

# Neues von der Andengeotraverse: N-Chile und NW-Argentinien

*D. Krüger, W. Massow, V. Rath, G. Schwarz \**

23. Juli 1990

## 1 Einleitung

Die Anden zwischen dem 21. und 25. südlichen Breitengrad sind seit mehr als acht Jahren das Arbeitsgebiet Berliner Geowissenschaftler. Im Rahmen einer Forschergruppe wurden in zahlreichen Meßfahrten geologische und geophysikalische Daten zusammengetragen und einzelne Gebiete der Zentralen Anden geowissenschaftlich detaillierter erforscht. Darüber hinaus ist man bemüht aus diesen Beobachtungen Ideen zu entwickeln, die über die klassischen Vorstellungen von Subduktionsprozessen hinausgehen. Der Stand der Entwicklung kann bis zum Erscheinen der Abschlußpublikation dem Abstractband *Structure and Evolution of the Central Andes in Northern Chile, Southern Bolivia and Northwestern Argentina, (1990)* [1] entnommen werden.

Im Südherbst 1989 wurde die vorläufig letzte Meßkampagne der Arbeitsgruppe Magnetotellurik in Nordchile durchgeführt. Innerhalb von drei Monaten sind an 36 Punkten die Horizontalkomponenten des erdelektrischen und die drei Komponenten des erdmagnetischen Feldes registriert worden. Gemessen wurde mit sechs gleichzeitig eingesetzten MT-Apparaturen, die mit Fluxgate-Magnetometern bestückt in einem Periodenbereich von 40 – 30000 s arbeiten. Um den Periodenbereich zu kürzeren Perioden hin zu erweitern, kam an 21 dieser Stationen nach einer Standzeit von 10 – 14 Tagen zusätzlich eine MT-Apparatur mit einem Induktionsspulen-Magnetometer ( Periodenbereich: 3 – 1000 s) für ein bis drei Tage zum Einsatz.

---

\*Institut für geophysikalische Wissenschaften, Freie Universität Berlin, Rheinbabenallee 49, 1000 Berlin 33. FRG

