

Gaston FISCHER, P.-A. SCHNEGG und B.V. LE QUANG

Beispiel einer zweidimensionalen Modellisation am Campidano-Graben von Sardinien

I. Einleitung

In einer ausführlichen Arbeit, die anderswo erscheinen soll (Schnegg et al. 1986,a), berichten wir über eine magnetotellurische (MT) Studie des Campidano-Grabens im SW von Sardinien. Hier wollen wir nur über einige Erfahrungen bei der Modellisation der Daten über einem zweidimensionalen (2-D) Profil berichten. Es handelt sich um das Profil Nr. 1 in Fig. 1. Die Streichrichtung des Campidano-Grabens ist etwa identisch mit der Richtung von Profil 3. Obwohl also Profil Nr. 1 schief dazu liegt, haben wir bei allen Stationen (1 bis 10 und 13) die Messachsen nach der Streichrichtung N45°W angelegt.

Der Campidano-Graben bildet ein Sedimentbecken, dessen Umgebungsgestein aus hochohmigen metamorphen Formationen des Paläozoikums besteht. Die Stationen an beiden Grabenrändern zeigten denn auch schon bei kurzen Perioden eine ausgeprägte Anisotropie, wie dies in Fig. 2 verdeutlicht wird. In der Grabenmitte dagegen, zeigt Fig. 3 ein nahezu isotropes Verhalten bis zu Perioden von etwa einer Sekunde. Worauf diese Figur auch noch deutet, ist eine eher dünne hochohmige Zwischenschicht, die sich durch ein leichtes Ansteigen des scheinbaren Widerstandes bei 0.1s bemerkbar macht. Obwohl der daraus entstehende Buckel in den Daten nur als schwache Erscheinung in Fig. 3 auftritt und deshalb leicht als Störung der Messwerte angesehen werden könnte, muss betont werden, dass er bei allen Stationen von 1 bis 7 im Profil Nr. 1 auftritt. Das sieht man z.B. in Fig. 4 bei der Station 13, dessen Daten wiederum klar machen, dass die hochohmige Schicht (Schicht Nr. 2 beim 5-Schichten Modell) auch da nur schwach zum Vorschein kommt. Die Daten der H-Polarisation kann man nämlich fast ebenso gut mit drei wie mit fünf Schichten eindimensional modellisieren. Von einem Bohrloch bis in eine Tiefe von 1700 m (Pala et al. 1982) am Ort unserer Station 4, weiss man jedoch, dass der Campidano-Graben tatsächlich aus fünf Formationsgruppen mit kontrastierenden Leitfähigkeiten besteht. Im Bohrloch wurden bis in eine Tiefe von 1162 m gut leitende Sedimente

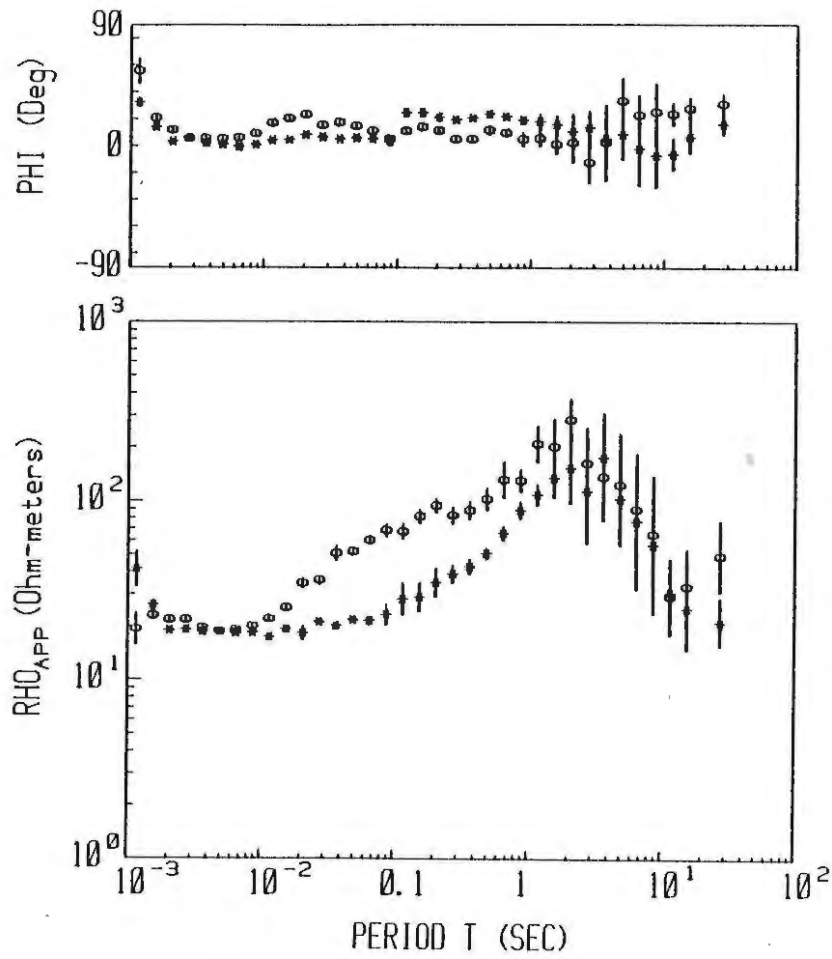


Fig. 2. MT Felddaten bei der Station 10. Sterne: H-POL, Kreise: E-POL.

