

# TEM und RMT zur Strukturbestimmung eines Aquifers im Becken von Ouarzazate (Marokko)

Annika Steuer<sup>1</sup>; S. Helwig<sup>1</sup>; B. Tezkan<sup>1</sup>

## Zusammenfassung

*In diesem Artikel wird eine Pilotstudie vorgestellt, bei der elektromagnetische Messungen in Marokko durchgeführt wurden. Die grundsätzliche Frage war, ob es möglich ist, in einem ausgewiesenen Messgebiet die Tiefe der Grenze von Aquifer und Grundwasserstauer zu detektieren. Sowohl geologische Bohrungen als auch die Inversionsstatistik bestätigen die Genauigkeit der aus TEM- und RMT-Messungen bestimmten Tiefe. Somit wäre es vielversprechend, die Oberkante der Grundwasserstauer (Tone-Mergel) im Untersuchungsgebiet auch flächenhaft bis in eine Tiefe von 100m zu kartieren, was wichtige Informationen für die hydrogeologische Bewertung liefern würde.*

## 1. Einleitung

Im Rahmen des IMPETUS<sup>2</sup>-Projektes der Universität zu Köln und der Universität Bonn wurden im März 2001 geophysikalische Messungen in Marokko durchgeführt.

Das Ziel dieser Messungen war es, im Becken von Ouarzazate einen Beitrag zur Charakterisierung des Grundwassersystems hinsichtlich des geologischen Aufbaus zu leisten und damit zum verbesserten Verständnis der geosphärischen Komponente des hydrologischen Zyklusses beizutragen. Dazu gehören die Bestimmung der Struktur des Aquifers wie Mächtigkeit, Neigung und Grundwasserflurabstand. Die Aufgabe der Geophysik war also die Grenze von Aquifer und Grundwasserstauer zu detektieren. Dazu wurden im Rahmen einer Pilotstudie elektromagnetische (EM) Messungen durchgeführt.

## 2. Geologie

Das Messgebiet von IMPETUS in Marokko ist das Einzugsgebiet des Flusses Drâa. Dieses Einzugsgebiet kann in drei geologische Großeinheiten unterteilt werden :

- Hoher Atlas
- Becken von Ouarzazate
- Anti-Atlas

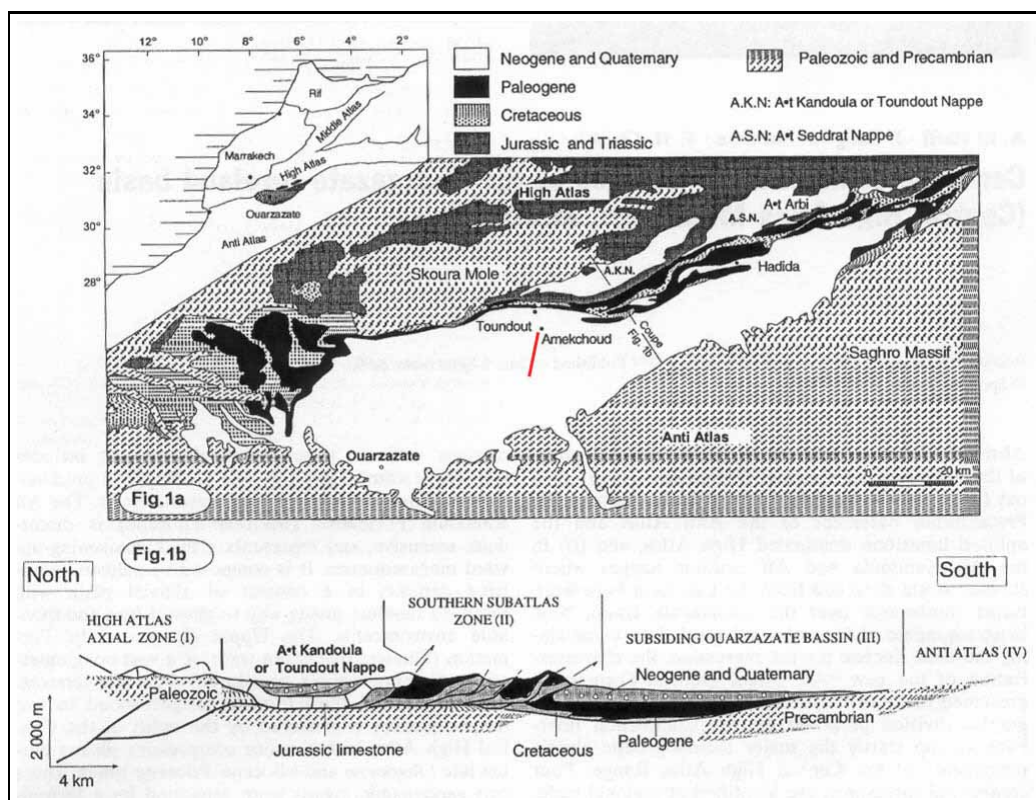
Das 7,9 km lange geophysikalische Messprofil liegt am Südrand des Hohen Atlas im Becken von Ouarzazate zwischen den Oasen Skoura und Toundout. Das Becken von Ouarzazate

---

<sup>1</sup>Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Deutschland

<sup>2</sup>Integratives Management-Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika

liegt zwischen dem intrakontinentalen Hohen Atlas Gebirge im Norden und dem Anti Atlas im Süden.