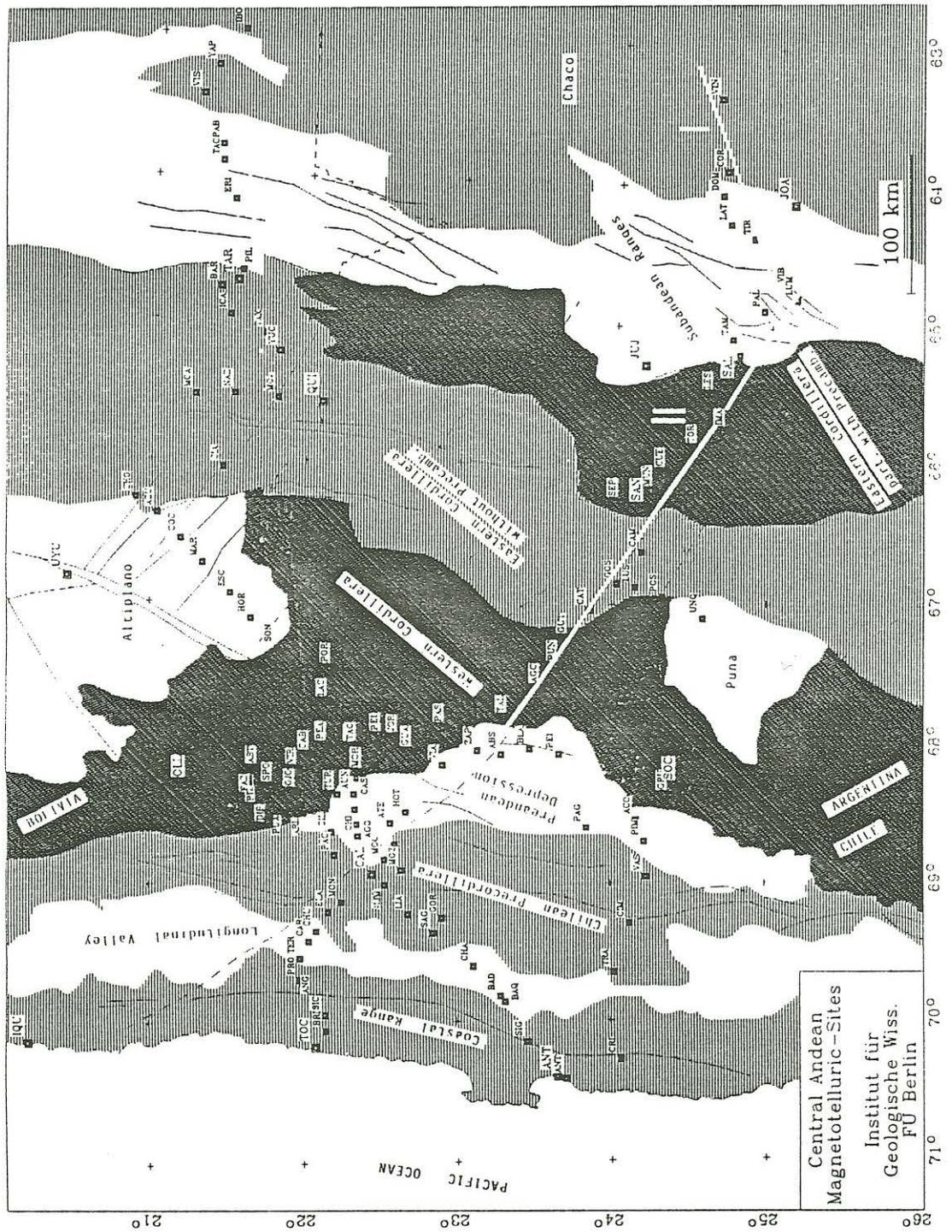


Abbildung 1: Lageplan der MT-Stationen und morfostrukturelle Einheiten der Zentralen Anden (nach Reuter et al., 1988).

Somit können die Widerstandskurven mit einem Überlappungsbereich von  $1\frac{1}{2}$  Dekaden im Idealfall von 3 s bis zu Perioden von 30000 s ausgewertet werden. Abbildung 1 zeigt die nun insgesamt mehr als 120 vermessenen MT-Stationen, die sich über Nordwestargentinien, Südbolivien und Nordchile verteilen. Mit dem bei der letzten Meßfahrt fertiggestelltem Profil auf der Höhe von Tocopilla, das an der pazifischen Küste beginnt und bis an die bolivianischen Grenze in der Westkordillere läuft und den bisher gemessenen Daten (*Schwarz et al., 1984, 1986, 1988* [5,6,7]), liegen nun zwei ca. um zwei Grad zueinander versetzte EW-Profile vor, die jedes für sich auf ihrer Länge von je ca. 700 km alle strukturellen Einheiten der Anden queren.

Auf dem neuen Teilprofil ist ein Meßpunktabstand von 15 km nicht überschritten worden, um der zum Teil heute noch aktiven Bruchtektonik in der Küstenkordillere (*Reuter et al., 1988* [4]) und infolge dessen steilstehenden Verwerfungen gerecht zu werden. Ebenfalls wurde bei der letzten Kampagne die Stationsdichte in der Westkordillere, hier liegt der Übergang zu einer regionalen Leitfähigkeitsanomalie (vgl. *Schwarz et al., 1986* [6]), erhöht, so daß nun in diesem Gebiet auf einer Fläche von 150 × 100 Kilometern 36 Stationen zur Verfügung stehen.

## 2 Erdmagnetische Tiefensondierung

Die Abbildung 2 zeigt die Ergebnisse der Erdmagnetischen Tiefensondierung für  $T = 100$  s. Vergleicht man die Ergebnisse aus dem Norden mit denen aus dem Süden, so sieht man deutlich, daß die Anden kein streng in West-Ost-Richtung strukturiertes Kettengebirge darstellen. Sogar im Küsten- und Präkordillerenbereich, in dem man auf Grund des ca. 80 km vor der Küste verlaufenden Peru-Chile-Grabens einen starken Küsteneffekt annehmen muß (vgl. Station ANG), weisen die Induktionspfeile nicht senkrecht von der Küste fort, sondern zeigen eine den Küsteneffekt deutlich überprägende Nord-Süd Strukturierung an. So erkennt man eine nordöstlich von Tocopilla gelegene Zone erhöhter Leitfähigkeit, vermutlich in der oberen Kruste, die NW-SE zu streichen scheint. Auf der Länge von Calama in Richtung Westkordillere sieht man durch die Verdichtung der Meßpunkte gut die Zunahme der integrierten Leitfähigkeit und das Abknicken der regionalen Anomalie nach Süden. Der gute Leiter streicht entlang der Westkordillere mit ihrem

