

K. - M. Strack

Transient Elektromagnetische Tiefensondierungen mit Anwendungsbeispielen der Kohlenwasserstoffexploration

Die Transient Elektromagnetische Tiefensondierungsmethode wird in der Sowjetunion seit den 60er Jahren auf die Probleme der Erdölprospektion angewandt (Spies, 1983). In der westlichen Welt, wo diese Methode mit "Time Domain ElectroMagnetics" (TDEM) bezeichnet wird, ist sie noch nicht sehr verbreitet. Erfolgreiche Messungen sind in den USA (Kaufman und Keller, 1983), Island (Tulinus, 1981), Taiwan (When et al., 1983) und Australien (Strack, 1984) durchgeführt worden.

Im folgenden möchte ich einen kurzen Überblick über die TDEM-Methode und deren Auswerteprinzipien geben. Die Anwendung auf die Erdölprospektion ist abschließend anhand von Fallstudien in Colorado und Australien dargestellt.

Physikalischer Hintergrund:

Bei der TDEM Methode handelt es sich wie bei der TEM Methode, die eine seit langem anerkannte Methode bei der Erzexploration ist, um eine zeitliche Diffusion von Induktionsströmen. In Abbildung 1 ist dieser Diffusionsprozeß mit Hilfe von "Smoke Rings" dargestellt (Nabighian, 1979; Spies, 1980). Auf der Erdoberfläche eines homogenen Halbraumes befindet sich ein magnetischer Dipolsender in Form einer horizontalen Spule, die von Gleichstrom durchflossen wird. Dieser Gleichstrom wird zum Zeitpunkt,  $t = 0$ , abgeschaltet und resultierend werden horizontale Induktionsströme (Lenzsche Regel) in dem Erdboden induziert. Diese Induktionsströme breiten sich mit fortschreitender Zeit in der Tiefe und lateral aus. In Abbildung 1 sind die Isolinien der elektrischen Feldstärke für vier Zeitpunkte  $t_i$  nach dem Abschalten des Sendestroms gezeigt. Die Zentren des maximalen induzierten Stromes befinden sich senkrecht zu den "Augen" der "Smoke Rings". Anhand dieser "Smoke Rings" kann man sich die zeitliche Ausbreitung der Induktionsströme veranschaulichen. Für größere Eindringtiefen (1 - 5 km) ist es jedoch praktischer

einen elektrischen geerdeten Dipole als Sender und eine Induktionsspule als Empfänger zu benutzen. Die entsprechende Feldkonfiguration der Meßapparatur ist in Abbildung 2 gezeigt. Für einen horizontal geschichteten Halbraum können die Maxwellgleichungen für die elektromagnetischen Felder gelöst werden. Die zeitliche Änderung des vertikalen Magnetfeldes ist:

$$H_z(t) = \frac{IL}{2\pi^2} \int_0^\infty \operatorname{Re} \left[ \frac{\partial}{\partial y} \int_0^\infty \frac{g}{N_0 + \frac{I}{R_1}} J_0(gr) dg \frac{\cos(\omega t)}{i\omega} \right] d\omega \quad (1)$$

Hierbei ist

- I = Sendestrom
- L = Länge des Sendedipoles
- y, r = Koordinaten der Empfangsstation
- J<sub>0</sub> = Besselfunktion
- N<sub>0</sub>, N<sub>1</sub>, R<sub>1</sub> = rekursive Koeffizienten, die die geoelektrischen Parameter der Schichten enthalten.

Mit bekanntem Magnetfeld H<sub>z</sub>(t) läßt sich direkt die Spannung, die mit der Induktionsspule gemessen wird, ausrechnen. Um die Meßdaten in einer Form darzustellen, die die Veränderung der geoelektrischen Parameter enthält, wird die Definition des scheinbaren Widerstandes benutzt. Hierbei ist der scheinbare Widerstand eine Normierung der Meßspannung auf die über einem homogenen Halbraum gemessene Spannung. Leider läßt sich jedoch die Spannung für einen homogenen Halbraum nicht für alle Zeiten eindeutig nach dem Widerstand auflösen (Stoyer und Strack, 1984); daher benutzt man die zeitlichen Grenzwerte der Halbraumspannung und erhält somit die "early time" und "late time" Formeln des scheinbaren Widerstandes.

$$\rho_a \text{ E.T.} = \frac{2\pi r^5}{3M_0 A y} V(\tau)_m \quad (2)$$

$$\rho_a \text{ L.T.} = \left( \frac{M_0 A y}{40\pi \sqrt{\pi}} \right)^{2/3} \left( \frac{\mu_0}{t} \right)^{5/3} \left( \frac{1}{V(\tau)_m} \right)^{2/3} \quad (3)$$

Hierbei ist  $V_m(t)$  die gemessene Spannung,  $\mu_0$  die magnetische Feldkonstante und  $A$  die Empfängerspulenfläche. Die "early time" scheinbare Widerstandsformel ist äquivalent zu der Hochfrequenzasymptote bei der Frequenzbereichspondierung, wenn im Fernfeld gemessen wird:  $|Kr| \gg 1$ ,  $K = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$ . Die "late time" scheinbare Widerstandsformel entspricht jedoch nur dem dritten Term in der Reihenentwicklung für die Niedrigfrequenzasymptote. Das heißt der erste Term, das Primärfeld, und der zweite, der proportional zum Primärfeld ist, entfallen ganz bei Zeitbereichsmessungen, was ein wesentlicher Vorteil gegenüber den Frequenzbereichspondierungen ist, da die komplizierte Primärfeldkompensation entfällt.