**Abbildung 1:** Geologische Karte vom westlichen Teil des Atlas-Gebirges [Harfi et al., 2000].

Nach Harfi et al. [2000] gab es dort zwei Haupt-Sedimentationsphasen: Zum einen marine Ablagerungen zwischen der späten Kreide und dem mittleren Eozän und vom späten Eozän bis zum Quartär die Füllung des durch die Erhebung des Hohen Atlas entstandenen Beckens mit mächtigen kontinentalen Serien. Die quartären Schotter, die auf den Red Bed-Sedimenten des Mio-Pliozäns (Mergel, Ton- und Siltsteine) auflagern, spiegeln das Liefergebiet, den Hohen Atlas wieder. Nach Service Géologique du Maroc [1977] und Harfi et al. [2000] ist die gesamte Folge der phanerozoischen Ablagerungen 2000 m bis 3000 m mächtig und lagert nach Jacobshagen [1988] präkambrischen Andesiten auf.

Im Becken von Ouarzazate wurden 1981 im Auftrag der ORMVAO<sup>3</sup> geologische Bohrungen durchgeführt [ORMVAO, 1981]. Bei den meisten der uns vorliegenden Bohrprotokollen liegt der Übergang von Sanden und Kiesen zu rotem Mergel ("marnes rouges") in Tiefen zwischen 15-60 m.

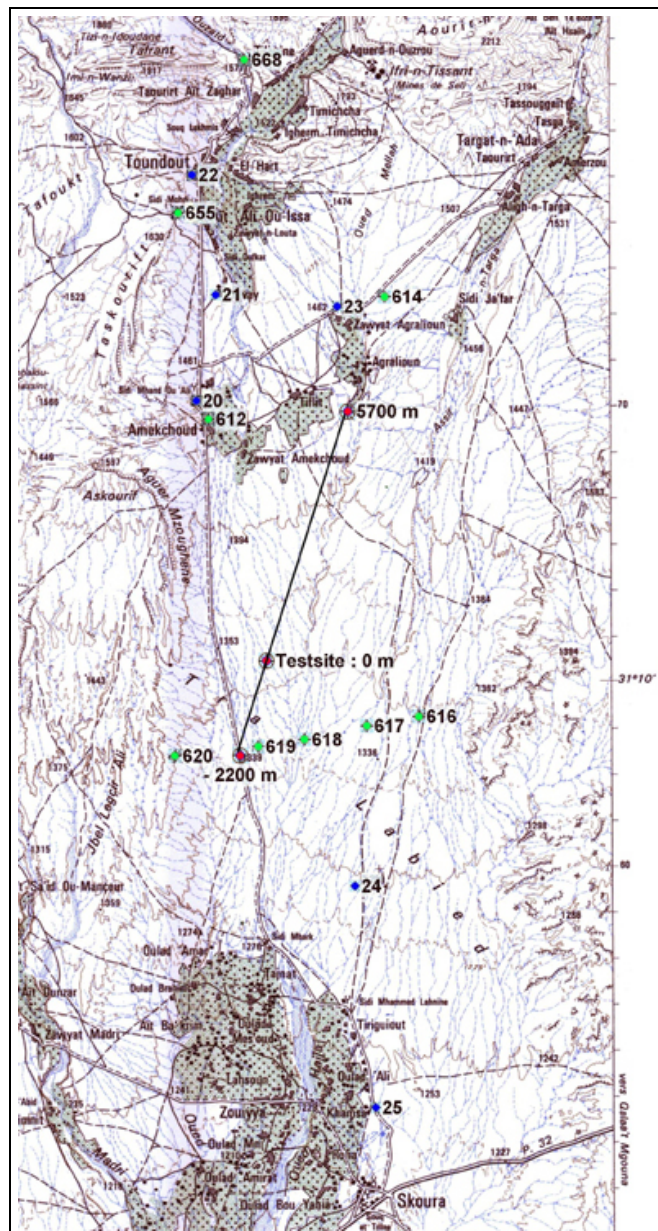
### 3. Methodik

Die geologischen Vorinformationen lassen darauf schließen, dass ein hinreichend großer elektrischer Widerstandskontrast in einer Tiefe vorliegt, in der man ihn gut mit Transient-Elektromagnetik (TEM) [Telford et al., 1990] und Radio-Magnetotellurik (RMT) [Tezkan,

<sup>3</sup>Organisation Régional pour la Mise en Valeur Agricole de Ouarzazate

1999] auflösen kann, beides EM-Methoden zur Flacherkundung, die sich je nach Konfiguration in ihrer Eindringtiefe überlappen oder ergänzen.

