

2D-Modellierungen auf der Andentraverse

1 Einleitung

Die Zentralen Anden erreichen zwischen 21° und 25° Süd mit einer EW-Erstreckung von bis zu 750 km (Abb. 1) ihre größte Breite. In diesem tektonisch aktiven Raum findet seit dem Lias Subduktion unter wechselnden Parametern wie z.B. sich ändernden Konvergenzwinkel und Konvergenzraten statt. Es bildeten sich in einer EW-Abfolge vier magmatische Bögen aus. Im Bereich der heutigen Küstenkordillere ist der aus dem Jura bis Mittelkreide stammende älteste magmatische Bogen (magmatic arc) identifiziert worden. Nach Osten im Gebiet des Längstales und der Präkordillere schließen sich die jeweils jüngeren Arcsysteme der Mittel- und Spät-Kreide an. Der rezente magmatische Bogen mit seinem aktiven Vulkanismus beschreibt ungefähr die Umrisse der Westkordillere, reicht aber auch teilweise bis in die Ostkordillere hinein.

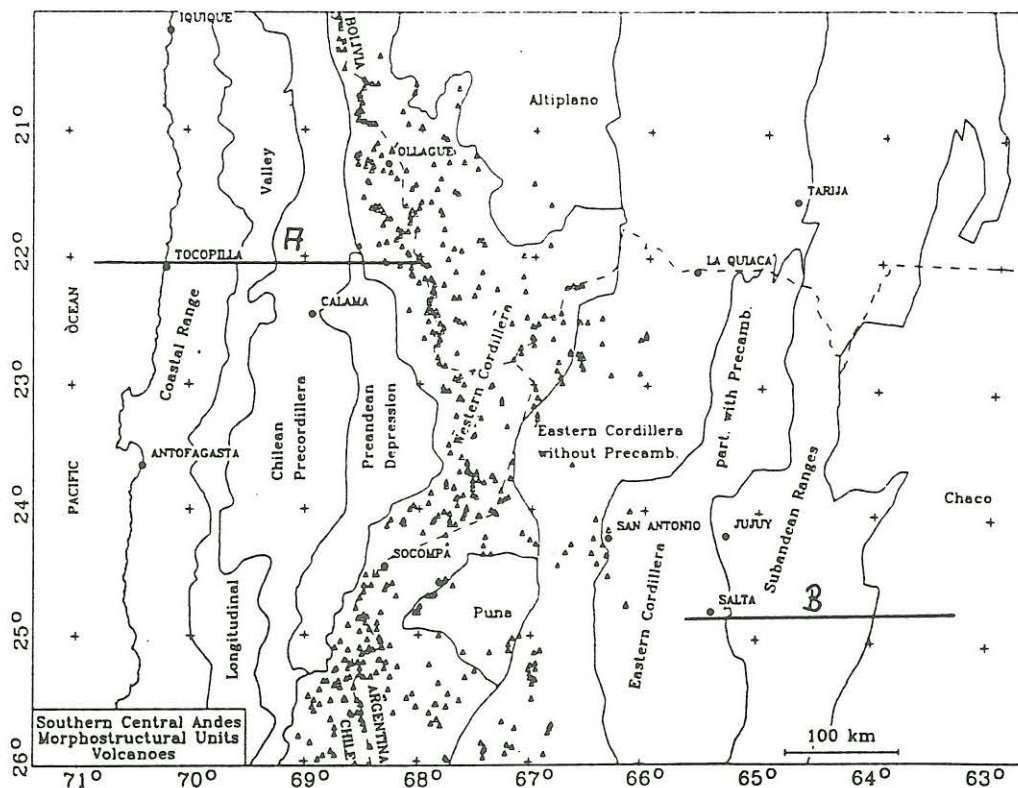


Abb. 1: Das Meßgebiet in den südlichen Zentralen Anden und Lage der vorgestellten 2D-Modelle (A = Profil S22, B = Profil Subandin - Chaco).

In dieser stark tektonisch geprägten Region wurden zwischen 1982 und 1989 von der Berliner MT-Arbeitsgruppe magnetotellurische Registrierungen durchgeführt. Die Abb. 2 zeigt die ca. 120 Meßpunkte in NW-Argentinien, S-Bolivien und N-Chile. Ergebnisse dieser Auswertungen sind schon in qualitativer Form und in 2D-Pseudosektionen mehrfach beschrieben worden (Schwarz et al. 1984, 1986, 1990, Krüger et al. 1990). An dieser Stelle sollen nun 'echte' 2D-Modelle vorgestellt werden.

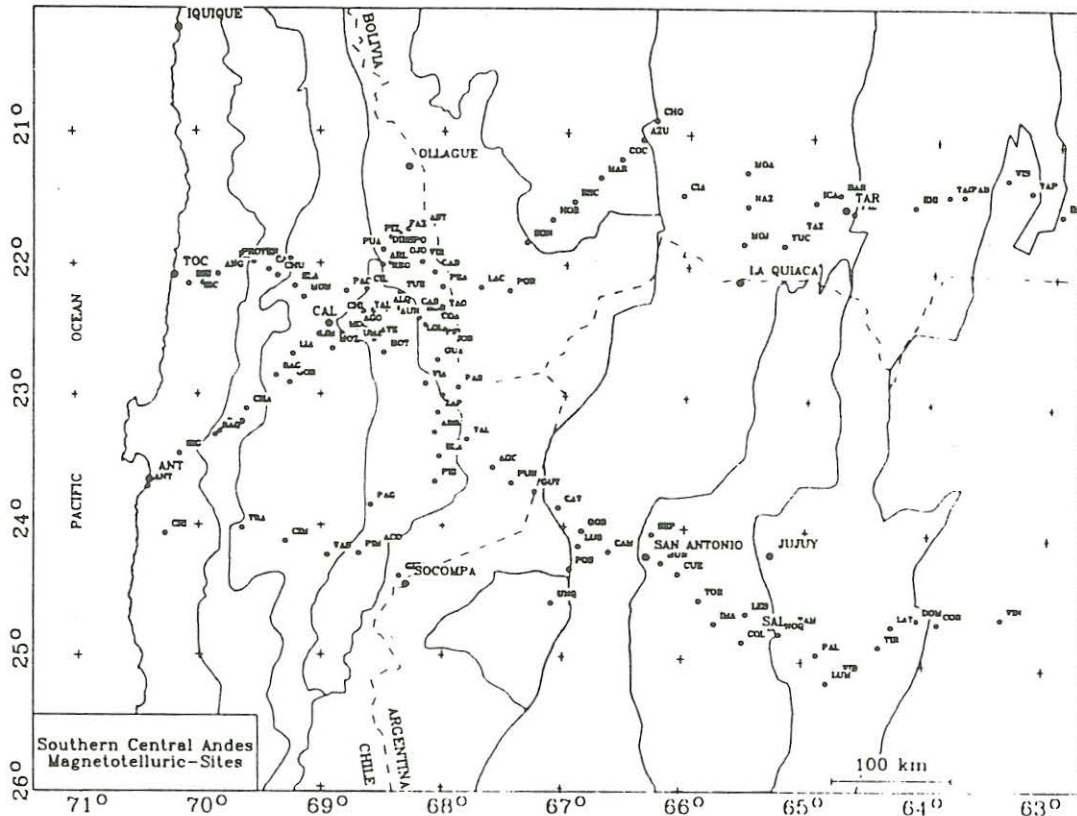


Abb. 2: Lage der zwischen 1982 und 1989 registrierten MT-Meßpunkte.