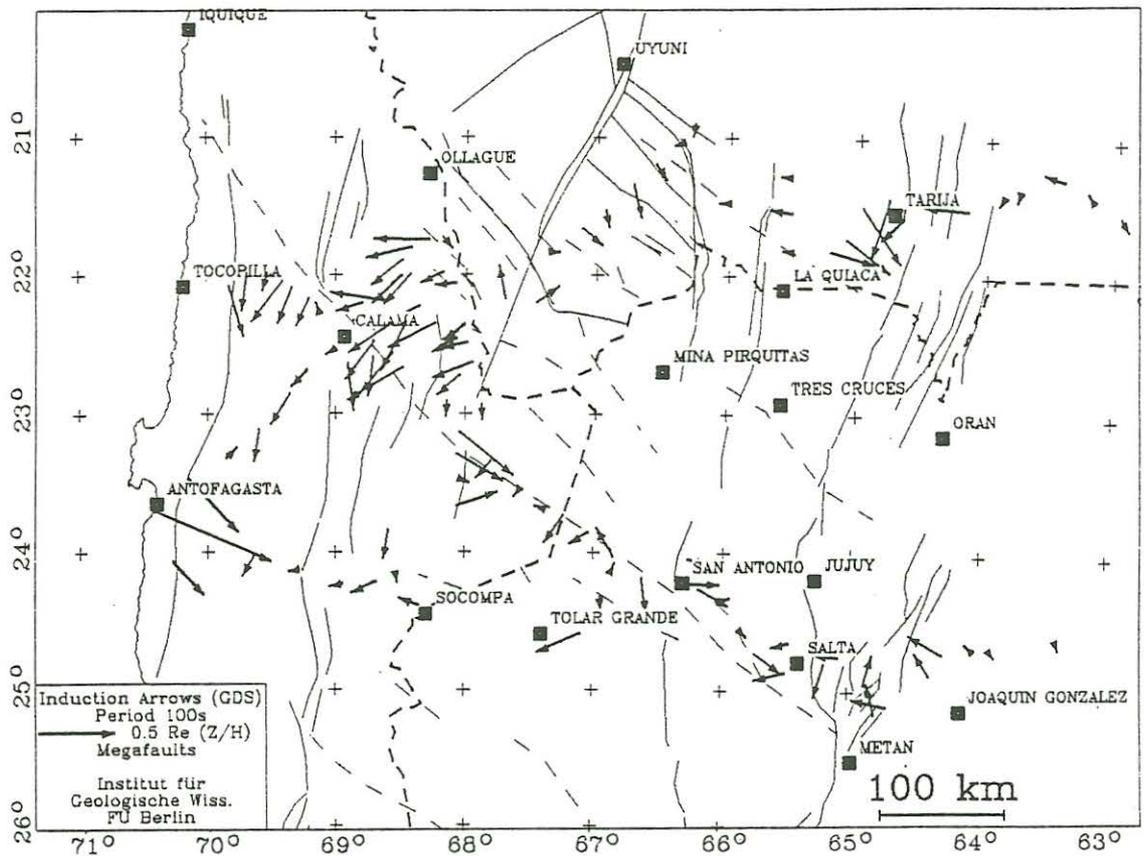


Abbildung 2: Erdmagnetische Induktionspfeile für  $T = 100$  s. Ebenfalls dargestellt sind die im Messgebiet bekannten Hauptstörungssysteme.