Für die Messung wurde ein knapp 8 km langes Profil quer durch das Sedimentbecken von Ouarzazate, zwischen Skoura im Süden und Toundout im Norden gelegt (Abb. 2). Mit RMT wurde der oberflächennahe Bereich bis ca. 30 m und mit TEM der tiefere Bereich bis ca. 100 m kartiert.



**Abbildung 2:** Messprofil (rot, -2200 m bis 5700 m) zwischen Skoura und Toundout nordöstlich von Ouarzazate, Brunnen (blau, 20 bis 25), geologische Bohrungen (grün, 612 bis 668).

#### 4. Durchführung der RMT-Messung

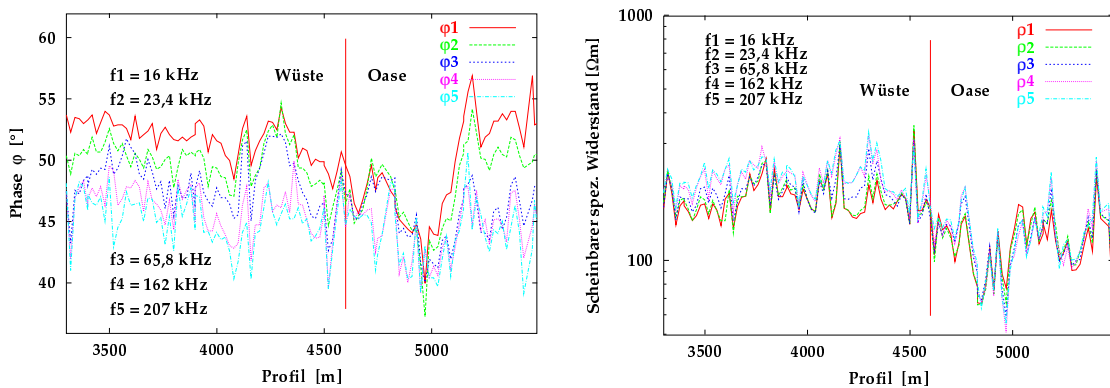
Aus Richtung Nord-Nordost kamen die meisten RMT-Sendesignale, die den nutzbaren

Frequenzbereich von 16 kHz bis 207 kHz abdecken. Deshalb wurde die Profilrichtung auf 20° N festgelegt.

Die vorwiegend europäischen Sender waren allerdings sehr schwach, dafür fast ungestört. Zudem ist die Wahl dieser Richtung auch aus geologischer Sicht sinnvoll, da dies grob der Richtung des Höhenprofils entspricht. Das Profil konnte so gelegt werden, dass es durch die von IMPETUS ausgewiesene Testsite "Trab Labied" geht und in eine Oase bei Amekchoud führt. So wurden die Bereiche Wüste und Oase abgedeckt.

Um eine hohe laterale Auflösung zu erlangen, wurde alle 20 m ein RMT-Messpunkt mit 5 m Elektrodenabstand aufgenommen, wobei das  $\vec{E}$ -Feld in Richtung Sender ( $E_x$ ) und das  $\vec{H}$ -Feld senkrecht dazu ( $H_y$ ) gemessen wurde.

Der harte und trockene Boden hat die RMT-Messung erheblich erschwert. Die Elektrodenlöcher mußten vorgebohrt werden, wodurch die Messung sehr zeitaufwendig wurde. Um eine bessere Ankopplung zu erreichen und die Sender abgleichen zu können, mußten die Elektroden oft mehrmals mit Salzwasser angegossen werden. Insgesamt hat die Methode auch unter diesen Bedingungen funktioniert und trotz der Ankopplungsprobleme ließen sich die Daten gut 2D-invertieren.



**Abbildung 3:** RMT-Daten: a) Phasen und b) scheinbare spezifische Widerstände der 5 benutzten Frequenzen am Übergang Wüste-Oase bei 4600 m.

Auf Abbildung 3 sieht man starke Sprünge in den Daten benachbarter Messstationen, die durch unterschiedliche Ankopplung begründet sind. Für die 2D-Inversion [Mackie et al., 1997] konnten die Daten unverändert benutzt werden, für die 1D-Inversion (Marquardt-Levenberg-Verfahren [Meju, 1994]) wurden jeweils die Daten dreier benachbarter Stationen gemittelt. Die kleineren Frequenzen haben eine größere Eindringtiefe und man erkennt schon an den Rohdaten, dass die Leitfähigkeit in der Tiefe zunimmt.

Das Ergebnis sind 380 RMT-Sondierungen.