Die Verteilung des elektrischen Widerstandes wird vermutlich gerade im tieferen Untergrund durch die Subduktion bestimmt. So lag der Wunsch nach einem einzigen, alle morphologischen Einheiten querenden W-E Profil (wenigstens 600 km Länge) nahe. Dieses Vorhaben mußte aber aufgegeben werden, da das Untersuchungsgebiet sehr komplex aufgebaut ist und außerdem eine Abweichung der elektrischen Streichrichtung gegenüber Nord zu beobachten ist. Für die Auswahl der zu modellierenden Profile wurde die Interpretation der erdmagnetischen Tiefensondierung herangezogen. In Abb. 3 ist der Realteil des Induktionspfeiles

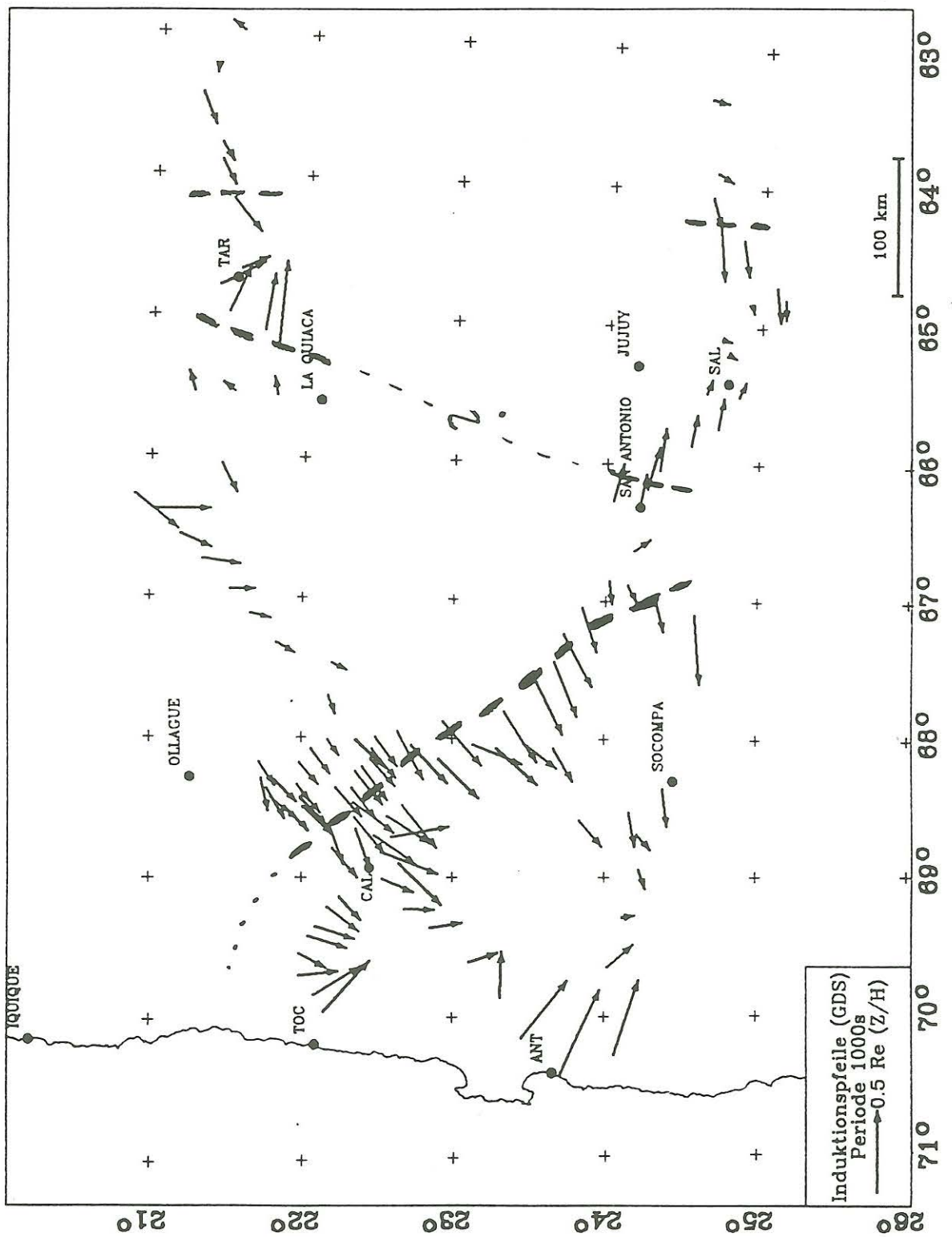


Abb. 3: Induktionspfeile für $T = 1000$ s und daraus abgeleitete latere Leitfähigkeitsgrenzen.

für eine Periode von 1000 s dargestellt. Die deutlich zu unterscheidenden lateralen Grenzen von einem hochohmigeren Bereich zu einer gut leitenden Zone (GLZ) sind zur Hervorhebung ebenfalls eingezeichnet. Die Grenzen verlaufen nicht strikt NS und lassen den 3D-Charakter der Anden in diesem Bereich deutlich werden. Eine sicher belegte Leitfähigkeitsgrenze ist die westlichste der gezeigten Strukturen. Im Süden in NW-Argentinien (24°S) liegt sie bei ca. 67°W . Sie ist nach Norden über 250 km zu verfolgen und auf der Breite von Calama ($22^{\circ}30'\text{S}$) um mehr als 100 km nach Westen verschoben. Nördlich hiervon scheint sie weiter und schneller nach Westen abzuknicken (vgl. Krüger et al. 1990). Die Breite der Anomalie ist nicht sicher abzuschätzen. Im Süden wird bei San Antonio ein Leitfähigkeitskontrast erreicht, der als die östliche Begrenzung interpretiert wird. Im Norden rutscht die Grenze weiter nach Osten ($65^{\circ}30'\text{W}$) und der beobachtete Kontrast wird schärfer. Man gewinnt den Eindruck, daß sich eine regionale Leitfähigkeitsanomalie in Form eines Dreiecks aufspannt. Im Übergangsbereich des Subandin zum Chaco wird sowohl in S-Bolivien als auch NW-Argentinien eine weitere, NS streichende Leitfähigkeitsgrenze beobachtet.

Aus der Lage der Stationen und den Ergebnissen der erdmagnetischen Tiefensondierung bezüglich der elektrischen Streichrichtung wurden zu modellierende Profile bestimmt, von denen zwei hier vorgestellt werden.

Profil S22 (auf 22°S , s. Abb. 1) wurde gewählt, um dem oben angesprochenen Wunsch eines langen Profiles möglichst nahe zu kommen. Das 270 km lange EW-Profil beginnt in der Küstenkordillere, quert das Längstal und die Präkordillere und endet im rezenten magmatischen Bogen. Bei einem Meßpunktabstand von ca. 20 km ist jede morphologische Einheit mit wenigstens drei Stationen belegt.

Als weiteres Modell soll das Profil Subandin-Chaco (auf $24^{\circ}35'\text{S}$, s. Abb. 1) in NW-Argentinien vorgestellt werden. Hier, im Vorland der Anden, liegen aus diesen morphologischen Einheiten Meßpunkte sowohl in NW-Argentinien als auch in S-Bolivien vor, so daß ein N-S Vergleich durchgeführt werden kann.