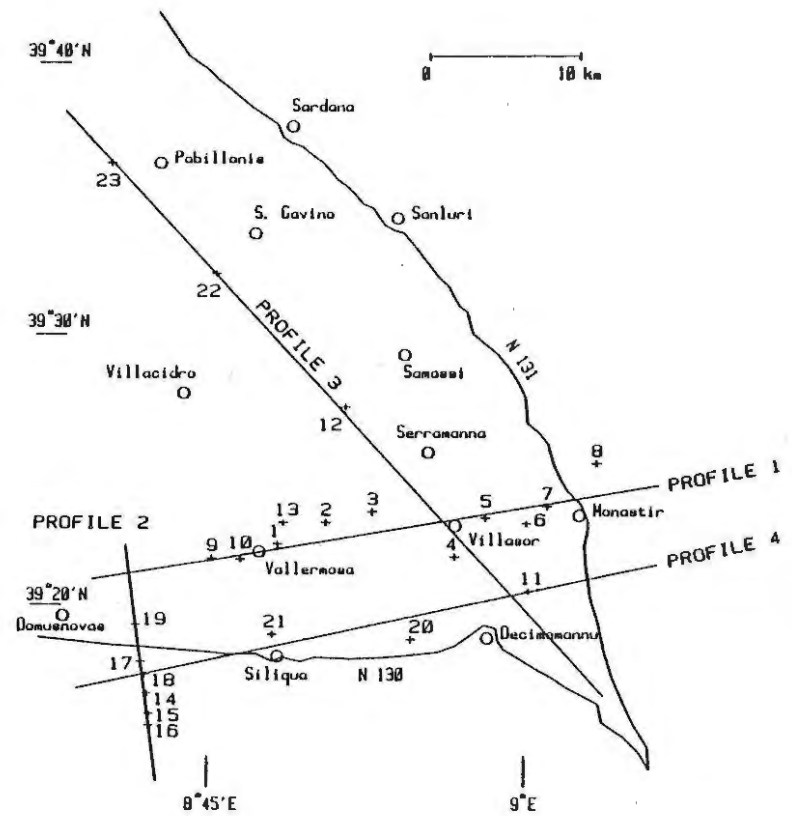


Fig. 1. Lageplan des studierten Gebietes im SW Sardinien.

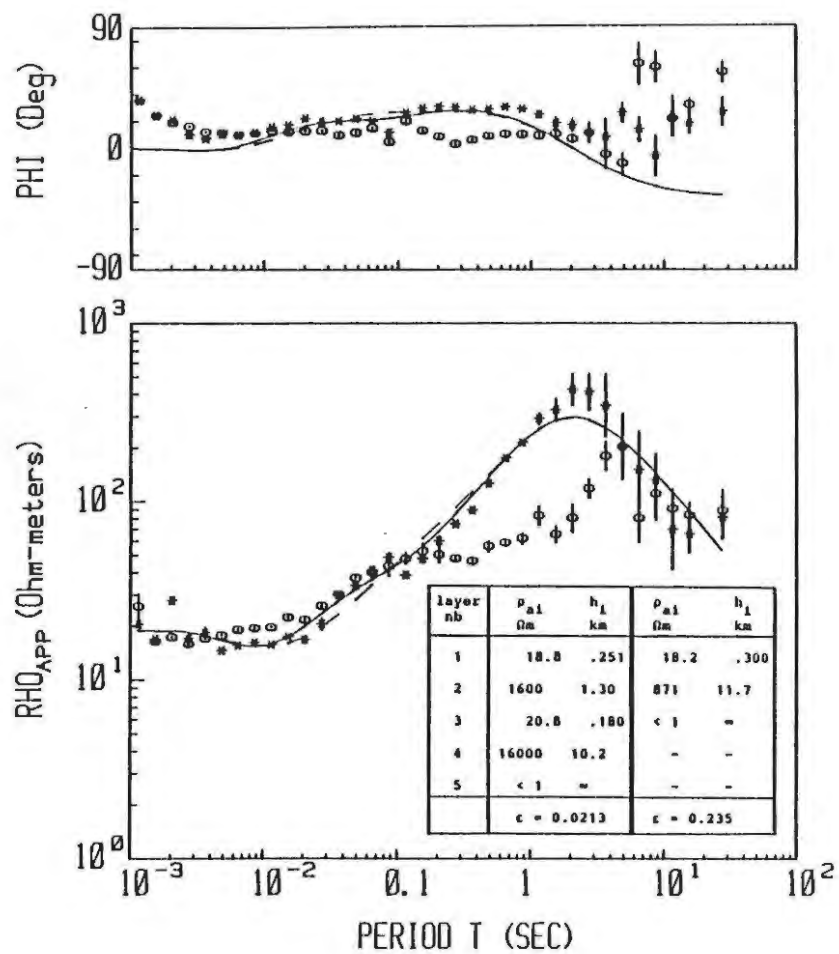


Fig. 4. MT Felddaten bei der Station 13. Die H-POL Daten (*) wurden mit 3 (---) und mit 5 (—) Schichten modelliert. Die Standard Abweichung ϵ bezieht sich auf den Logarithmus des scheinbaren Widerstandes.