#### Datenerfassung:

Unter Berücksichtigung obiger Überlegungen kann eine Feldapparat-ur gebaut werden. Das entsprechende Blockdiagramm für den Sender und Empfänger ist in Abbildung 3 gezeigt. Mittels eines Drehstromgenerators und den entsprechenden Gleichrichterbrücken wird ein Gleichstrom erzeugt der durch Schütze umgepolt wird. Resultierend ist ein in den Boden injizierter Rechteckstrom. Die Rampe des Umpolvorganges ist maximal 20 msec lang. Hierdurch bedingt können die Widerstände der oberflächennahen Schichten (100-300m je nach Widerstand) nicht mit dieser Apparatur aufgelöst werden. Der praktische Beweis, ob dies ein Vorteil oder Nachteil ist, steht im Moment noch aus, da sich Sender mit großem Dipolmoment und kurzen Abschaltzeiten noch in der Entwicklungsphase befinden. (Stoyer, 1984, pers. Mitteilung). Der Empfänger besteht aus einer Induktionsspule, einem Analogteil und einer digitalen Datenerfassungsapparatur. Eine genauere Beschreibung der Empfangsapparatur kann bei Strack (1981), Ibrahim (1982) und Strack (1984) gefunden werden und soll hier nicht wiederholt werden. Als wichtigstes Entwurfskriterium ist zu beachten, daß die Impulsantwort im Zeitbereich minimal ist, um eine Dekonvolution effektiv durchführen zu können.

Datenverarbeitung und Interpretation:

Ein wichtiger Teil der Datenverarbeitung, das Stapeln, findet in direktem Anschluß an die Messung noch an dem Meßpunkt statt. Als Stapelalgorithmus wird ein selektiver, statistischer Algorithmus benutzt, der den Vorteil hat, daß er das Signal-zu-Rausch Verhältnis gegenüber dem normalen Mittelwertstapeln stark verbessert, wenn industrielles (nicht weißes Gaußsches) Rauschen vorliegt. Ein Beispiel hierfür ist in Abbildung 4 gezeigt. Der obige Transient in der Abbildung ist das Resultat von normalem Mittelwertstapeln der Daten, wohingegen der untere Transient aus dem selektiven Stapeln resultiert (Walker et al., 1982; Stoyer and Strack, 1984; Strack, 1984). Die Funktion des selektiven Stapelns kann anhand von Abbildung 5 veranschaulicht werden. Zuerst wird der ~~eri~~-te Datenpunkt aller  $n$  Zeitreihen (Transienten) nach der Amplitude geordnet. Die niedrigsten und höchsten Amplituden repräsentieren nicht statistische, industrielle Signalanteile. Ein empirisch ermittelter Prozentsatz wird am oberen und unteren Ende der Amplitudenskala abgezogen (umrandete  $x$  in der Abbildung) und von den verbleibenden Datenpunkten wird ein vorläufiger Mittelwert und Standardabweichung berechnet, die dann als Auswahlkriterium für die tatsächlichen Daten dienen. Dieser Prozeß wird für jeden einzelnen Punkt der Zeitreihen (Transienten) durchgeführt und als Resultat erhält man den gestapelten Transient. Nach der üblichen "onset" und "DC-level" Kontrolle wird dann die Systemresponse des Signals der Dekonvolution unterzogen. Ein Beispiel dafür ist in Abbildung 6 gezeigt. Der obere Transient ist der selektiv gestapelte Transient, der untere der gleiche nach der Anwendung eines Dekonvolutionsfilters. Der Vorteil dieses speziell für Transienten entwickelten Dekonvolutionsfilters im Zeitbereich ist die Wiederherstellung der Anfangsamplitude und das Glätten der Daten (LaCoste, 1982; Ioup und Ioup, 1983; Stoyer und Strack, 1984). Frequenzbereich-Dekonvolution verstärkt üblicherweise das Rauschen und ist daher unzulänglich (Strack et al., 1982). Nach der Dekonvolution werden die Daten mit einem zeitvariablen, rekursiven Filter geglättet, was besonders wichtig für spätere Zeiten (late times) ist. Letzlich werden die "early time" und "late time" scheinbare

Widerstandskurven berechnet, wobei die oben erwähnten Gleichungen (2) und (3) benutzt werden. Diese Kurven bilden dann die Grundlage für die Interpretation wie Pseudoprofile und Inversionsrechnungen. Für die Exploration in sedimentären Becken hat sich bisher die eindimensionale Inversion als zuverlässiger als die Pseudoprofile herausgestellt. In dem Inversionsprogramm werden die scheinbaren Widerstände in normierte Spannungen umgewandelt, die dann exakt zu einem geschichteten Erdmodell mit den zugehörigen Widerständen und Schichtmächtigkeiten invertiert werden können.