2 Interpretation der Übertragungsfunktion mit 2D-Modellen

Bei der Modellierung des Profiles S22, das an der Küste beginnt, ergab sich als 'Randbedingung' die des Ozeanes. Durch die Subduktion und die geringe Erosion in den Pazifik existiert ca. 100 km vor der Küste ein Graben mit ca. 8000 m Tiefe. In der Abbildung 4, die für drei Perioden die Induktionspfeile im Gebiet des zu modellierenden Profils zeigt, ist der Einfluß des Ozeans als guter Leiter deutlich erkennbar. Die Induktionspfeile stehen aber nicht senkrecht zur Küstenlinie und weisen vom guten Leiter Ozean fort, wie es bei einfachen 2D-Verhältnissen zu erwarten wäre. Man beobachtet statt dessen für alle Meßpunkte auch eine Südkomponente, die im küstennahen Bereich maximal wird (Abb. 4a,b). Bei den Stationen bis in 100 km Entfernung von der Küstenlinie wird für Perioden < 2000 s die Südweisung sogar die Hauptkomponente. Sie erreicht für Perioden zwischen 400 s und 2000 s Maximalwerte [z.B. $Re(Z/H) = 0.4$ bei Station ANG] und gibt den Hinweis auf eine große Leitfähigkeitsanomalie in Krustentiefe nördlich der Stadt Tocopilla. Die östlichen Meßpunkte zeigen ein einheitlicheres Verhalten und ein NNW-SSE Streichen mit 2D-Charakter. Für $T = 4000$ s (Abb. 4c) ist der Ozean küstennah bis 100 km die Hauptanomalie. Im östlichen Teil des Gebietes ist das Bild deutlich diffuser geworden und wird bestimmt durch eine komplizierte Superposition. Bei der Modellierung dieses Profiles muß man sich bewußt sein, daß besonders in der Küstenkordillere und im Chilenischen Längstal 3D-Bedingungen vorliegen und ein 2D-Modell nur bedingt gültig sein kann.

2.1 Der Küsteneffekt

In Folge der wesentlich besseren elektrischen Leitfähigkeit des Meerwassers konzentrieren sich beim Induktionsvorgang die Stromlinien im Meer, was ein anomales geomagnetisches Variationfeld entstehen läßt. Dieses ist als Küsteneffekt bekannt und von einigen Autoren (z.B. Fischer & Schnegg 1978, Fischer & Weaver 1986, Dosso & Meng 1992) diskutiert worden. Meistens werden jedoch theoretische Aspekte betrachtet. Eine analytische Berücksichtigung des Küsteneffektes an real gemessene Daten ist

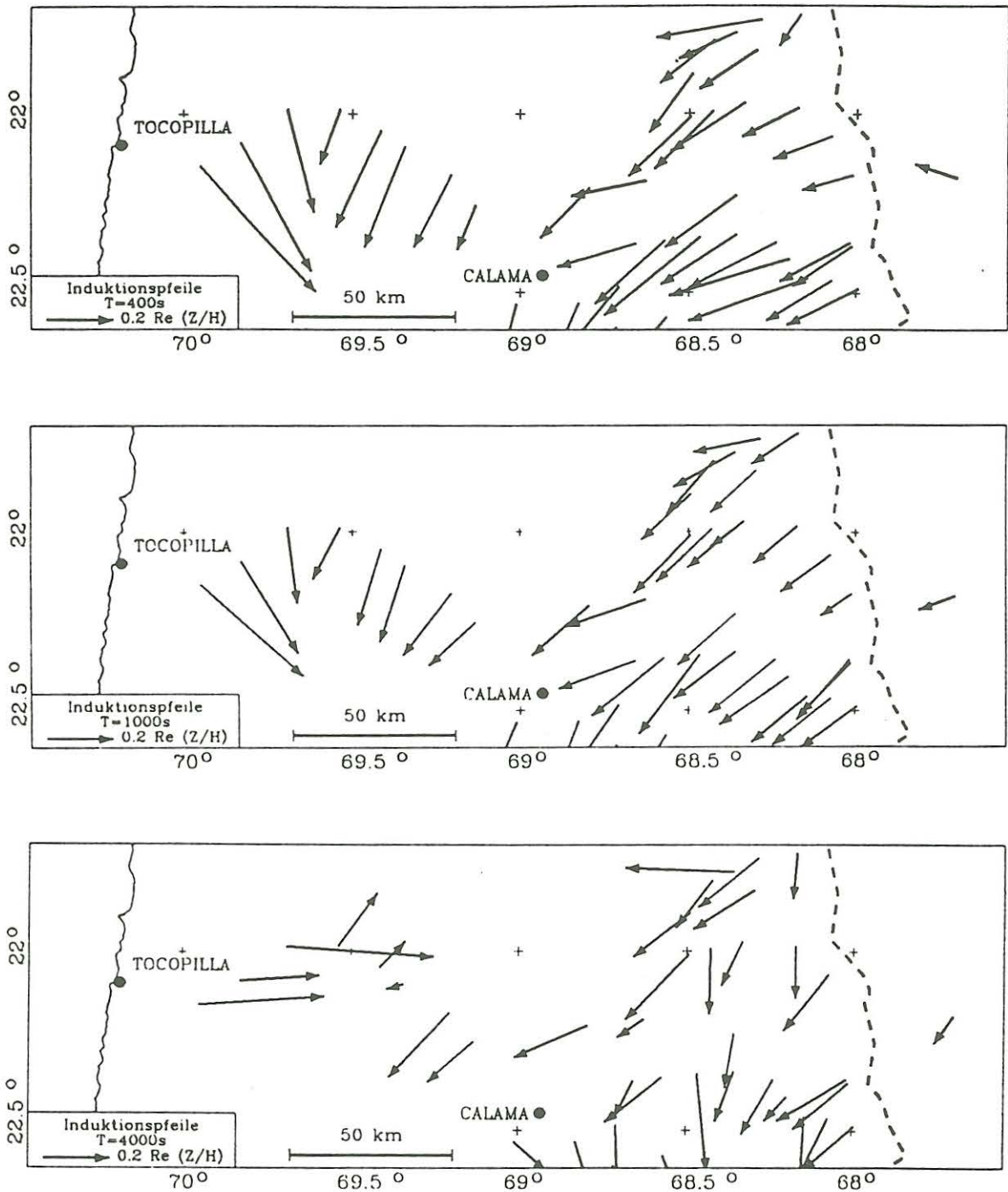


Abb. 4 a,b,c: Die Induktionspfeile für $T = 400 \text{ s}$ (a), 1000 s (b) und 4000 s (c).

schwierig und nur in Einzelfällen möglich, da häufig physikalische Systeme betrachtet werden müssen, die in Wechselwirkung stehen. Dosso & Meng (1992) beschreiben, wie unter bestimmten Annahmen mit 2D-Modellen durch einfache Vektorsubtraktion der Küsteneffekt in den Induktionspfeilen eliminiert werden kann. Bei der Anwendung des Verfahrens auf Meßdaten benötigen die Autoren aber 3D-Analogmodelle.

Um den Küsteneffekt in unseren Daten zu berücksichtigen, wurde der Ozean mitmodelliert. Der Vorteil dieses Vorgehens liegt darin, daß keine Annahmen in die Koppelung von Krustenleiter und Meer gemacht werden müssen. Die Topographie des Ozeanbodens ist gut bekannt, und die Abb. 5 zeigt sowohl deren Verlauf bei 22°S, als auch die daraus resultierende Modellapproximation. Aus modellertechnischen Gründen wurde der Ozean als Kasten mit $h = 4000$ m angenähert. An Hand der Ozeantopographie wurden integrierte Leitfähigkeiten (ILF) für den Schelfbereich mit 8000 Siemens (mittlere Tiefe $z = 1500$ m; $\rho = 0.25 \Omega\text{m}$), für den normalen Ozean mit 16000 S ($z = 4000$ m) und den Tiefseegraben mit 24000 S ($z = 6000$ m) abgeschätzt, und die entsprechenden Widerstände im Modell zugeordnet. Sowohl in Y- als auch in Z-Richtung wurde zur Dämpfung des Kontrastes gegenüber dem Land ein Übergangsbereich von 2 bzw. 4 km Breite mit 50 und 80 Ωm modelliert.