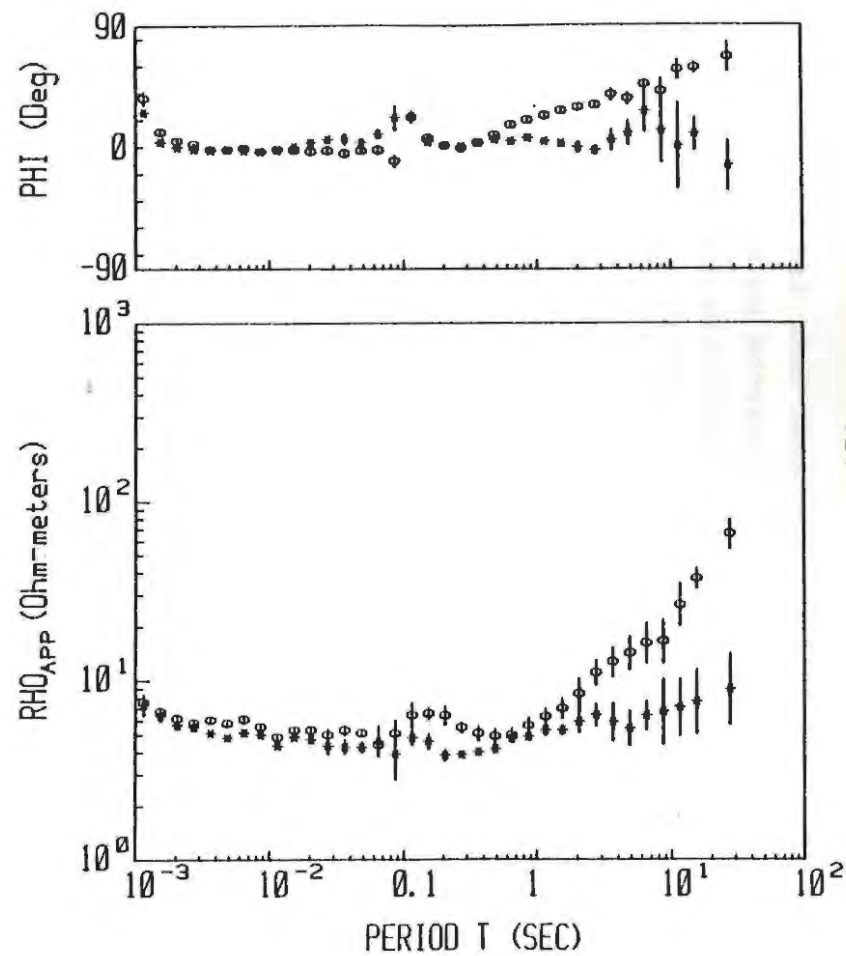


Fig. 3. MT Felddaten bei der Station 6. Sterne: H-POL, Kreise: E-POL.

und alluviale Ablagerungen wie Sand, Lehm und Ton angetroffen. Dann folgen etwa 400 m hochohmige vulkanische Andesite, Ignimbrite und pyroklastische Laven. Diese überdecken die ungefähr 120 m mächtige Cixerri-Formation von gutleitenden Eozän-Sedimenten, die direkt auf dem Paläozoischen Sockel liegen. In viel grösserer Tiefe folgt natürlich der Mantel als guter Leiter, den wir aber mit unseren Daten nicht mit absoluter Sicherheit erfasst haben.

2. Das zweidimensionale Modellisationsverfahren

Schnegg et al. (1986,b) haben kürzlich gezeigt, dass wenn eine 2-D Struktur nicht von hochisolierenden Formationen durchzogen ist, die Anpassungslänge der H-Polarisation (H-POL) sehr kurz sein kann. Davon ausgehend haben wir ein Anfangsmodell aufgestellt, indem wir zuerst für alle Stationen eine 1-D Modellisation der H-POL Daten vorgenommen und die Bereiche ähnlichen spezifischen Widerstandes verbunden haben. In einem ersten Durchgang haben wir versucht, mit dem einfachsten Modell auszukommen, d.h. wir haben das Anfangsmodell aus 1-D Inversionen mit nur 2 oder 3 Schichten aufgebaut. Dieses Anfangsmodell haben wir dann in etwa zwölf Schritten modifiziert bis wir eine gute Übereinstimmung zwischen den H-POL Messdaten und dem Verhalten des 2-D Modelles erhielten. Die Phase, die bei den höheren und niedrigsten Frequenzen etwas weniger sicher ist, haben wir durchwegs ignoriert und immer nur den scheinbaren Widerstand modellisiert. Als wichtiges Nebenziel versuchten wir dabei immer das Modell so einfach wie möglich zu halten und kümmerten uns also überhaupt nicht um die bekannten geologischen Verhältnisse (in der Tat waren uns diese während dieser Arbeitsphase unbekannt).