Beispiel 1: Geologische Kalibrierung im Denver Becken:

Im November 1981 wurden mehrere Testmessungen im Denver Becken durchgeführt. Die Geologie des Beckens ist durch circa eintausend "well logs" und eine großen Anzahl geophysikalischer Messungen (Harthill, 1967) bekannt. Eine neu entwickelte TDEM Apparatur sollte anhand einer Messung über dieser bekannten Geologie kalibriert werden.

Das Messgebiet liegt in der Nähe der Colorado School of Mines Test Area im Nordosten des amerikanischen Bundesstaates Colorado. Die genaue Location des Empfängers ist durch das X in Abbildung 7 gegeben. Diese Location wurde ausgewählt, da es sich dort um einen Ausbiß des Pierre Shale handelt, welches die Berücksichtigung der variablen Deckschicht (Layer 1 in Abbildung 8) entfallen läßt. Die zweite Schicht besteht aus circa 1600 m mächtigen Pierre Shale (an dem Meßpunkt) und die dritte aus circa 400 m Schieferen und dem Dakotasandstein, der an mehreren Stellen öltragend ist. Die vierte und fünfte Schicht in Abbildung 8 besteht aus einer hochresistiven Kombination von Gneissen und Graniten. Alle Schichten sind im Bereich der CSM Test Area von gleichem Widerstand mit nur geringfügigen lateralen Veränderungen (Harthill, 1967). Von dem geologischen Profil in Abbildung 8 ist dann ein geoelektrisches Modell im Drei-Schicht-Fall abgeleitet worden. Von diesem Modell wurden synthetische "early time" and "late time" Scheinbare Widerstandskurven errechnet (durchgezogene Linien in Abbildung 9). Die Meßdaten der Feldmessungen wurden unter Berücksichtigung oben beschriebener Prinzipien

weiterverarbeitet und sind durch die Punkte in Abbildung 9 dargestellt. Der Anpassungsfehler zwischen den Felddaten und der synthetischen Kurve ist kleiner als 3%. Hiermit war die neue TDEM Apparatur erfolgreich geologisch kalibriert.

Beispiel 2: Testmessungen im Sydney Becken, Australien:

Im Oktober 1983 wurde eine neuentwickelte TDEM Apparatur (Australischer Prototyp) im Sydney-Becken getestet. Das Sydney-Becken besteht hauptsächlich aus deltaischen Sedimenten mit Kohleablagerungen. Unterhalb von ca. 1 km tertiärer Sande und Schiefer befinden sich die Kohleflöze und die Sande und Schiefer des Perm. Die Tiefe des Beckens wird nach Aeromagnetischen Messungen mit circa 3500 m angenommen.

An acht Meßpunkten wurden in knapp zwei Tagen 320 Transiente gemessen und gestapelt. Die Resultate des selektiven Stapelns sind in Abbildung 10 gezeigt. Das Signal-zu-Rausch Verhältnis wird von Station 6 bis 8 wesentlich schlechter, da die Messungen während eines starken Gewitters durchgeführt wurden. Bei der Inversion gab es nach mehreren Versuchen nur ein geoelektrisches Modell, welches für alle Stationen als Anfangsmodell für die Inversion benutzt werden konnte. Dieses Modell bestand aus vier Schichten. Die erste und dritte Schicht ist 1 km dick mit einem Widerstand von 25-50 Ohm m. Die zweite und vierte Schicht sind gut leitend mit 1 Ohm m Widerstand und 200 m Schichtmächtigkeit bei der zweiten Schicht. Anfangs wurden die erste und dritte Schicht mit den Sanden und Schiefen des Tertiär bzw. des Perm korreliert. Die zweite Schicht konnte die Kohleflöze des Perm simulieren. Der Widerstand der vierten Schicht war anfangs fraglich und wurde den Stabilitätsbedingungen des Inversionsalgorithmus zugeschrieben. Erst viel später stellte sich heraus, daß auch diese Schicht mit weiteren Kohleflözen korreliert werden konnte.