2D-Berechnungen mit dem Programm von Wannamaker et al. (1987) ergaben, daß der wie oben beschriebene Ozean, eingebettet in den homogenen Halbraum mit 200 Ωm , auch für kleine Perioden wie $T = 100$ s Induktionspfeile mit $\text{Re}(Z/H) > 0.2$ noch bis in 50 km Entfernung erzeugt. Für Perioden > 20000 s werden sogar bis zu 150 km Entfernung Induktionspfeile > 0.6 beobachtet. Wird der Ozean und das Land mit einem guten Leiter in Krustentiefe unterlagert, so sind die Beträge deutlich kleiner. Der Abklingvorgang bleibt aber sehr ähnlich und auch mit einem guten Leiter in 30 km Tiefe mit 9000 S wird der Ozeaneffekt nur soweit gedämpft, daß in 150 km Entfernung noch ein Z/H Verhältnis von 0.15 entsteht.

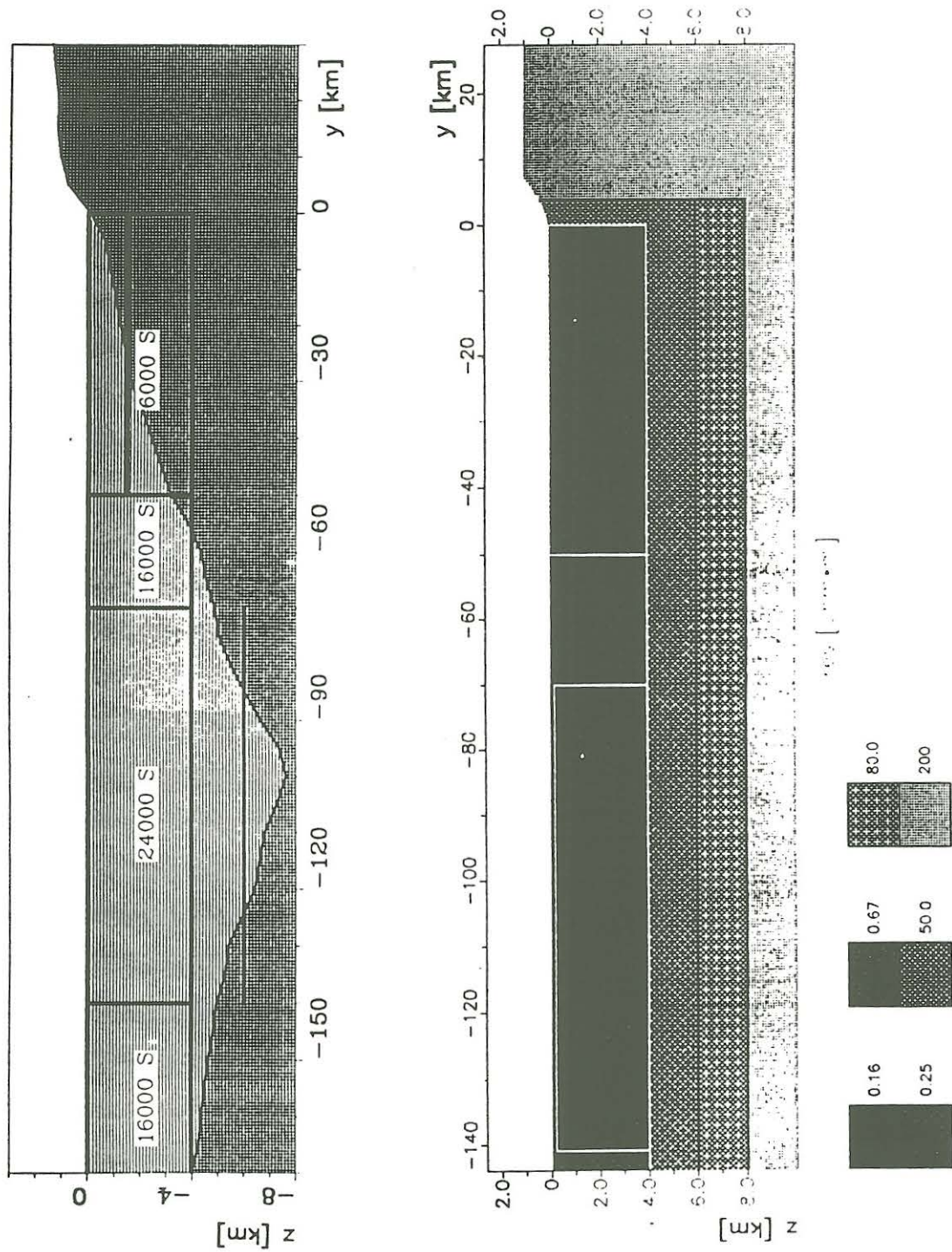


Abb. 5: Topographie des Meeresbodens auf 22° S und das daraus hergeleitete 2D-Modell.

2.2 Das Küstenmodell

Die Vorwärtsmodellierung wurde nach dem Prinzip 'trial and error' mit dem auf der Methode der finiten Elemente beruhenden Programm von Wannamaker et al. (1987) durchgeführt. Ziel war es, mit einem möglichst einfachen Modell die Widerstände und Phasen der E- und B-Polarisation für die Magnetotellurik und ebenfalls für die Tiefensondierung die Induktionspfeile $[Re(Z/H)]$ anzupassen. Die Abbildungen 6a,b zeigen Daten und Anpassung der 15 Meßpunkte und das Endmodell für Profil S22 (s. Abb. 1). In Teil a der Abbildung sind durch Kreise und Sterne der Widerstand und die Phase der E- bzw. B-Polarisation dargestellt und unten die auf die Profilrichtung projizierten Induktionspfeile. Die durchgezogenen Linien geben jeweils die Modellantwort wieder.

Die morphologischen Einheiten stellen auch bis in große Tiefen Einheiten bezüglich der Widerstandsverteilung dar. Mit 5000 Ω bis in 40 km Tiefe ist die Küstenkordillere für die Verhältnisse der 'normalen' andinen Kruste extrem hochohmig. Seismische Untersuchungen (Wigger et al. 1988) in der Küstenkordillere lieferten ungewöhnlich hohe Geschwindigkeiten für die Kruste mit einer durchschnittlichen Geschwindigkeit von $v_p = 6.7$ km/s bis in 40 km Tiefe. In Tiefen von ca. 40 km steigt v_p auf 8.3 km/s an und zeigt klar die Kruste-Mantelgrenze. Im westlichen Teil mußten gutleitende Säulen mit einer integrierten Leitfähigkeit (ILF) von 450 S in Tiefen von 8 - 30 km modelliert werden, die im östlichen Teil auf Tiefen von 15 - 40 km absinken und eine ILF von 13000 S erreichen. Die Interpretation eines seismischen 2D-Modells entlang eines Längsprofils (Heinsohn 1990) zeigt in diesem Tiefenbereich zwei Niederiggeschwindigkeitszonen mit $v_p = 6.2 - 6.4$ km/s, die eine Hochgeschwindigkeitszone mit $v_p = 7.6$ km/s in ca. 30 km Tiefe einschließen. Der gute Leiter wurde lamelliert modelliert, da er nur in der E-Polarisation zu erkennen ist. In der B-Polarisation sieht man für Perioden von 10 - 20000 s nur ein stetiges Anwachsen des Widerstandes. Oberflächennah stellt sich der westliche Teil hochohmig wie die Mittel- und Unterkruste dar. An der Küste sind präkambrische und paläozoische Amphibolit- und Glimmergneisserien aufgeschlossen, aus denen auch das Grundgebirge aufgebaut ist (Damm et al.