Nachdem für die H-POL Daten eine befriedigende Anpassung erreicht wurde, konnten wir auch eine gute Wiedergabe der E-POL Daten feststellen. Nur minimale Modelländerungen waren notwendig um für E-POL und H-POL etwa gleiche Übereinstimmungen zu erreichen. Unser Endmodell ist in Fig. 5 dargestellt und die Messdaten werden mit dem 2-D Modellverhalten in Fig. 6 verglichen. Die Güte des Modells kann man mit der mittleren quadratischen Abweichung ϵ der Logarithmen des spezifischen Widerstandes beschreiben. Wir erhalten für die H-POL Daten $\epsilon_H = 0.228$, für die E-POL Daten $\epsilon_E = 0.266$ und für die Gesamtheit der Daten also $\epsilon = 0.246$. Das entspricht einem mittleren Verhältnis der spezifischen Widerstände von 1.76.

STRUCTURE 12

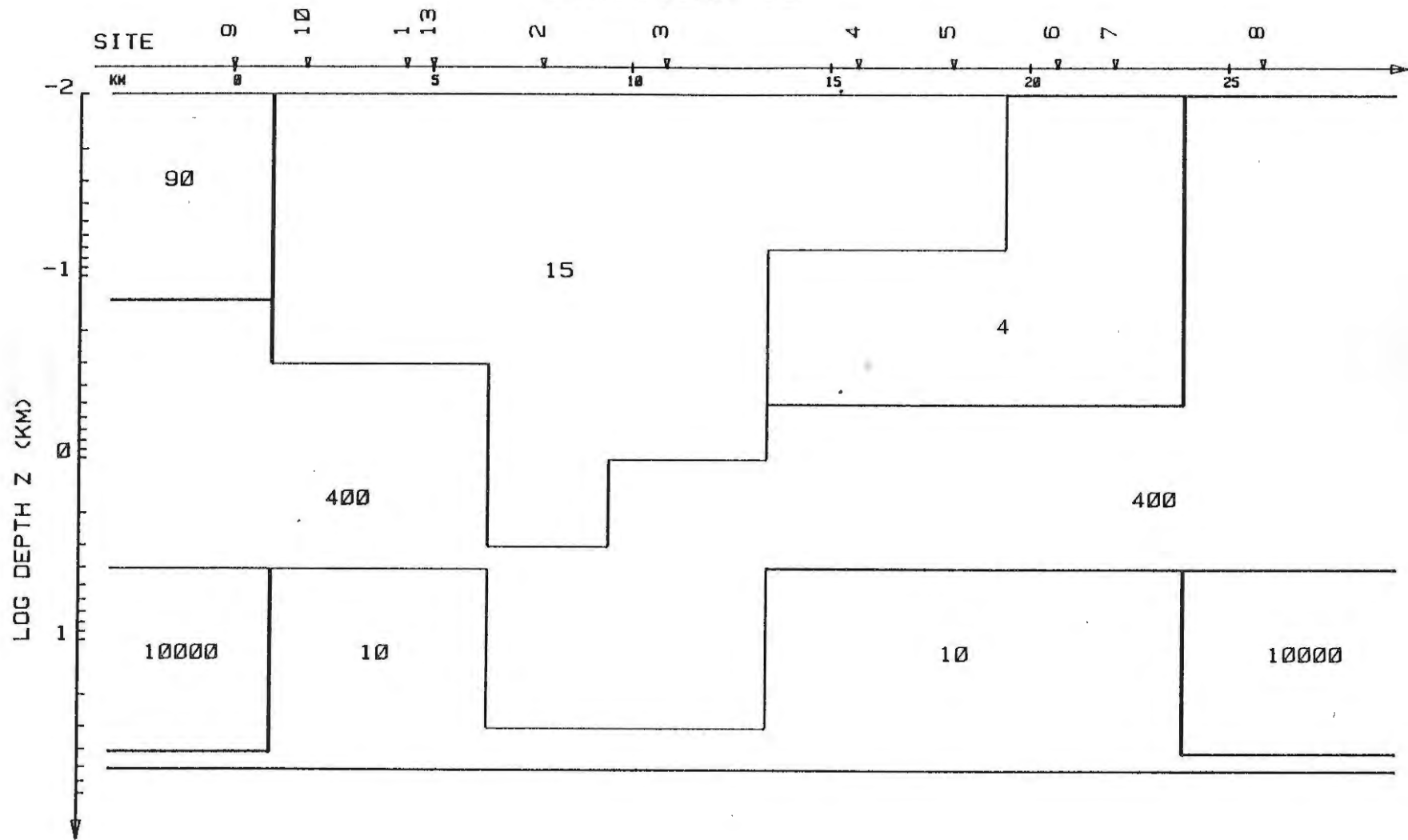


Fig. 5. Das erste, möglichst einfache 2-D Modell. Die Zahlen geben den spezifischen Widerstand in Ωm an. Man beachte die logarithmische Tiefenskala.