Im Anschluß an die geoelektrische Interpretation wurden die seismischen, aeromagnetischen und geologischen Daten benutzt, um die TDEM Ergebnisse mit der Becken-Geologie zu korrelieren (Strack, 1984). Dieser Korrelationsversuch ist in Abbildung 11 dargestellt. Die linke Spalte repräsentiert die statistisch gemittel-

ten Inversionsergebnisse der TDEM Messungen. Die korrespondierende Geologie ist in der mittleren Spalte beschrieben. In der rechten Spalte sind die Seismik- und Aeromagnetikinterpretationen des Bureau of Mineral Resources (Mayne et al., 1974) auf das Messgebiet übertragen worden. Bemerkenswert ist die gute Korrelation der unteren Grenze der zweiten Schicht (Illawarra Kohleflöze) mit 1150 Metern bei der TDEM Interpretation und 1190 Metern bei der Seismik. Der Horizont in circa 2500 Metern Tiefe, die Greta Kohleflöze, läßt sich wohl auch noch mit der Seismik korrelieren, ist jedoch fraglich, da das Signal-zu-Rausch-Verhältnis zu späteren Zeiten relativ klein wurde. Weitere Messungen sind notwendig um diesen Horizont und die Tiefe des Beckens zu bestimmen. Von Bohrlochmessungen in 10 km Entfernung vom Testgebiet ist nur sehr wenig Information zu gewinnen aufgrund der komplizierten Geologie. Die obere Schicht liefert einen mittleren Widerstandswert von 41 Ohm m bei den Bohrlochmessungen (Strack, 1984), die TDEM Messungen jedoch nur  $32 \pm 10$  Ohm m. Wenn man die große Entfernung zwischen Meßgebiet und Bohrloch berücksichtigt, ist diese Übereinstimmung noch relativ gut. Weiterhin wurde bei den Bohrungen festgestellt, daß der obere Teil der Illawarra Kohleflöze sehr sandig ist, was das Nichtübereinstimmen der ersten Schichtgrenze zwischen Seismik und TDEM erklärt. Das heißt, der Widerstandskontakt ist im oberen Teil der Kohleflöze noch nicht groß genug, um sich bei den TDEM Messungen als Schichtgrenze bemerkbar zu machen.

#### Zusammenfassung:

Obwohl die TDEM Tiefensondierungsmethode eine noch sehr junge Methode ist, sind jedoch schon erstaunliche Ergebnisse mit ihr erzielt worden. Das liegt hauptsächlich an der digitalen Datenverarbeitung und der numerischen Interpretation. In Colorado wurde die Methode über bekannter Geologie mit produzierenden Kohlenwasserstoffvorkommen erfolgreich kalibriert. In Australien gaben selbst die ersten Testmessungen mit einer Prototypapparatur schon vielversprechende Ergebnisse.

Für die Zukunft gibt es sicherlich noch eine Menge Verbesserungen, hauptsächlich auf dem Gebiet der Interpretation, wobei man sicherlich bald zu mehreren Dimensionen bei der Modellrechnung übergehen sollte.

Literatur:

- Harthill, N., 1968, The CSM test area for electrical surveying methods, Geophysics 33(4), 675-78.
- Ibrahim, K.E., 1982, A time-domain electromagnetic survey of Cochetopa Hills and Alkali Springs, Sagauche, South-Central Colorado, M.Sc. thesis, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 191pp.
- Ioup, G.E. and Ioup, J.W., (1983), Iterative deconvolution, Geophysics 48, 1278-1290.
- Kaufman, A.A., 1978, Resolving capabilities of the inductive methods of electroprospecting, Geophysics 43, 1392-1398.
- Kaufman, A.A. and Keller, G.V., 1983, Frequency and Transient Soundings, Elsevier, 685pp.
- LaCoste, L.J.B., 1982, Deconvolution by successive approximation, Geophysics 47, 1724-1730.
- Mayne, S.J., Nicholas, E., Bigg-Wither, A.L., Rasidi, J.S. and Raine, M.J., 1974, Geology of the Sydney Basin - A review, BMR Bulletin 149, Australian Publishing Service, 229pp.
- Nabighian, M.N., 1979, A quasi-static transient response of a conducting half-space - An approximate representation, Geophysics 44(10), 1706-21.
- Spies, B.R., 1980, The application of the transient electromagnetic method in Australian conditions field examples and model studies, Ph. D. thesis, Macquarie University, Australia, 223pp.
- Spies, BR. 1983, Recent developments in the use of surface electrical methods for oil and gas exploration in the Soviet Union, Geophysics 48(8), 1102-1113.
- Stoyer, C.H., 1984, pers. communication.
- Stoyer, C.H., Strack, K.-M., 1984, The deep transient electromagnetic sounding technique, paper presented at the 46th EAEG meeting in London, paper 401.
- Strack, K.-M., 1981, A method for the determination of sandstones using a variable state approach, M. Sc. Thesis T-2476, Colorado School of Mines, Golden, 162pp.
- Strack, K.-M., Ibrahim, A.W., Keller, G.V. and Stoyer, C.H. (1982), A method for the determination of the thermal conductivity of sandstones using a variable state approach, Geophysical Prospecting 30, 454-469.
- Strack, K.-M., 1984, The deep transient electromagnetic sounding technique: First field test in Australia, Exploration Geophysics, Bull. Aust. Soc. Explor. Geophys. 15 (4) (in print).
- Strack, K.-M., Tasci, M.T., Harthill, N., 1984, Exploration with the deep time-domain EM sounding method in the United States and Australia, paper presented at the 46th EAEG meeting in London, paper 404.
- Tulinus, H., 1980, Time-domain electromagnetic survey in Krafla, Iceland, M. S. Thesis T-2325, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 73pp.
- Walker, R.C., Harthill, N., Strack, K.-M., Lee, D.S., 1982, Sensitivity analysis for transient electromagnetic sounding inversions, paper presented at the 52nd Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists, paper NS.8.
- Whan, W.J., Chan, Y.C., Keller, G.V., 1983, Time Domain Electromagnetic Surveys at the Chin Swei Geothermal Field, Republic of China, paper presented at the 53rd Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists, paper GT4.