Profil S22

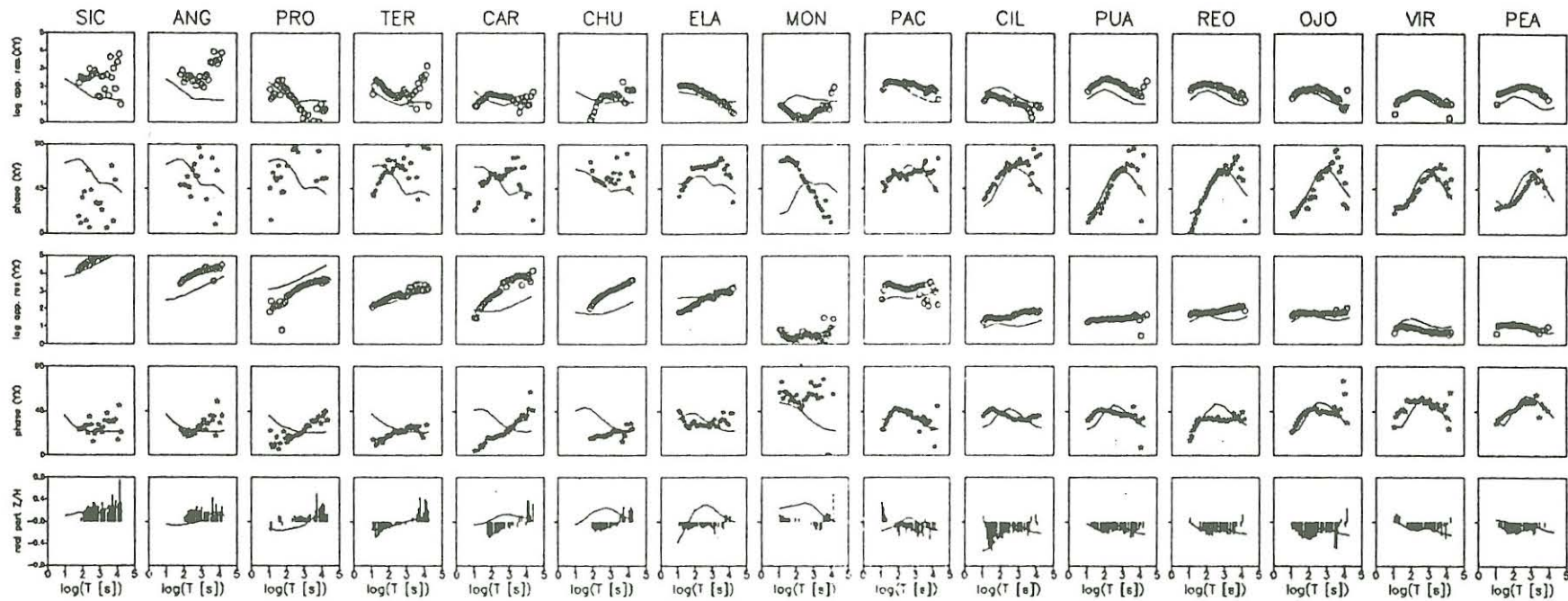


Abb. 6a: Meßdaten und Modellanpassung für Profil S22. Die oberen beiden Kästchen zeigen Widerstände und Phasen der E-Polarisation, darunter die Werte der B-Polarisation. Unten sind die auf das Profil projizierten Induktionspfeile dargestellt. Die Lage der Meßpunkte im Modell ist Abb. 6b zu entnehmen.

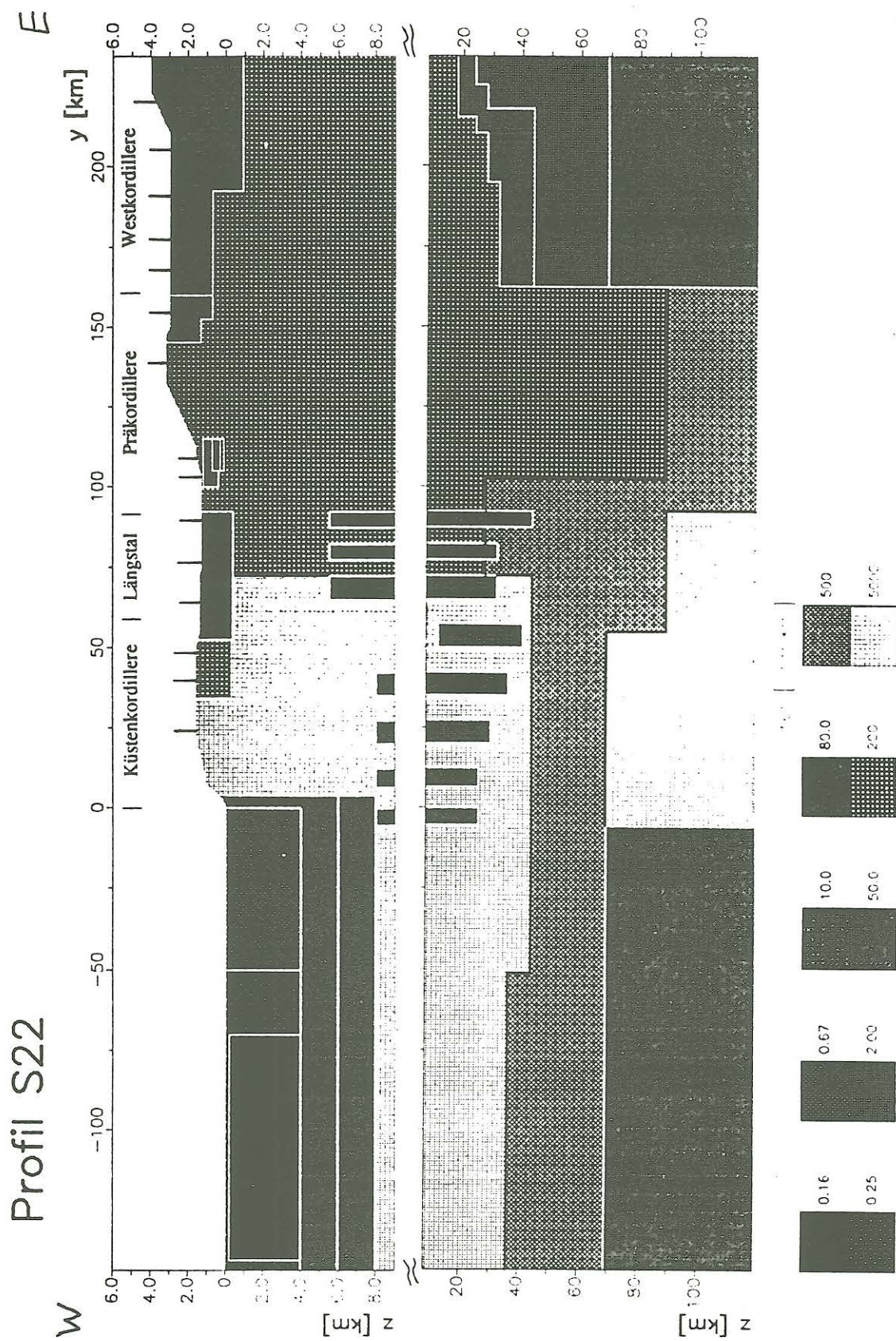


Abb. 6b: Das 2D-Modell S22 von der Küsten- bis in die Westkordillere. Die morphologische Gliederung und die Lage der Stationen ist ebenfalls dargestellt.