H-POL

E-POL

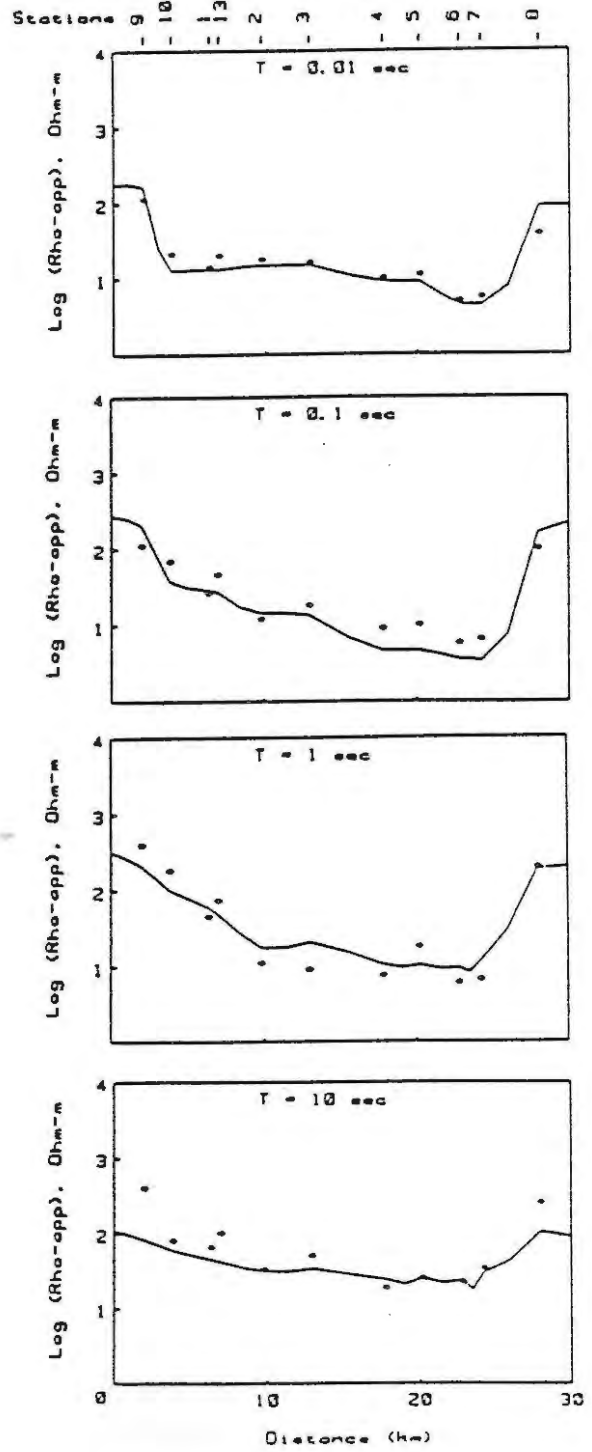
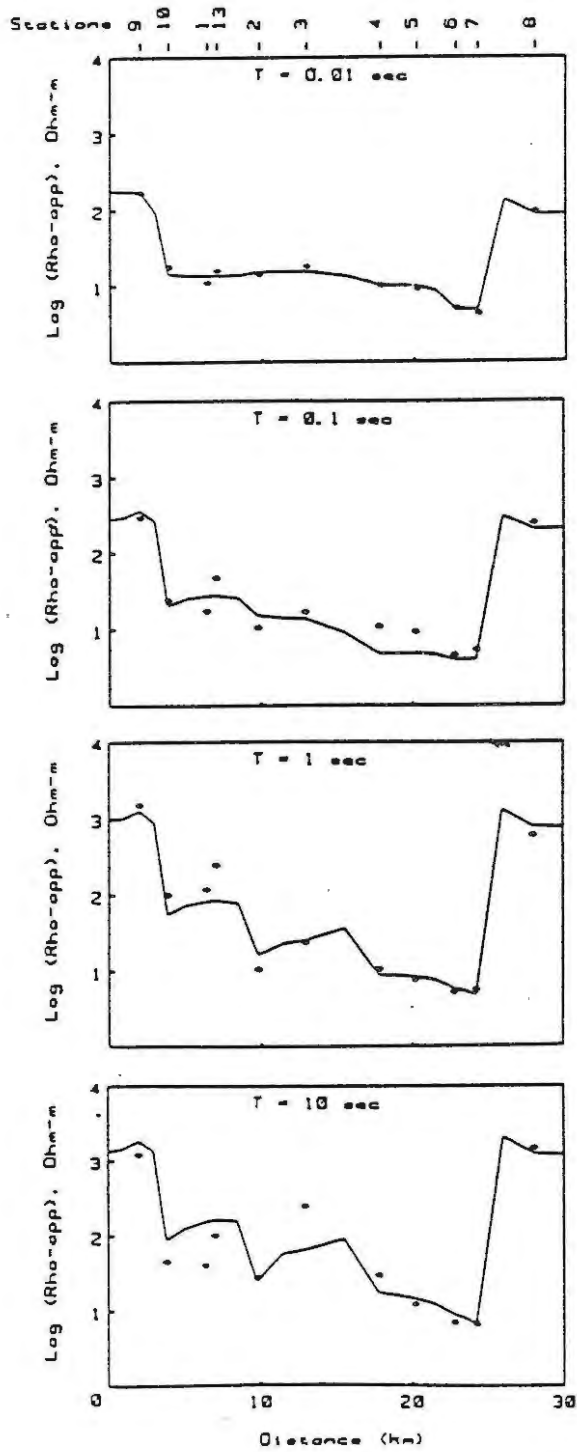


Fig. 6. Das Verhalten des Fig. 5 Modelles (Kurven) verglichen mit den Felddaten bei verschiedenen Perioden.