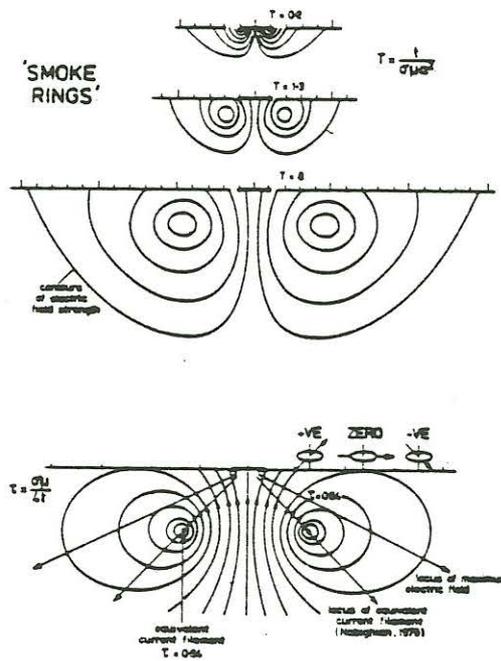


Abbildung 1: 'Smoke Ring' System, welches durch das Abschalten des Stromes eines magnetischen Dipolsender aufgebaut wird. Dieses System breitet sich mit fortschreitender Zeit in die Tiefe und zur Seite aus. (nach Spies, 1980)

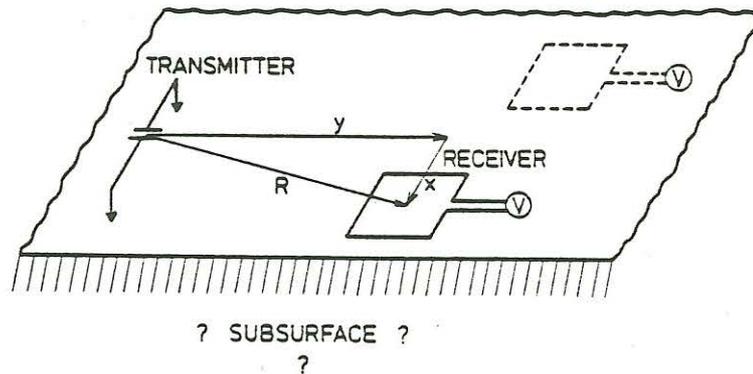


Abbildung 2: Typischer Feldaufbau einer TDEM Apparatur

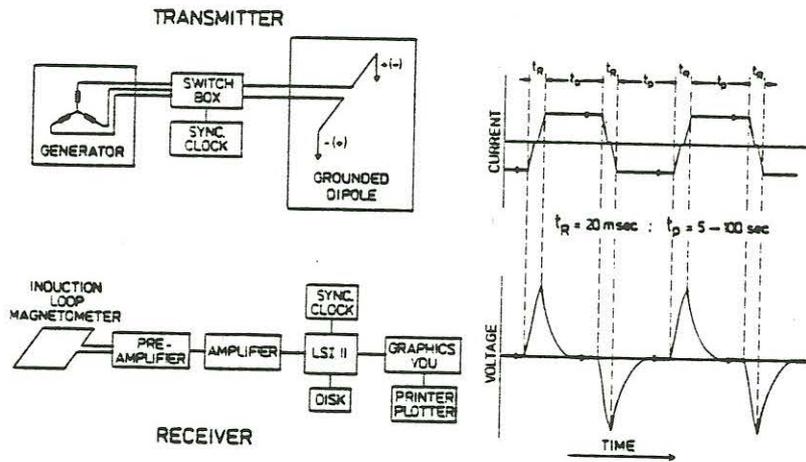


Abbildung 3: Blockdiagramm des Sende- und Empfangsteiles einer TDEM Apparatur mit den zugehörigen Strom- bzw. Spannungssignalen (nach Stoyer und Strack, 1984)