1986). Der östliche Teil ist mit 200 Ωm erheblich niederohmiger. Das Atacama-Störungssystem, das in mehreren N-S streichenden Brüchen mit E-W streichenden Querelementen auftritt, ist nicht identifiziert worden.

Im Chilenischen Längstal sind deutlich die Sedimente zu erkennen. In Krustentiefen bis 30 km beträgt der Widerstand im östlichen Teil 200 Ωm und liegt damit deutlich unter den Werten der Küstenkordillere und des westlichen Teiles. Für größere Tiefen steigt der Widerstand weiter an. Der lamellierte Leiter setzt sich auch unter dem Längstal in vergleichbarer Tiefe fort. Er endet aber abrupt an der Grenze zur Präkordillere, ca. 100km von der Küstenlinie entfernt. Die ILF der Säulen ist bis auf 19000 S weiter gestiegen. Die Dicke der Säulen ist nicht zu bestimmen und so kann eine 'Dicke' durch mehrere 'Dünne' ersetzt werden. Aus diesem Grund wird dieser lamellierte Leiter als das Kluftsystem interpretiert, in dem das in der subduzierenden Platte vorhandene freie Wasser aufsteigt. Haak & Giese (1986) beschreiben den Aufstieg von durch Dehydration entstandenem Wasser erst für den Bereich unter der Prä- und Westkordillere.

Die Präkordillere stellt sich fast als homogener Halbraum dar. Widerstände von 200 Ωm werden bis 90 km Tiefe beobachtet, danach ein leichter Anstieg auf 500 Ωm . An der Station MON wird eine lokale Anomalie mit $\rho < 10 \Omega\text{m}$ für beide Polarisierungen und alle Perioden registriert. Im Modell ist dies mit einem guten Leiter in geringer Tiefe berücksichtigt worden.

Deutlich strukturierter ist der Untergrund der Westkordillere. Nach einer gutleitenden Deckschicht von bis zu 5 km Mächtigkeit und Widerständen von 200 Ωm bis in Tiefen von 30 km wird eine mächtige GLZ angetroffen. Diese Hauptanomalie liegt am Westrand in 45 km Tiefe und erreicht eine ILF von ca. 13000 S. Nach Osten steigt sie in höhere Krustenstockwerke und liegt unter dem Hauptkamm in einer Tiefe von 25 km. Die ILF hat auf ca. 23000 S zugenommen und damit eine ähnliche Größenordnung wie die durch den Tiefseegraben erzeugte Leitfähigkeitsanomalie. Die Westkordillere ist der gegenwärtige 'vulkanische Bogen' der andinen Subduktion und die Oberplatte sollte sich in etwas mehr als

100 km Tiefe befinden (Haak & Giese 1986). So liegt es nahe, diesen guten Leiter durch partielle Schmelzen zu erklären. Schwarz et al. (1986) beschreiben eine Zone extrem niedriger elektrischer Leitfähigkeit in etwas mehr als 10 km Tiefe für Stationen ca. 60 km weiter südlich und deuten diesen Bereich als partiell geschmolzenes Material.

2.3 Modell Subandin - Chaco

Für das Vorland der Anden wird ein weiteres 2D-Modell vorgestellt, das ca. 270 km weiter südlich in NW-Argentinien liegt (s. Abb. 1). Die Induktionspfeile zeigen ein NS-Streichen und so sind als ein Ergebnis der Tiefensondierung 2D-Bedingungen für ein EW-Profil weitestgehend vorhanden. Auffällig ist jedoch die schon für kleine Perioden vorhandene starke Anisotropie zwischen den XY- und YX-Komponenten des scheinbaren spezifischen Widerstandes (vgl. Abb. 7a). Sie könnte durch 3D-Effekte begründet sein.

Die Abbildungen 7a,b zeigen wieder Daten, Anpassung und Modell in der gleichen Nomenklatur wie oben. Elektrisch wird ein Dreischichtfall beobachtet. Reutter et al. (1986) beschreiben eine keilförmig nach Westen zunehmende Mächtigkeit der Sedimente sowohl des Paläozoikums wie auch des Mesozoikums und Tertiärs. 1D-Modelle der E-Polarisation lieferten für die mächtigen Sedimente des östlichen Subandins und Chacos eine ILF von ca. 1500 S. Mit einer Tiefe von 6.5 km und $\rho = 5 \Omega\text{m}$ liefert das 2D-Modell eine ILF von 1300 S und steht damit gut im Einklang mit den 1D-Modellen. Die Stationen östlich von Profilkilometer 125 zeigen eine starke Anisotropie. Eine Anpassung wurde im 2D-Modell durch steilstehende Schichten vorgenommen. Länge und Tiefenlage der 'Säulen' wurde durch Probieren festgelegt. Tektonisch herrscht eine Überschiebungs- und Schuppentektonik vor. Mindestens 60 km Verkürzung sind in den Falten und Überschiebungen des Subandin nachzuweisen. Um diesen Betrag hat sich nach Allmendinger et al. (1983) die Ostkordillere nach E über den Untergrund des Subandin überschoben. Abb. 8 zeigt geologische W-E Profile durch das Vorland zwischen 22°30' und 25° S in NW-Argentinien. Hier wird deutlich wie heterogen die Sedimente hier anzutreffen sind und man von '2D-Verhältnissen mit