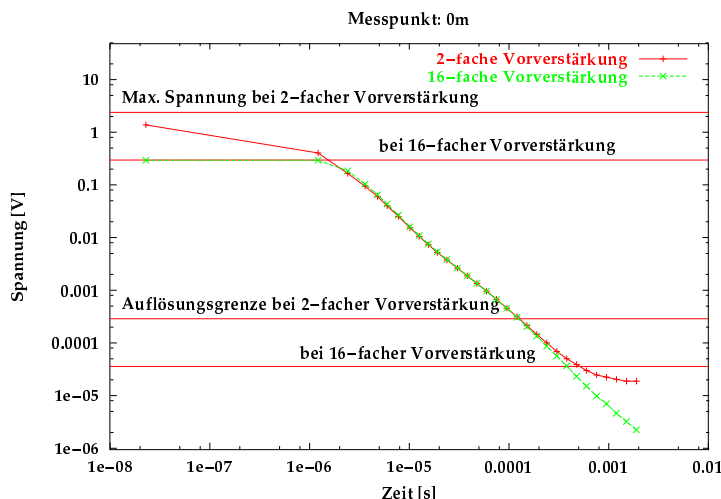
## 5. Durchführung der TEM-Messung

Auf dem von der RMT vorgegebenen Messprofil wurden alle 200 m TEM-Central-Loop Messungen gemacht. An jeder Messstation wurde mit zwei verschiedenen Sendergrößen (50 m × 50 m und 20 m × 20 m) und einer 5 m × 5 m-Empfängerspule über den Zeitbereich von 10<sup>-6</sup> s bis 10<sup>-3</sup> s nach Abschalten des Sendestroms gemessen.

Das Ergebnis sind TEM-Messungen an 44 Stationen.

### Dynamikerweiterung

Bei Probemessungen in Köln hat sich gezeigt, dass der Dynamikbereich des Nano-TEM-Gerätes für Sondierungen über einen größeren Tiefenbereich zu klein ist [Gaidetzka, 2002]. Um ihn zu erweitern, wurde jede Messung mit jeweils zwei verschiedenen Vorverstärkungen durchgeführt.



**Abbildung 4:** Transienten des  $50\text{ m} \times 50\text{ m}$ -Senders mit verschiedenen Vorverstärkungen.

In Abbildung 4 ist die Spannung gegen die Zeit nach Abschalten des Sendestroms für beide gemessenen Verstärkungen eingezeichnet. Die Spannung zu frühen Zeiten wird gut aufgelöst, wenn der Strom so weit reduziert wird, dass die Spannung bei frühen Zeiten nicht übersteuert ist. Die Spannung zu späten Zeiten wird jetzt in der Regel nicht mehr gut aufgelöst, sie liegt unter der kleinsten messbaren Spannung. Da die Spannungswerte intern gemittelt werden, wird die Kurve kontinuierlich flacher und es besteht die Gefahr der Fehlinterpretation einer besser leitenden Schicht in der Tiefe.

Um das Signal zu späten Zeiten über die Digitalisierungsgrenze zu heben, wird manuell eine größere Vorverstärkung gewählt. Bei dem Nano-TEM ist eine 16-fache Vorverstärkung die größte einstellbare Verstärkung. Zu frühen Zeiten wird die Spannung jetzt nicht mehr aufgelöst, die Spannungsskala ist sozusagen “am Anschlag”.

Die Spannungswerte zu mittleren Zeiten sind wie erwartet mit beiden Verstärkungen nahezu identisch (Abb. 4). Den richtigen Transienten erhält man durch Kombination beider Kurven. Den ersten Teil bilden die mit niedriger Verstärkung gemessenen Daten, den zweiten Teil die mit hoher Verstärkung gemessenen Daten. Spannungen unter der Auflösungsgrenze werden nicht mitinvertiert.

### Vorzeichenwechsel

Bei den Messungen mit der  $20\text{ m} \times 20\text{ m}$ -Spule kann man zu frühen Zeiten durchgehend einen Vorzeichenwechsel beobachten (Abb. 5).

Die Ursache dafür ist, dass eine Spule einem Schwingkreis entspricht [Kamenetsky und Oelsner, 2000] und der Sendestrom nach dem Abschalten schwingt, wenn er nicht stark genug gedämpft wird. Der beobachtete Vorzeichenwechsel ist ein Indiz dafür, dass zu den

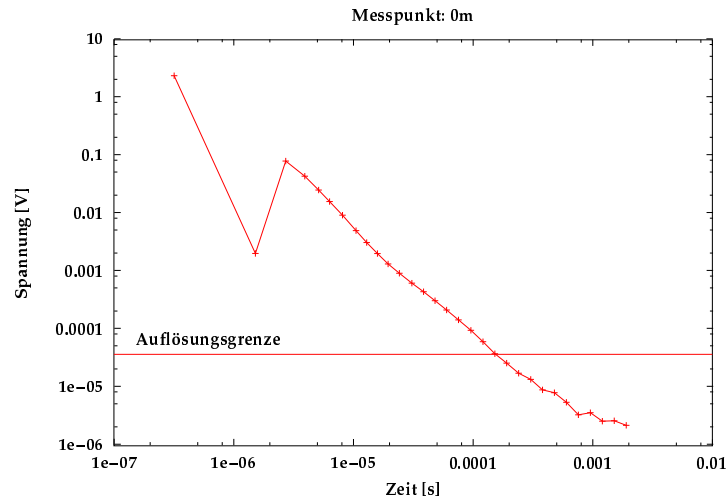


Abbildung 5: Transient des 20 m  $\times$  20 m-Senders.

ganz frühen Zeiten kein exaktes Signal gesendet wurde und somit die gemessenen Spannungen nicht aussagekräftig sind. Für die Datenverarbeitung hat das als Konsequenz, dass bei den Daten des 20 m  $\times$  20 m-Senders die ersten drei Spannungswerte in der Inversion nicht berücksichtigt werden sollten und dadurch Information über die oberflächennahe Widerstandsverteilung verloren geht.