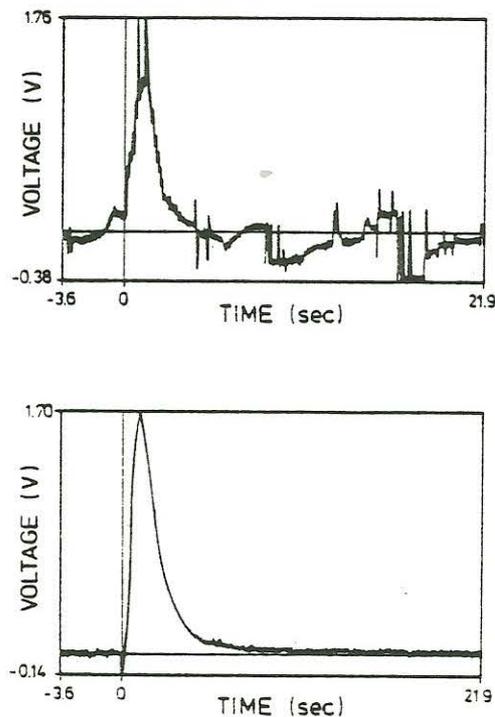


Abbildung 4: Beispiel zweier Stapelalgorithmen für dieselben Meßdaten. Der obere Transient resultiert aus einem Mittelwertstapelalgorithmus, der untere aus einem selektiven Stapelalgorithmus (nach Walker et al., 1982)

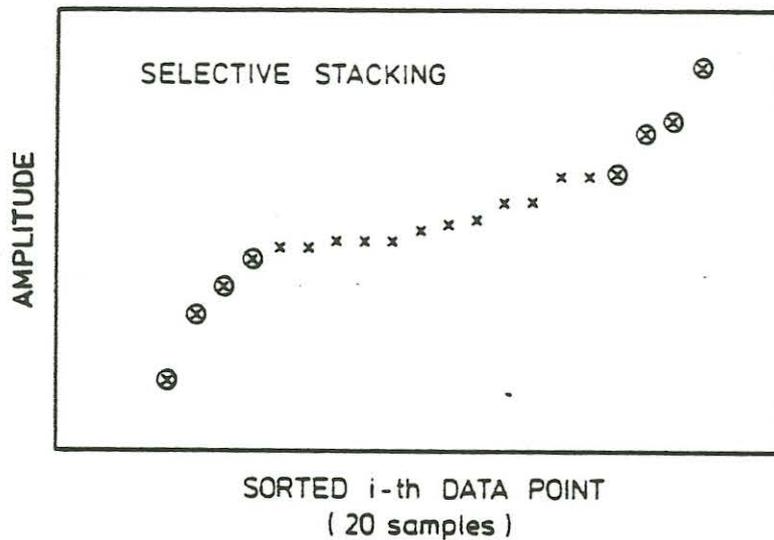


Abbildung 5: Amplitudenverteilung nach der Größe sortiert. Die umrandeten x repräsentieren nicht gaussisch verteiltes Rauschen

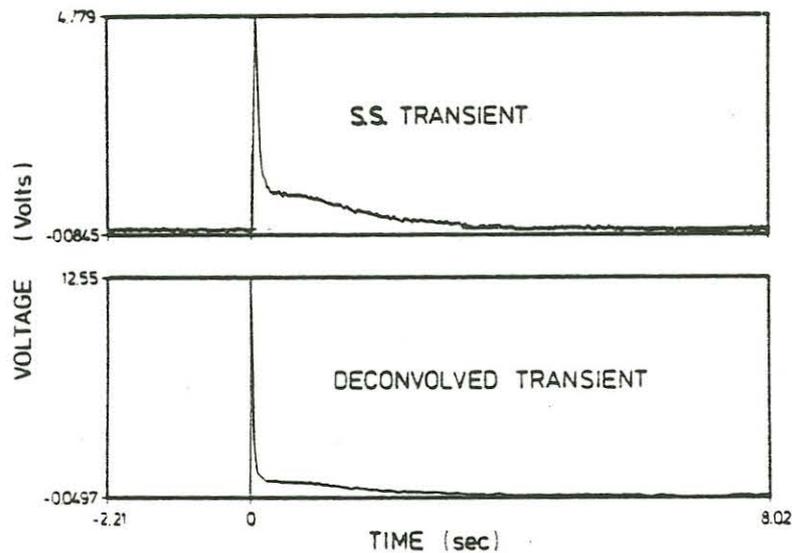


Abbildung 6: Einfluß des Dekonvolutionsfilters auf die Meßdaten. Obiger Transient stellt die selektiv gestapelten Daten dar, unterer die gleichen Daten nachdem sie mit einem iterativen Dekonvolutionsalgorithmus gefiltert wurden (nach Stoyer und Strack, 1984)