Subandin – Chaco

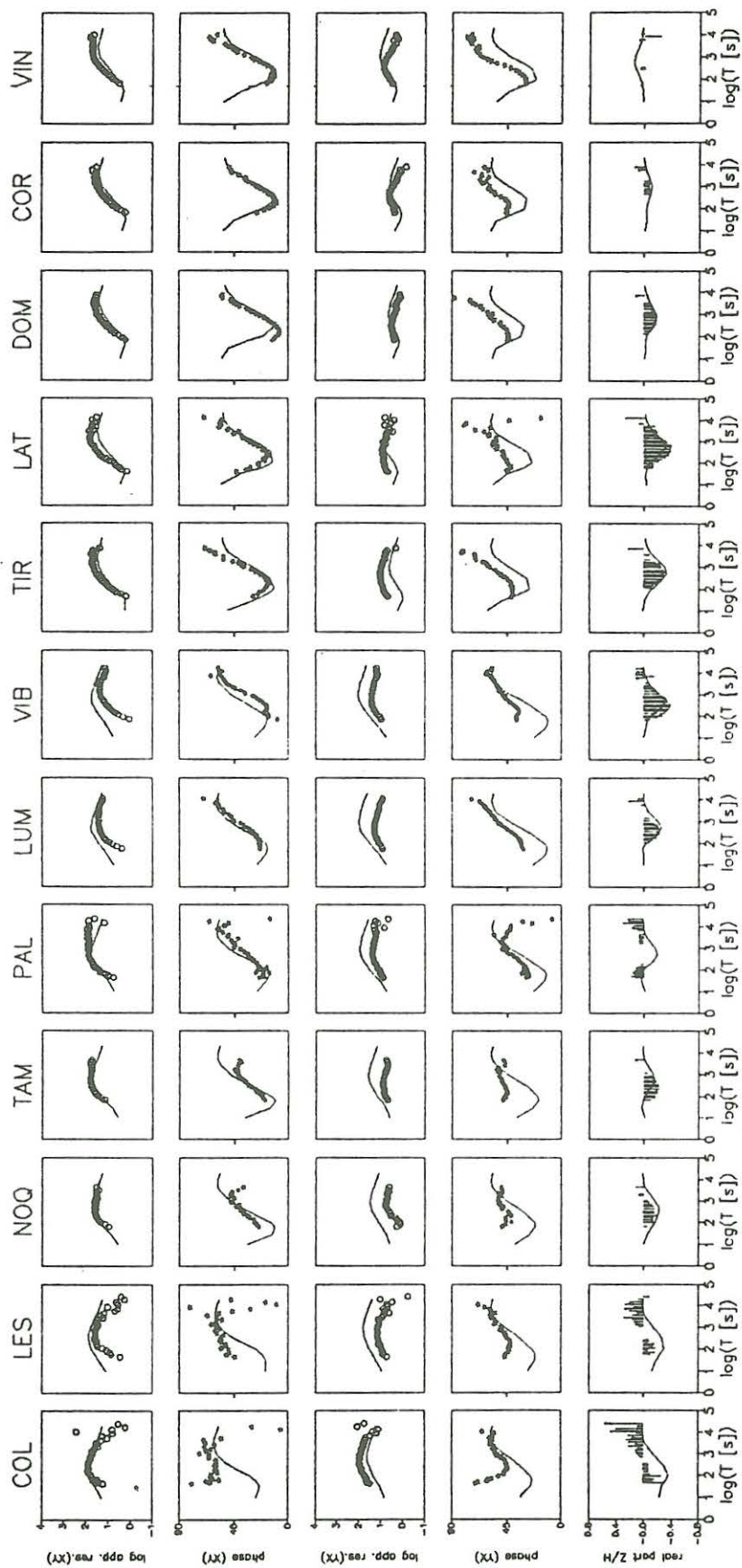


Abb. 7a: Meßdaten und Modellanpassung für das Profil Subandin-Chaco im Andenvorland. Darstellung wie Abb. 6a.

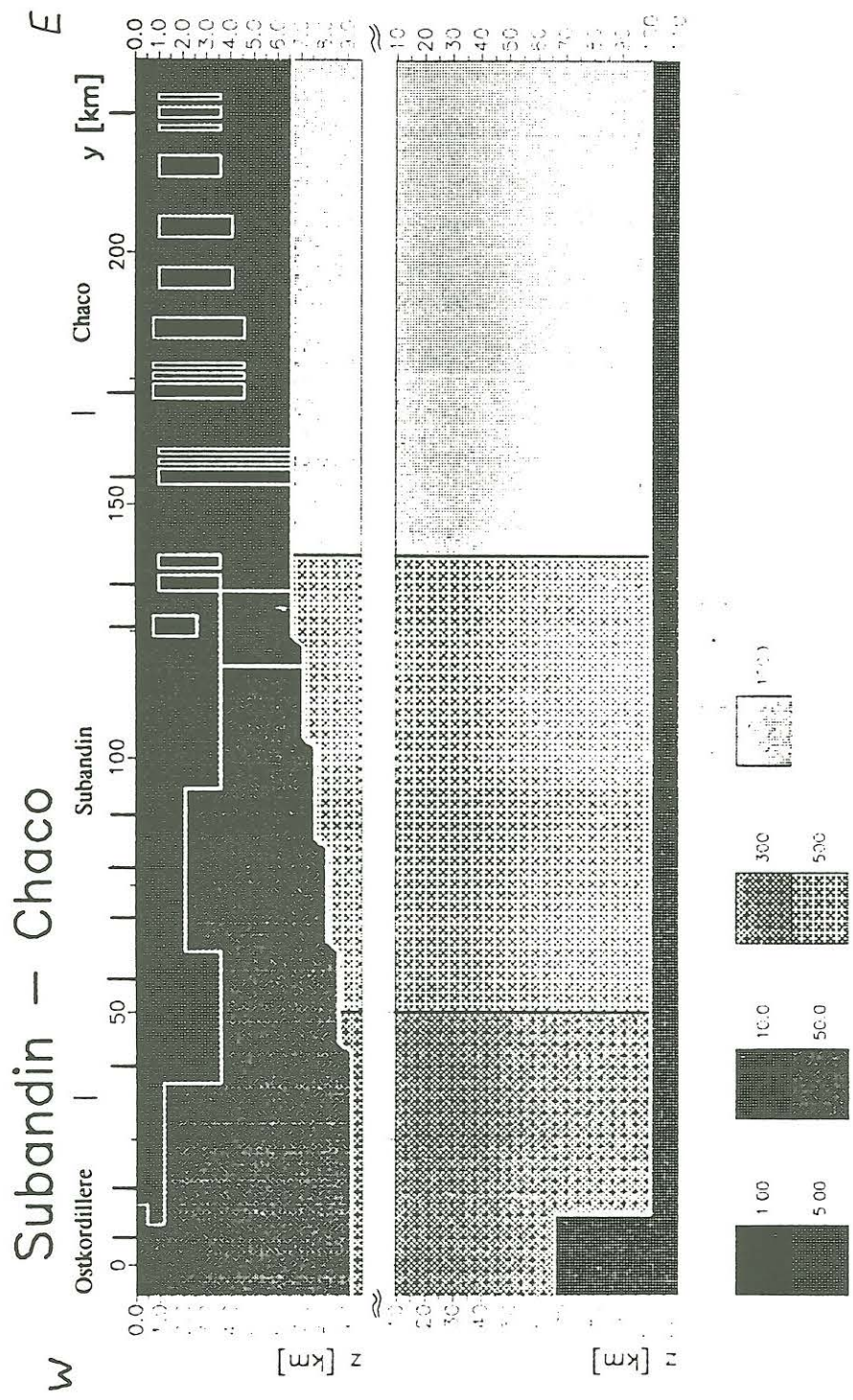


Abb. 7b: Das 2D-Modell Subandín - Chaco mit seiner morphologischen Gliederung und den Stationslagen.