Hier muss gesagt werden, dass unsere Suche nach einem guten Modell auf rein willkürliche Art ausgeführt wurde. Im Gegensatz zur 1-D Modellisation (Fischer und Le Quang 1981) verfügen wir über kein automatisches Suchverfahren für die 2-D Modelle. Wir können also in keiner Weise behaupten, das Modell der Fig. 5 sei das bestmögliche. Es ist sogar sicher, dass es bessere 2-D Modelle gibt, um unsere Felddaten zu erklären.

Nachdem wir ein möglichst einfaches Modell gefunden hatten und feststellen mussten, dass es mit der bekannten Geologie (Pala et al. 1982) nicht übereinstimmt, haben wir das Modellisationsverfahren neu eingeleitet. Diesmal sind wir von 4- und 5-Schicht 1-D Modellen ausgegangen. Wir haben wiederum versucht, das Modell möglichst einfach zu halten, jedoch immer mit einer hochohmigen Zwischenschicht von Vulkaniten. Ansonsten sind wir gleich verfahren wie beim ersten Modell: zuerst ausgehend von den 1-D Inversionen der H-POL Daten, bis für diese eine gute Übereinstimmung erhalten wurde. Auch hier ergab dieses Modell gleich eine recht gute Wiedergabe sowohl der H-POL wie der E-POL Daten. Nur kleine Abänderungen waren notwendig um für E-POL und H-POL ähnliche Standardabweichungen sicherzustellen: $\epsilon_H = 0.287$, $\epsilon_E = 0.279$, $\epsilon = 0.283$, was ein Verhältnis von 1.92 für die spezifischen Widerstände ergibt.

Obschon die Standardabweichung für dieses neue Modell, welches wir in der Fig. 7 wiedergeben und dessen detailliertes Verhalten der Fig. 6 sehr ähnlich ist, immer noch als sehr gut betrachtet werden darf, müssen wir uns eine gewisse Enttäuschung eingestehen. Wir sind nämlich bei diesem zweiten Modell von geologischen Vorkenntnissen begünstigt worden, haben ein komplizierteres Modell (mit viel mehr frei wählbaren Parametern) zugrunde gelegt und auch der eingesetzte Zeit- und Rechenaufwand waren grösser. Trotzdem ist es uns nicht gelungen, eine kleinere Standardabweichung zu erreichen als beim ersten Modell. Auch hier ist es natürlich klar, dass wir niemals glauben dürfen mit unserer willkürlichen Anpassungsmethode ("trial and error") das bestmögliche Modell, auch eines vorgegebenen Typs, erreicht zu haben.

Auf Grund des 2-D Modelles der Fig. 7 können wir ein geologisches Profil nach Fig. 8 aufstellen, das mit den Profilen von Pala et al. (1982) sehr gut übereinstimmt.