## 6. Auswertung

Die Inversionsergebnisse beider Methoden stimmen gut überein. Sie zeigen die gleiche Struktur der gut leitfähigen Schicht in der Tiefe und das Ansteigen der Leitfähigkeit der obersten Schicht in der Oase.

Die TEM-Daten wurden mit dem Marquardt-Levenberg-Verfahren [Meju, 1994] 1D-invertiert und lassen sich mit einem Dreischichtfall mit nach unten zunehmender Leitfähigkeit anpassen (Abb. 6).

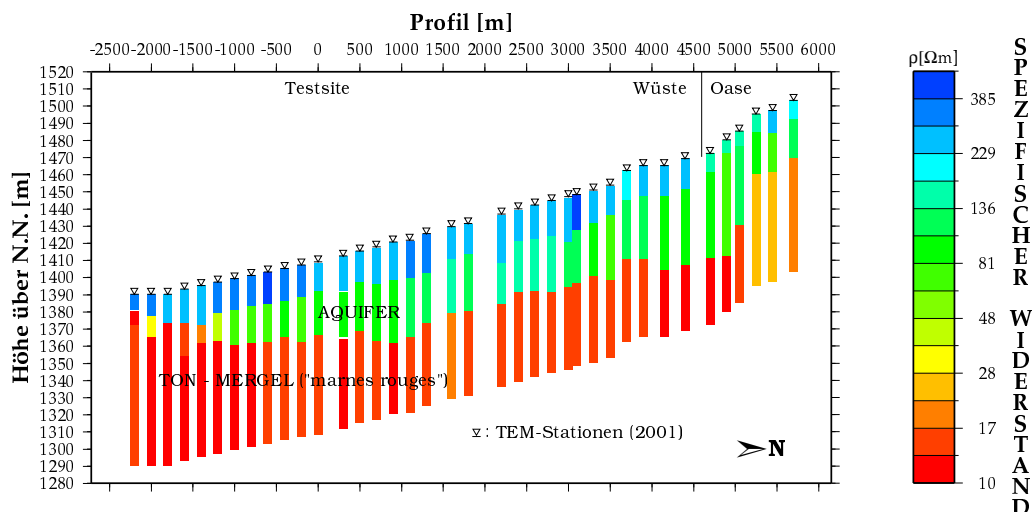
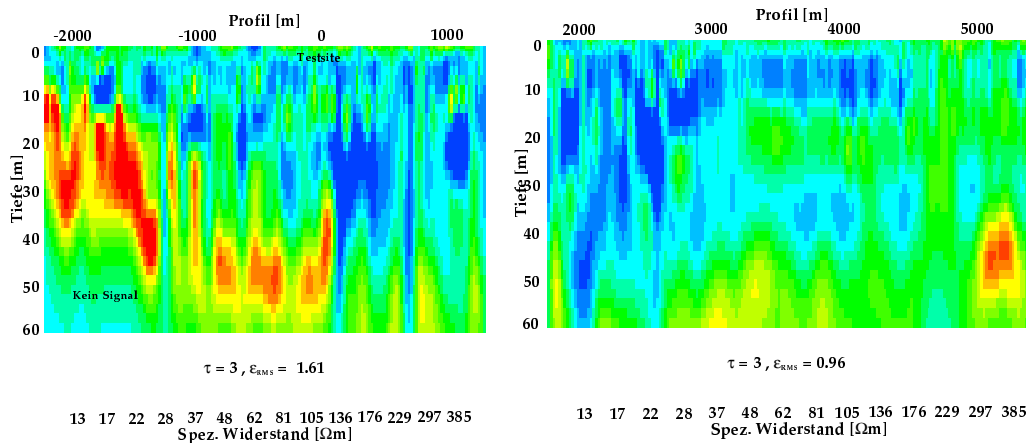


Abbildung 6: TEM-1D-Inversionsergebnisse des 50 m  $\times$  50 m-Senders längs des Profils Skoura-Toundout.



Die Ergebnisse der RMT-2D-Inversion [Mackie et al., 1997] bestätigen diese grobe Struktur (siehe Abb. 7). Da die Eindringtiefe von der Leitfähigkeit des Untergrunds abhängt, kann das Inversionsprogramm kein aussagekräftiges Ergebnis über die Widerstandsverteilung unter der gut leitenden Schicht machen (−2200 m bis 0 m in Abb. 7).



