisotropie – Modellierungen. Auch wenn die genauen Widerstandswerte nicht bestimmt werden können, erlauben schon Modellierungen über einem 1D – Halbraum Aussagen über den Widerstands-kontrast leitender Gänge zum umgebenden Gestein. Die Streichrichtungen im Gelände können ebenfalls bestimmt werden.

Die Unterschiede zu den Ergebnissen der LOTEM Messung 1986/87 sind schon durch die verschiedenen Sender- /Empfängerpositionen bedingt. Die Untersuchungen können aber die Ergebnisse anderer Methoden bestätigen.

Danksagung

Bei den Elektrik- /Elektromagnetikarbeitsgruppen der Universitäten Leipzig und Frankfurt bedanke ich mich für die Nutzung der Dipol – Dipol Messung in der Oberpfalz. Den Mitgliedern der Kölner Arbeitsgruppe danke ich für die Durchführung der LOTEM Messung.

Die LOTEM Messung in der Oberpfalz 1994 wurde teilweise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert (Projekt Ne220/12-2).

Literatur

- Eisel, M., 1994, Ein anisotropes Leitfähigkeitsmodell der ZEV: 15. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, Protokollband, 40-46
- ELEKTB-Gruppe, 1994, Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in der Kontinentalen Tiefbohrung und ihrem Umfeld — was bringen sie und Neues?: DGG – Mitteilungen, 4/94, 2-40
- Hanstein, T., Eilenz H.N. und Strack, K.M., 1986, Einige Aspekte der Aufbereitung von LOTEM Daten: 11. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, Protokollband, 319-328

- Hanstein, T., 1996, Digitale Optimalfilter für LOTEM Daten: 16. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, Protokollband, *in diesem Band*
- Hördt, A., 1992, Interpretation transient elektromagnetischer Tiefensondierungen für anisotrop horizontal geschichtete und für dreidimensionale Leitfähigkeitsstrukturen: Dissertation, Universität zu Köln
- Maurer, H.M., 1993, Elektromagnetische Induktion in anisotropen Leitern: Doktorarbeit, Technische Universität Braunschweig
- Petrat, L., 1996, Zweidimensionale Inversion von long offset transient electromagnetics – Daten: Diplomarbeit, Universität zu Köln
- Pucher, R. und Wonk, T., 1990, Eine Karte der Magnetfeldanomalien für die Umgebung der KTB – Bohrlokation in der Oberpfalz: Geologisches Jahrbuch, **E 44**, 3-13
- Osman, A., 1995, Interpretation der long offset transient electromagnetics – Daten in näherer Umgebung des Kontinentalen Tiefbohrprogrammes der Bundesrepublik Deutschland: Diplomarbeit, Universität zu Köln
- Schönfelder, T., 1995, Interpretation von LOTEM – Daten bei anisotroper Leitfähigkeitsverteilung: Diplomarbeit, Universität zu Köln
- Stettner, G., 1992, Geologie im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung Oberpfalz: Bayrisches Geologisches Landesamt
- Stiefelhagen, W., 1993, Bestimmung von geologischen Streichrichtungen mit Hilfe transient elektromagnetischer Tiefensondierungen: Diplomarbeit, Universität zu Köln
- Storz, W., Brunner, I., Petzold, G., Schwarz, G. und Stoll, J., 1995, Registrieren und Bearbeiten schwacher Gleichstromsignale im Umfeld der KTB: 55. Jahrestagung, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, Tagungsband, 127
- Strack, K.M., 1992, Exploration with deep transient electromagnetics: Elsevier
- Wolfgang, P., Bürger, P., Eilenz, H.N., Hanstein, T., Kötz, A., Petry, H., Stephan, A. und Strack, K.M., 1988, LOTEM – Messungen an der KTB – Lokation: KTB Report, **88-12**, 153-167