in diesem Bereich aktiven Vulkanismus von NNW nach SSE und ist bis nach Argentinien gut zu verfolgen wie die Induktionpfeile für  $T = 400$  s zeigen (Abb. 3). Auf dem nördlichen Profil kann die Zone erhöhter Leitfähigkeit von der Westkordillere über den Altiplano und die gesamte Ostkordillere hin verfolgt werden. Die östliche Grenze der Anomalie ist am Rande der Ostkordillere westlich von Tarija bei  $65^\circ$  W mit einem hohen Leitfähigkeitskontrast deutlich zu identifizieren. Die W-E Erstreckung des guten Leiters ist auf dem Südprofil geringer. Die Zone maximaler integrierter Leitfähigkeit scheint sich in der Ostkordillere nach W hin zu verschieben, wie aus dem Anwachsen der Induktionpfeile geschlossen werden kann. Sie endet bereits bei San Antonio auf  $66.3^\circ$  W, zusammenfallend mit einem morphostrukturellen Wandel der Ostkordillere (vgl. Abb. 1). Ein weiterer Unterschied zum Norden besteht darin, daß die Grenze der Anomalie im Süden nicht so kontraststark ausgeprägt ist. Auch zu längeren Perioden hin, wie in Abbildung 4 ( $T = 1060$  s) dargestellt, wachsen die Beträge der Induktionpfeile nicht mehr an, so daß man vermuten könnte, der gute Leiter sei in größere Tiefen abgetaucht. Aus diesen Überlegungen heraus ist nicht eindeutig zu entscheiden, ob der westlich von San Antonio lokalisierte gute Leiter wirklich die südliche Fortsetzung der im Norden angetroffenen Anomalie ist, oder ob es sich um eine lokale Struktur handelt.