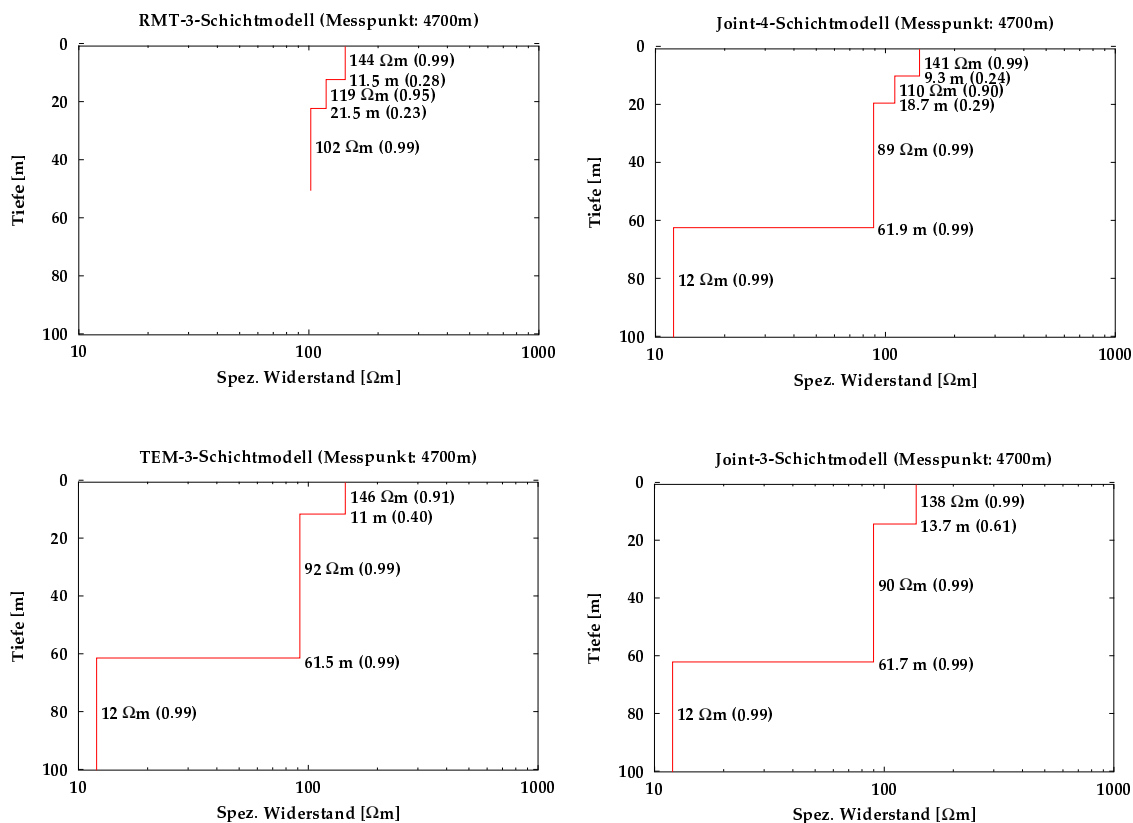
**Abbildung 7:** RMT 2D-Inversionsergebnisse mit  $\tau = 3$ . Die schwarz eingezeichneten Schichtgrenzen beruhen auf den TEM-Inversionsergebnissen.

Es bietet sich an eine 1D-Joint-Inversion [Vozoff und Jupp, 1975] durchzuführen. Hierbei ist die Grundidee, zwei verschiedene Datensätze mit einem Parametersatz zu erklären. Da sich die RMT und die TEM im Tiefenbereich ergänzen, erhält man dadurch eine mächtiger Erkundungszone und im Überlappungsbereich bessere Auflösung. Dass eine Joint-Inversion der TEM-Daten mit den RMT-Daten die Auflösung verbessert, wird am Beispiel eines Messpunktes aus der Oase in Tabelle 1 deutlich.

| RMT (3-Schichtfall)         |             | TEM (3-Schichtfall)         |             | Joint (4-Schichtfall)       |             | Joint (3-Schichtfall)       |             |
|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|
| $\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ] | $z$ [m]     | $\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ] | $z$ [m]     | $\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ] | $z$ [m]     | $\rho$ [ $\Omega\text{m}$ ] | $z$ [m]     |
| 144 (0,99)                  |             | 146 (0,91)                  |             | 141 (0,99)                  |             | 138 (0,99)                  |             |
| 119 (0,95)                  | 11,5 (0,28) |                             |             | 110 (0,90)                  | 9,3 (0,24)  |                             |             |
| 102 (0,99)                  | 21,5 (0,23) | 92 (0,99)                   | 11,0 (0,40) | 89 (0,99)                   | 18,7 (0,29) | 90 (0,99)                   | 13,7 (0,61) |
|                             |             | 12 (0,99)                   | 61,5 (0,99) | 12 (0,99)                   | 61,9 (0,99) | 12 (0,99)                   | 61,7 (0,99) |
| $\epsilon_{RMS} ; p_{eff}$  |             |                             |             |                             |             |                             |             |
| 2,15% ; 3,00                |             | 1,39% ; 3,97                |             | 2,27% ; 4,97                |             | 2,06% ; 4,56                |             |