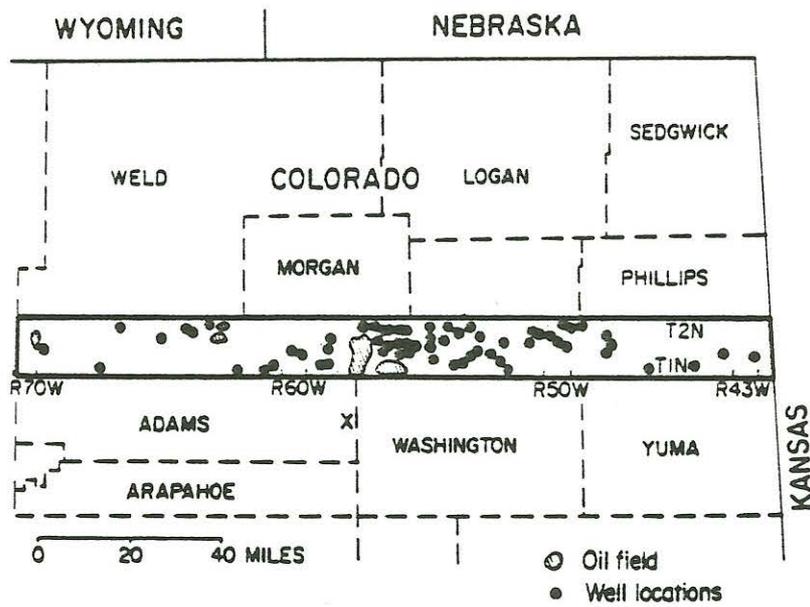


Abbildung 7: Locationskarte des Colorado School of Mines Testgebietes (umrandet) und der TDEM Meßpunkte (x). (nach Strack et al., 1984)

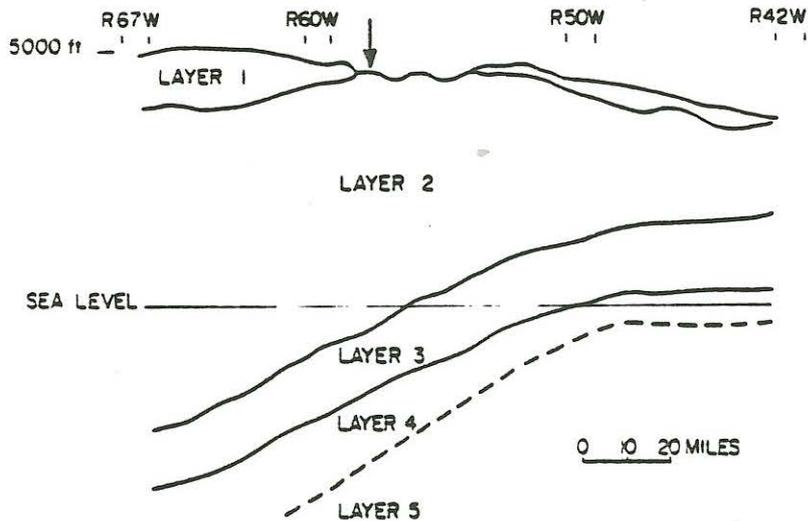


Abbildung 8: Geologisches Tiefenprofil des CSM Testgebietes. Der Pfeil kennzeichnet die Projektion des TDEM Meßpunktes auf das Profil (nach Strack et al., 1984)

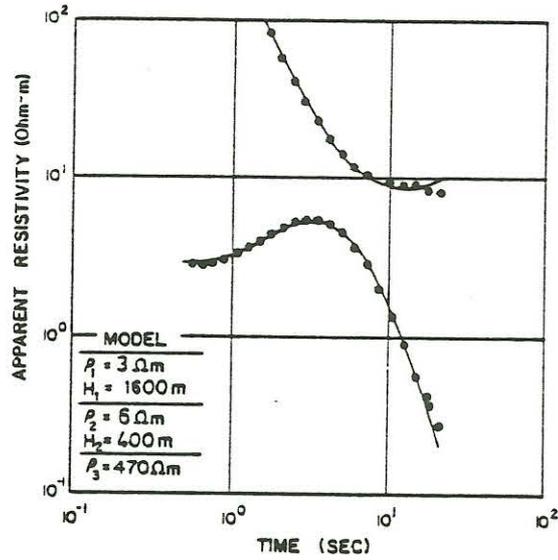


Abbildung 9: Synthetische "early time" und "late time" scheinbare Widerstandskurven (durchgezogene Linien) und die der Meßdaten (Punkte). (nach Strack et al., 1984)