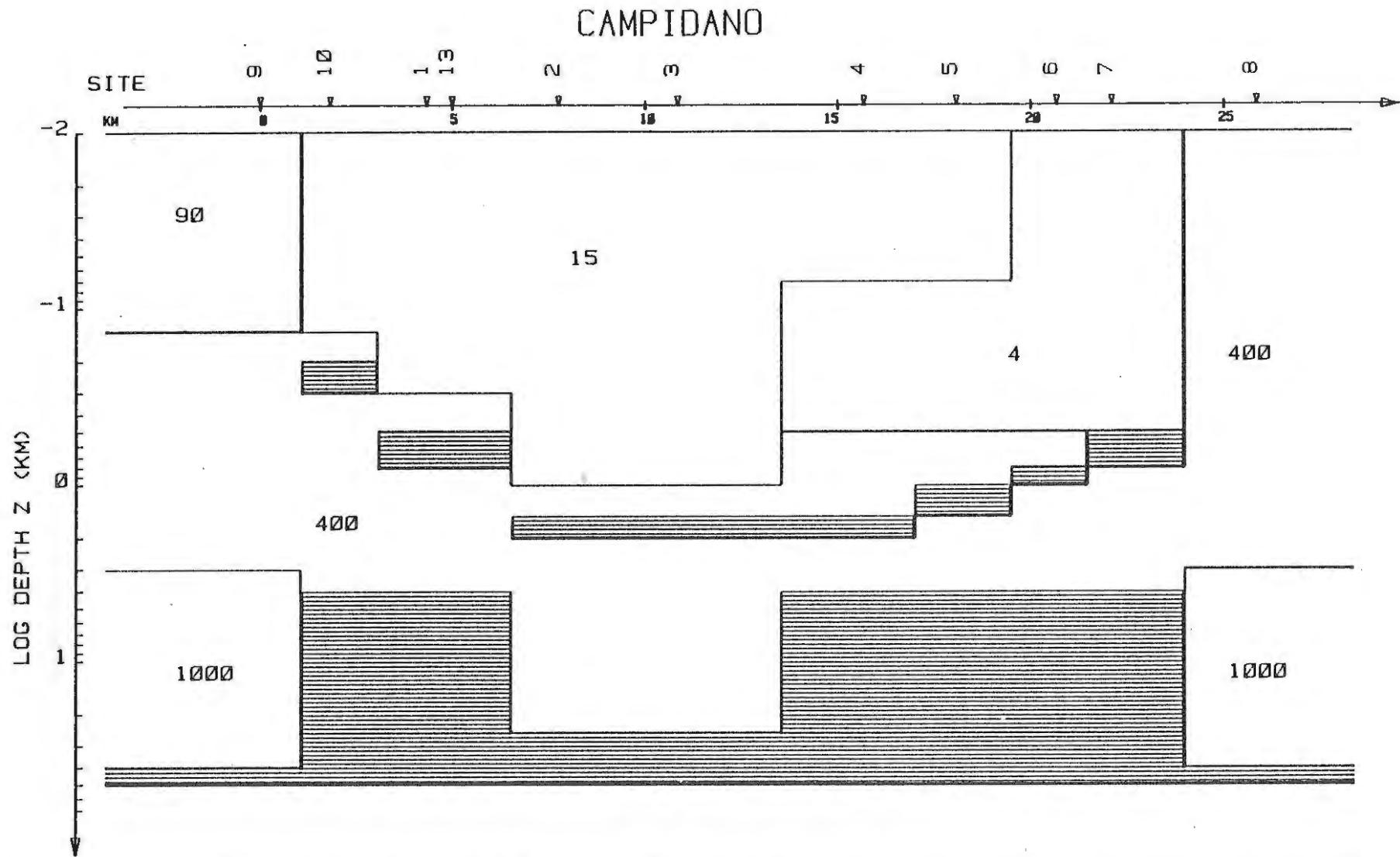


Fig. 7. Geologisch besser fundiertes 2-D Modell. Die Zahlen geben den spezifischen Widerstand in Ωm an. Die oberen schraffierten Gebiete entsprechen der Cixerri Formation, mit $10 \Omega\text{m}$. Man beachte die logarithmische Tiefenskala. Zur Kürzung der Rechenzeit wurde das Modell in einer Tiefe von 50 km mit einem perfekten Leiter begrenzt.