**Tabelle 1:** Ein Beispiel für die verbesserte Schichtauflösung bei der Joint-Inversion (Messpunkt 4700 m in der Oase).

Hier sind die Inversionsergebnisse für Einzelinversionen von RMT und TEM, und für die gemeinsame Joint-Inversion aufgelistet. Die beste Anpassung des Modells an die Daten liefert die TEM-Inversion (kleinster RMS-Fehler). Aber die Zahl der effektiven Parameter  $p_{eff}$ , die als Summe der "Importances" berechnet wird und besagt, wie viele Parameter effektiv aufgelöst werden [Strack, 1992], liegt beim 3-Schichtfall der Joint-Inversion am nächsten an der Zahl der Modellparameter. Von den 5 Modellparametern sind hier 4,56 effektiv aufgelöst.



**Abbildung 8:** Vergleich der Schichtmodelle von RMT-, TEM und Joint- 1D-Inversion bei Messpunkt 4700 m.

Die Inversionsstatistik der TEM-Inversion belegt die sehr gute Auflösung des spezifischen Widerstandes und der Tiefe des guten Leiters. In der Inversionstheorie (z.B. *Strack* [1992]) ist die sogenannte "Importance" (Dämpfungsfaktor) ein Maß für die Auflösung eines Modellparameters. Sie gibt an, wie wichtig dieser Modellparameter zur Anpassung der beobachteten Daten ist. Die "Importance" kann Werte von 0-1 annehmen. Je größer sie ist, desto besser ist der zugehörige Modellparameter bestimmt.

In Abbildung 9 sind auf der linken Seite Modellparameter und "Importances" für die Messpunkte  $-2200$  m und  $-2000$  m als Ergebnis der Inversionsrechnung eingetragen. Bei Messpunkt  $-2200$  m beginnt der gute Leiter mit einem spezifischen Widerstand von  $11 \Omega\text{m}$  in einer Tiefe von  $9,5$  m. Diese Tiefe ist mit einer "Importance" von  $0,99$  sehr gut aufgelöst, so wie die beiden Widerstände des guten Leiters. Bei Messpunkt  $-2000$  m fängt der gute Leiter in  $24,5$  m Tiefe an, auch hier ist die "Importance" bei Schichttiefe und spezifischem Widerstand mit  $0,99$  sehr hoch. Im Gegensatz dazu ist der spezifische Widerstand der obersten Schicht bei beiden Messpunkten schlecht aufgelöst.

Um die Aussagefähigkeit der geophysikalischen Messergebnisse in Bezug zur Detektion der Sediment-Mergel-Grenze zu unterstreichen, haben wir die uns interessierenden geologischen Bohrungen im Vergleich mit den TEM-Inversionsergebnissen geplottet (Abb. 9). Auch wenn TEM-Messpunkte und Bohrungen nicht genau übereinanderliegen (Abb. 2), ist dieser Vergleich möglich indem man die Lage der Bohrungen auf das Profil projiziert.



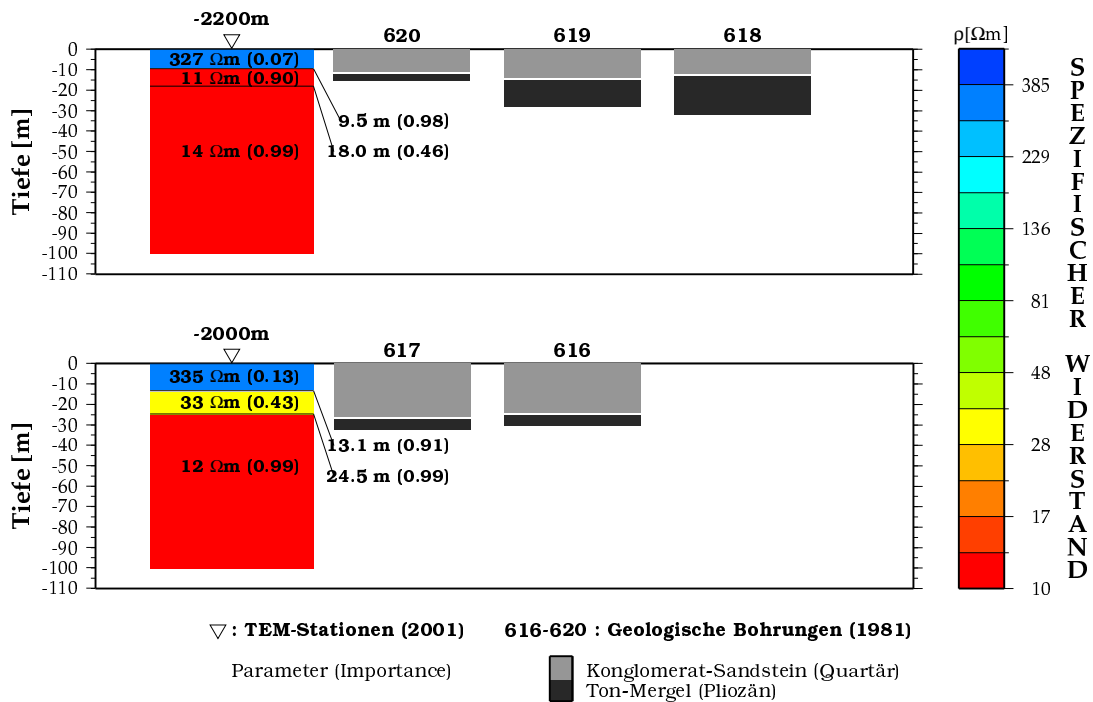


Abbildung 9: Vergleich des TEM-Inversionsergebnisses bei Profilmeter  $-2200\text{ m}$  und  $-2000\text{ m}$  mit den geologischen Bohrungen 616-620.