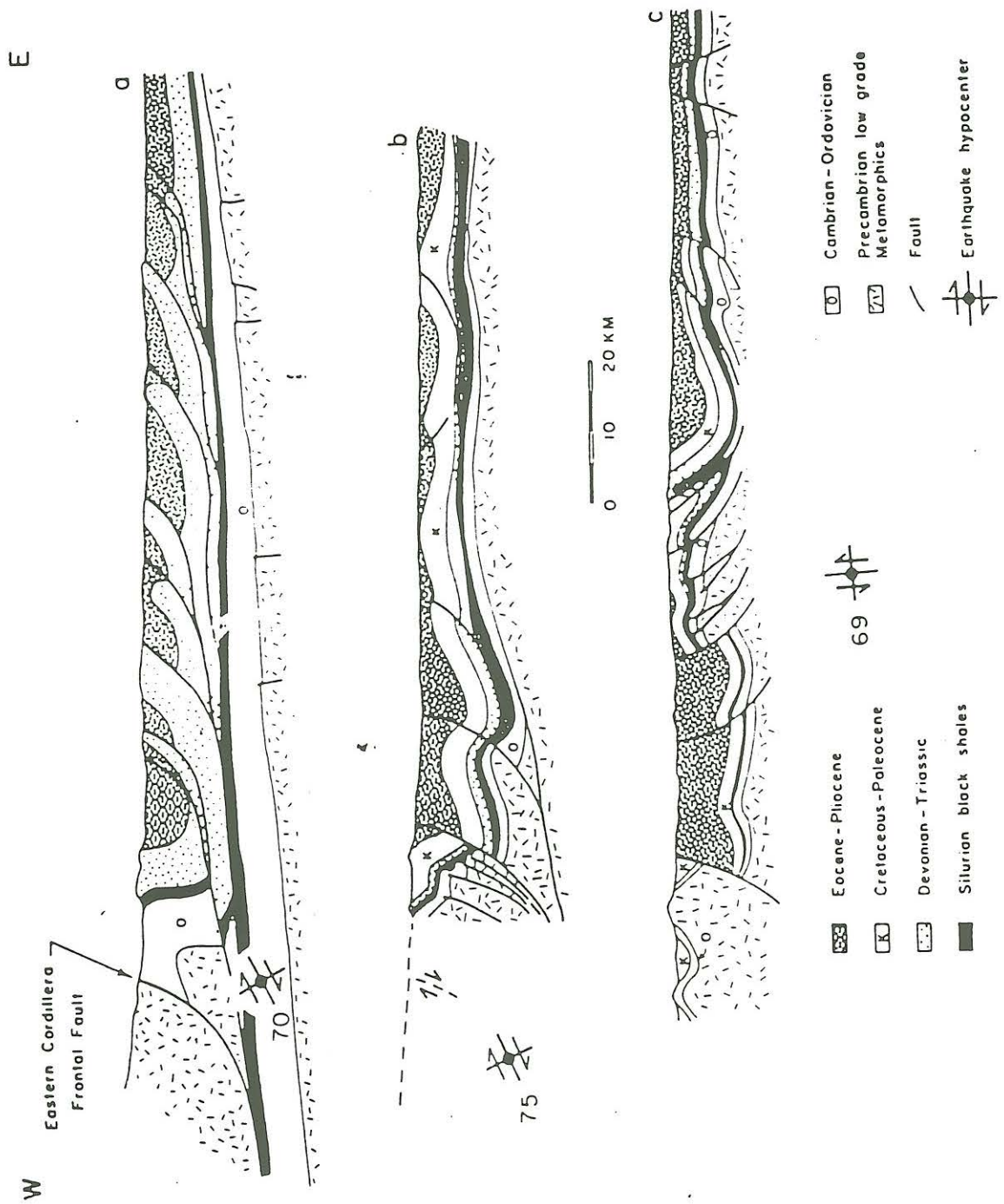


Abb. 8: W-E Profile durch das Vorland der Anden in NW-Argentinien auf 22.5°S, 23.75°S und 25°S (nach Jordan et al., 1983).

3D-Charakter' sprechen muß. Die in den Sedimenten modellierten Säulen können aber gut als die steil einfallenden Aufschiebungen (vgl. Abb. 8) interpretiert werden. Mit AMT-Messungen könnte untersucht werden ob Ober- und Unterkante der Säulen Punkte angeben von bzw. bis zu welcher Tiefe die Aufschiebungen reichen. Deutlicher scheint aber, das sich die älteren (westlichen) Überschiebungen nicht (mehr) so klar zeigen und auch die jüngsten (noch) nicht so ausgeprägt sind. Im westlichen Teil des Subandin wird neben fehlender Anisotropie mit $\rho = 50 \Omega\text{m}$ ab ca. 3 km Tiefe ein um den Faktor 10 höherer Widerstand im Sediment beobachtet. Die Anpassung der Induktionspfeile ist gut gelungen und wird fast ausschließlich durch die gut leitende Deckschicht hervorgerufen. Unterhalb der Sedimente liefert das Modell keine weitere Differenzierung mit der Tiefe für die Kruste. Man erkennt aber eine starke Zunahme des Widerstandes für die Kruste und den oberen Mantel von W nach E. Der Anstieg von 300 auf 1000 Ωm wird als Übergang zum Brasilianischen Schild interpretiert und kann physikalisch durch die Abnahme des Temperaturgradienten zum Kraton erklärt werden.

Die Anpassung der Phasen $> 45^\circ$ für Perioden > 10000 s bei fast allen Meßpunkten in beiden Polarisationen führte zu einem guten Leiter in 100 km Tiefe mit 10 Ωm , der unterhalb der E-Kordillere höher zu liegen scheint.

Der Vergleich mit dem 2D-Modelle aus S-Bolivien zeigt keine gravierenden Unterschiede. Auch ca. 350 km weiter nördlich muß man eine gutleitende Zone in großer Tiefe, ein Anwachsen des Widerstandes in der Lithosphäre von W nach E und die anisotropen Sedimente mit steilstehenden Schichten modellieren um eine befriedigende Anpassung zu erhalten.

Literatur

Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. & Isacks, B.L. (1983): Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 2, 1-16

Damm, K., W., Pichowiak, S., & Todt, W. (1986): Geochemie, Petrologie, und Geochronologie der Plutonite und des metamorphen Grundgebirges in Nordchile. *Berl. geowiss. Abh. (A)* 66, 73-146

Dosso, H., W. & Meng, Z., W. (1992): The coast effect response in geomagnetic field measurements. Phys. Earth Planet. Inter., submitted

Fischer, G. & Schnegg, P., A. (1978): Electromagnetic response of an ocean-coast model to E-polarization induction. Geophys. J. R. astr. Soc., 53, 599-616

Fischer, G. & Weaver, J., T. (1986): Theoretical investigation of the ocean-coast effect at a passive continental margin. Phys. Earth and Planet. Inter., 42, 246-254

Haak, V. & Giese, P. (1986): Subduction induced petrological processes as inferred from magnetotelluric, seismological and seismic observations in N. Chile and S-Bolivia.-Berliner geowiss. Abh. (A), 66, 231-246

Heinsohn, W. (1990): Krustenseismische Untersuchungen in der Küstenkordillere von Nordchile und Aufbau und Realisierung einer automatischen Feldapparatur.-Diplomarbeit, FU-Berlin, unveröff.

Jordan, T., E., Isaks, B., L., Allmendinger, J., A., Brewer, J., A., Ramos, V., A. & Ando, C., J. (1983): Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate.-Geol. Study of America Bulletin, 94, 341-361

Krüger, D., Massow, W., Rath, V. & Schwarz, G. (1990): Neues von der Andengeotrasverse.-Prot. Koll. Elektromagn. Tiefenforschung, Hornburg, 267-278

Reutter, K., J., Schwab, K. & Giese, P. (1986): Oberflächen- und Tiefenstrukturen in den Zentralen Anden.-Berliner geowiss. Abh., (A) 66, 242-259

Schwarz, G., Haak, V., Martinez, E. & Bannister, J. (1984): The electrical conductivity of the Andean crust in northern Chile and southern Bolivia as inferred from magnetotelluric measurements.-J. Geophys., 55, 169-178

Schwarz, G., Martinez, E. & Bannister, J. (1986): Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in den Zentralen Anden.-Berliner geowiss. Abh. (A), 66, 49-72

Schwarz, G., Chong, D., G., Krüger, D., Martinez, E., Massow, W., Rath, V. & Viramonte, J. (1990): Crustal electrical resistivity structure in the southern Central Andes. Proc. Int. Symp. Andean Geodynamics, Grenoble, 41-43

Wannamaker, P., E., Stodt, J., A. & Rijo, L. (1987): A stable finite element solution for Two-dimensional magnetotelluric modelling.-Geophys. J. R. astr. Soc., 88, 277-296

Wigger, P. (1988): Seismicity and Crustal Structures of the Central Andes. -in Bahlburg, Breikreuz & Giese (Eds.): The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences, Bd.17, 209-230, Springer-Verlag