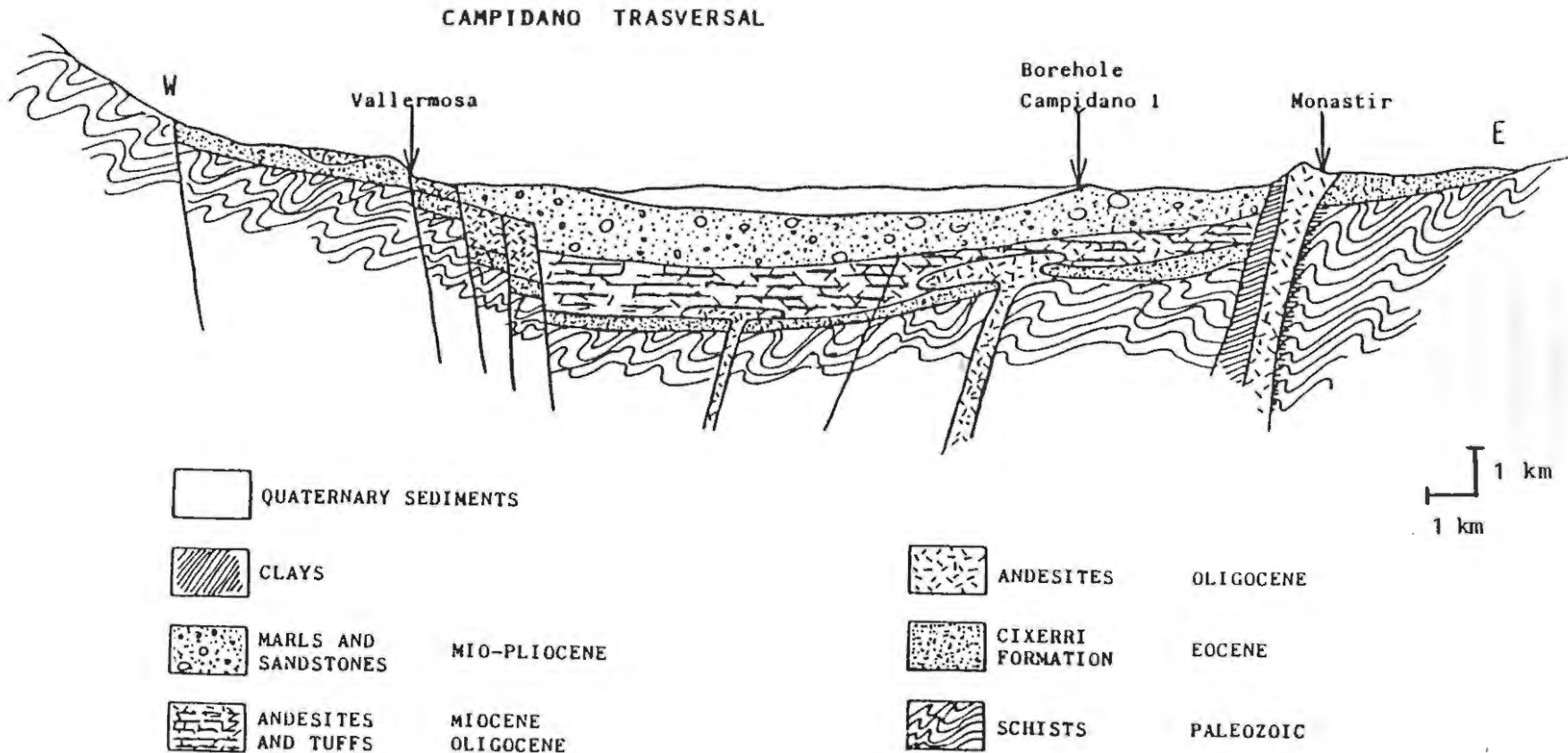


Fig. 8. Geologisches Profil des Campidano Grabens, den Bohrloch und MT Daten entsprechend.
Die Tiefenskala ist hier linear.

3. Schlussfolgerungen

Am Beispiel des Campidano-Grabens haben wir feststellen können, dass MT-Daten im allgemeinen nicht genügen, um ein geologisches Profil auf eindeutige Weise abzuleiten. Im vorliegenden Fall war es möglich, ein Modell vorzuschlagen, das den geologischen Vorkenntnissen zwar nicht genügt, die gemessenen Daten aber besser wiedergibt als ein geologisch glaubwürdiges Modell, dessen allgemeine Struktur auf diesen Vorkenntnissen beruht. Günstigere Bedingungen wären vielleicht denkbar, wenn wir ein Verfahren zur Verfügung hätten, mit welchem innerhalb eines gewissen vorgegebenen Rahmens (z.B. vorgegebene Anzahl freier Parameter) das bestmögliche Modell ausgewählt werden könnte. Solche Verfahren, wenn sie überhaupt existieren und zufriedenstellend funktionieren, sind aber wohl noch sehr aufwendig. Eine kürzlich beschriebene 2-D Inversionsmethode, die keine Vorkenntnisse in Anspruch nimmt und auf die allgemeine geophysikalische Inversionstheorie von Backus und Gilbert (1967, 1968, 1970) zurückgeht ist von Rodi (1984) beschrieben worden. Diese Methode ist im Handel erhältlich, aber sie ist sehr teuer und sehr aufwendig und, wie ein neueres Beispiel zeigt (Jiracek 1986), besteht auch da keinen Grund zu erwarten, dass sie selbständig geologisch glaubwürdigere Resultate liefert.

Es zeigt sich also, dass auch mit mehreren Messtationen auf einem 2-D Profil die MT im Alleingang üblicherweise nicht im Stande ist, eine geologische Struktur aufzulösen. Eine ähnliche Folgerung wurde schon im Falle der 1-D Modellisation abgeleitet (Fischer und Le Quang 1982). Seine beste Wirkung erhält die MT, wenn sie zusammen mit anderen Methoden angewendet wird, oder wenn sie sich auf gewisse Vorkenntnisse stützen kann.

Diese Arbeit wurde unterstützt vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung und von der Geophysikalischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Referenzen

Backus G. and Gilbert F.: Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 13, 247-276 (1967).

- Backus G. and Gilbert F.: The resolving power of gross Earth data. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 16, 169-205 (1968).
- Backus G. and Gilbert F.: Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A266*, 123-192 (1970).
- Fischer G. and Le Quang B.V.: Topography and minimization of the standard deviation in one-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 67, 279-292 (1981).
- Fischer G. and Le Quang B.V.: Parameter trade-off in one-dimensional magnetotelluric modelling. *J. Geophys./Z. Geophysik*, 51, 206-215 (1982).
- Jiracek G.R., Rodi W.L. and Vanyan L.L.: Implications of magnetotelluric modelling on the deep crustal environment in the Rio Grande Rift. In press at *Phys. Earth Planet. Int.* (1986).
- Pala A. Pecorini G., Porcu A. e Serra S.: Schema geologico strutturale della Sardegna. Estratto da "Ricerche Geotermiche in Sardegna con particolare riferimento al Graben del Campidano" CNR-PFE-RF 10, Pisa, settembre 1982,a, pp. 7-24.
- Pala A. Pecorini G., Porcu A. e Serra S.: Geologia e idrogeologia del Campidano. CNR-PFE-RF 10, pisa, settembre 1982,b, pp. 87-103.
- Rodi W.L., Swanger H.J. and Minster J.B.: ESP/MT: An interactive system for two-dimensional magnetotelluric interpretation (abstract). *Geophysics*, 49, 611 (1984) Käuflich für etwa US \$ 60'000.-.
- Schnegg P.-A., Fischer G., Le Quang B.V. and Ranieri G.: A magnetotelluric Study in the Campidano Graben of Sardinia. To be published, probably in *J. Geophysics/Z. Geophysik* (1986,a).
- Schnegg P.-A., Fischer G., Le Quang B.V. and Weaver J.T.: Investigation of a buried vertical fault with natural and controlled source AMT. *Annales Geophysicae* 4B, 139-144 (1986,b).