## 7. Interpretation

Nach dem Vergleich mit den geologischen Bohrungen gehe ich davon aus, dass die unterste sehr gut leitende Schicht mit einem spezifischen Widerstand von  $10\ \Omega\text{m}$  bis  $20\ \Omega\text{m}$  eine Ton oder Mergel führende Schicht ist, die als Grundwasserstauer fungiert. Ihre Tiefe variiert zwischen  $10\text{--}20\text{ m}$  im Süden und  $40\text{--}60\text{ m}$  im Norden (Abb. 6). Die Widerstandsverteilung der darüber liegenden Sediment- und Konglomeratschicht könnte deren Feuchtigkeitsgehalt widerspiegeln, wobei der besser leitende Bereich feuchter als der darüberliegende schlechter leitende Bereich wäre. Dass unsere Methoden sensitiv für diese Unterschiede im Feuchtigkeitsgehalt sind, wird durch die Messungen in der Oase bestätigt. Hier zeigen die Inversionsergebnisse bei beiden Methoden eine deutlich bessere Leitfähigkeit im oberflächennahen Bereich. Den Stand des Grundwasserspiegels allein aus den Inversionsergebnissen abzuleiten wird schwer, aber Messungen der Wasserstände um die  $20\text{ m}$  in nahegelegenen Brunnen sprechen für die Interpretation der ersten Schichtgrenze der TEM-Inversion als Grundwasserspiegel, doch es ist zu beachten, dass die tiefe der ersten Schichtgrenze nicht immer gut bestimmt ist.

## 8. Fazit

Abschliessend kann man sagen, dass diese Pilotstudie erfolgreich war. Die Kombination von RMT und TEM hat gezeigt, dass die Ergebnisse beider Methoden korrelieren und die RMT den oberflächennahen Bereich besser auflöst. Dadurch führte die Joint-Inversion zwar zu einer leichten Verbesserung des Schichtmodells, die aber so gering

ist, dass die aufwendige Messung mit RMT über das gesamte Becken uneffektiv ist. Es wäre aber vielversprechend mit TEM-Messungen die Oberkante der Grundwasserstauer (Tone-Mergel) im Untersuchungsgebiet auch flächenhaft bis in eine Tiefe von 100 m zu kartieren, was wichtige Informationen für die hydrogeologische Bewertung liefern würde.

## Literatur

- Gaidetzka, A.**, Erste Anwendungen eines TEM-Gerätes unter verschiedenen geophysikalischen Fragestellungen, Diplomarbeit, Univ. zu Köln, Inst. für Geophys. und Meteo., 2002.
- Harfi, A. E., J. Lang, J. Salomon und E. H. Chellai**, Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin, *Int. J. Earth Sciences*, 90, 393–411, 2000.
- Jacobshagen, V. H.**, The Atlas System of Morocco, *Lecture Notes in Earth Sciences*, 15, 481–499, 1988.
- Kamenetsky, F. und C. Oelsner**, Distortions of EM transients in coincident loops at short time-delays, *Geophys. Prospect.*, 48, (48), 983–993, 2000.
- Mackie, R., S. Rieven und W. Rodi**, *Users Manual and Software Documentation for Two-Dimensional Inversion of Magnetotelluric data*, Massachusetts Institute of Technology, Earth Resources Laboratory, Cambridge, Massachusetts 02139, Juli 1997.
- Meju, M. A.**, *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice*, 6, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 1994.
- ORMVAO**, Sondage à l'air exécuté (Skoura), Bohrprotokolle, Office Régional de Mise en Valeur Agricole de Ouarzazate, 1981.
- Service Géologique du Maroc**, Notes et Memories du Service Geologique No. 231 : Ressources en Eau du Maroc -Tome 3, technical report, Service Géologique du Maroc, 1977.
- Strack, K. M.**, *Exploration with Deep Transient Electromagnetics*, Methods in Geochemistry and Geophysics, Bd. 30, Elsevier, Amsterdam, 1992.
- Telford, W. M., L. P. Geldart und R. E. Sheriff**, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 2. Auflage, 1990.
- Tezkan, B.**, A review of environmental application of quasi-stationary electromagnetic techniques, *Surveys in Geophys.*, 20, 279–308, 1999.
- Vozoff, K. und D. L. B. Jupp**, Joint Inversion of Geophysical Data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 977–991, 1975.