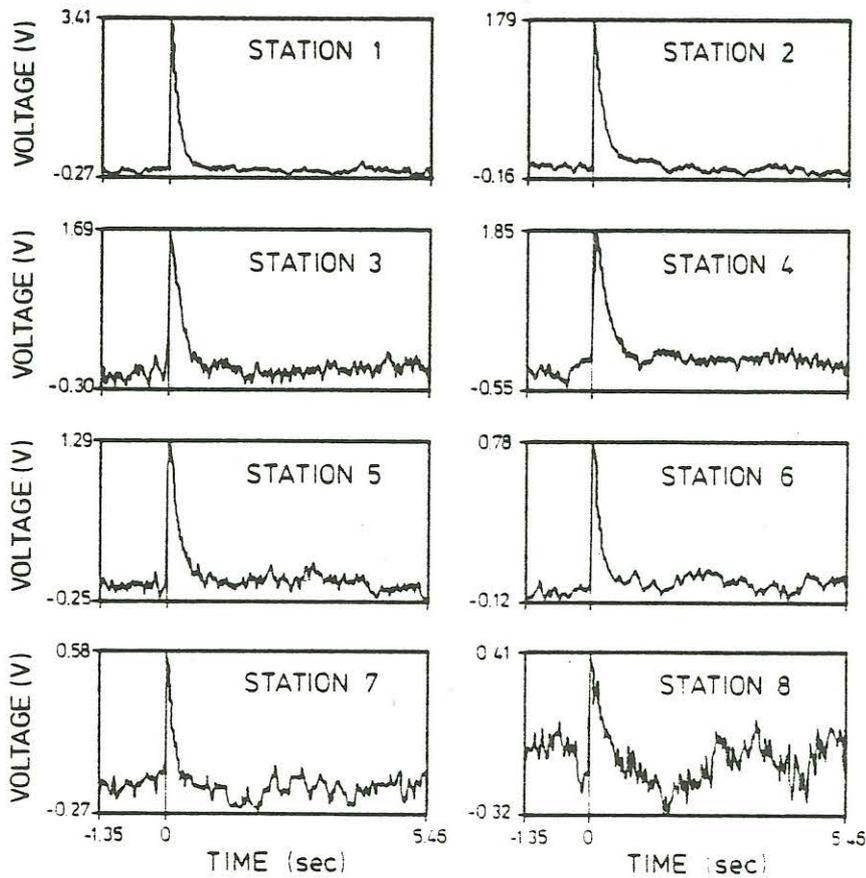


Abbildung 10: Selektiv gestapelte Meßdaten der Sydney Messung für Stationen 1 bis 8. (nach Strack, 1984)

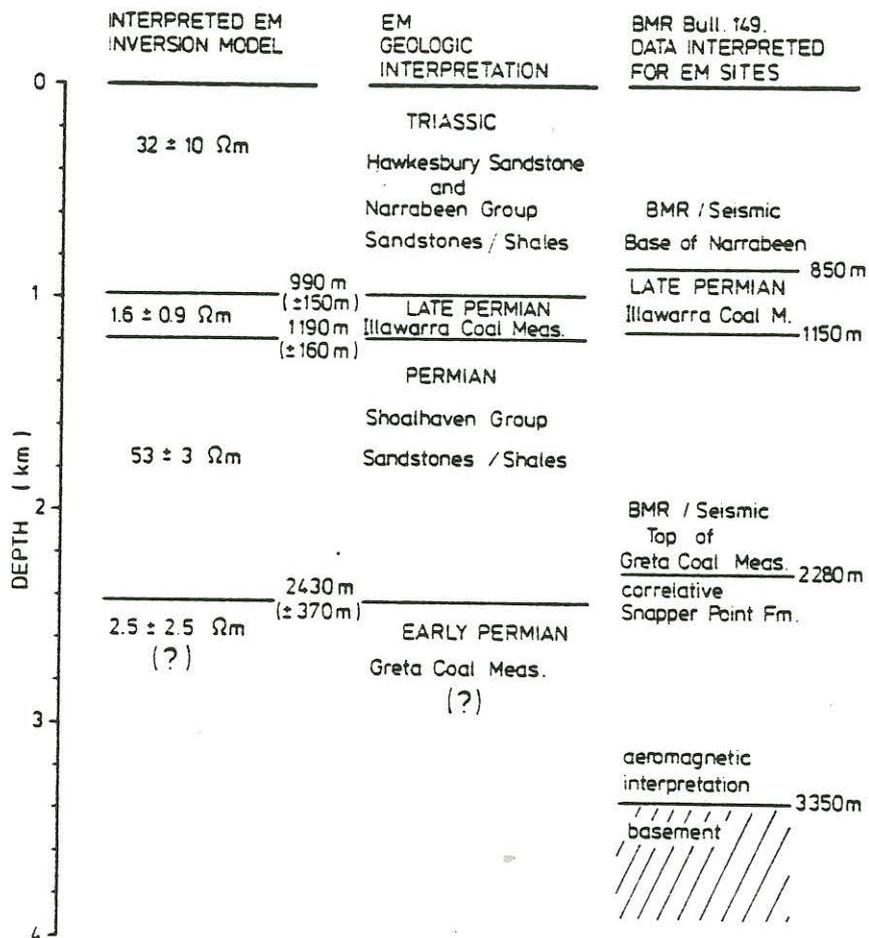


Abbildung 11: Graphische Darstellung der Korrelation zwischen den TDEM Messungen (links), der Geologie des Sydney Beckens (Mitte), und der Seismik und Aeromagnetik Interpretation (rechts). (nach Strack, 1984)