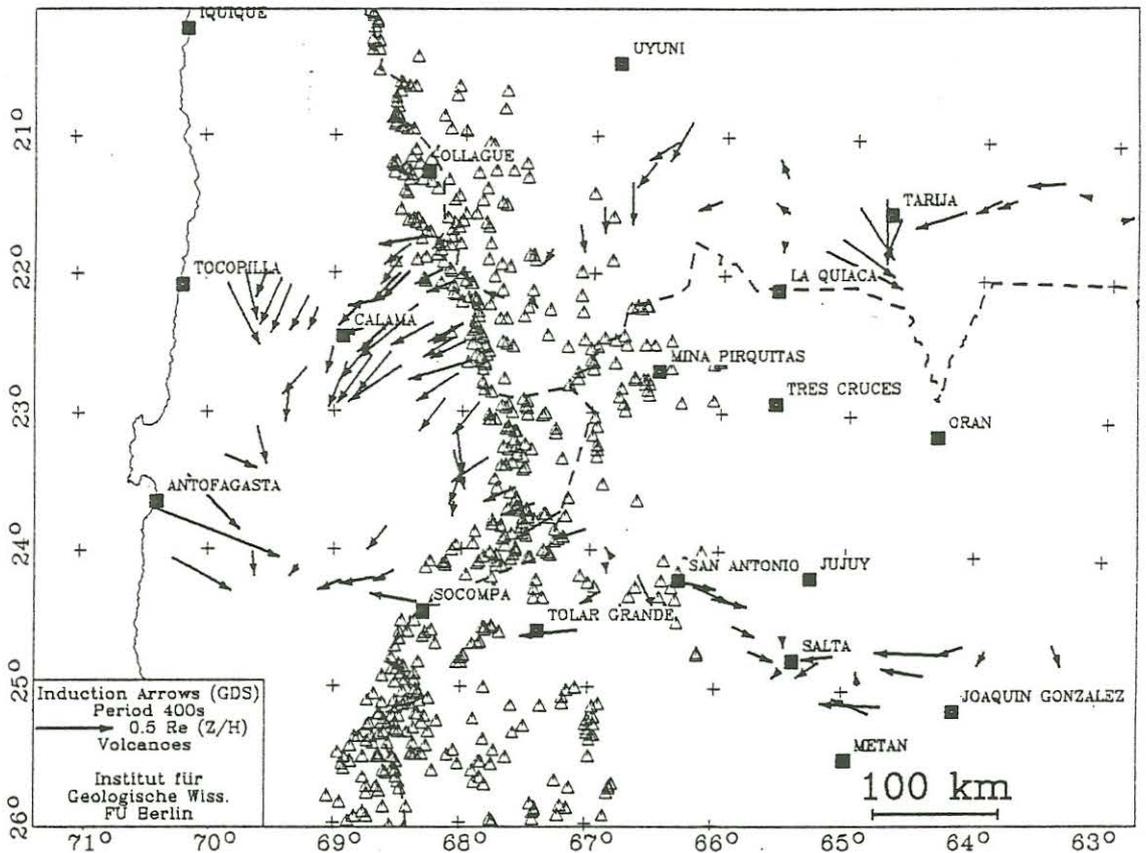


Abbildung 3: Erdmagnetische Induktionspfeile für  $T = 400$  s. Die Dreiecke repräsentieren vorhandene Vulkane.

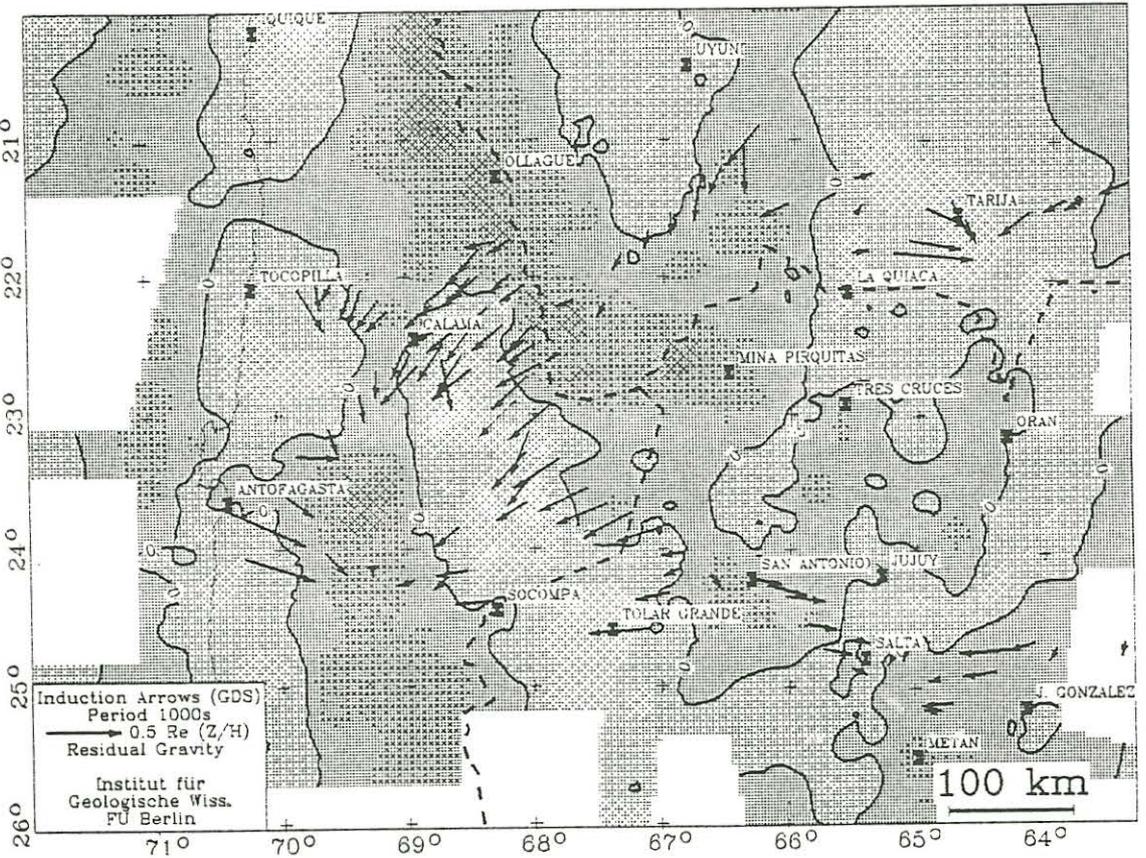


Abbildung 4: Erdmagnetische Induktionspfeile für  $T = 1000$  s hinterlegt mit dem Restfeld der Gravimetrie (Götze et al. 1988). Dunkel sind die gravimetrischen Minima, hell die Maxima eingezeichnet.

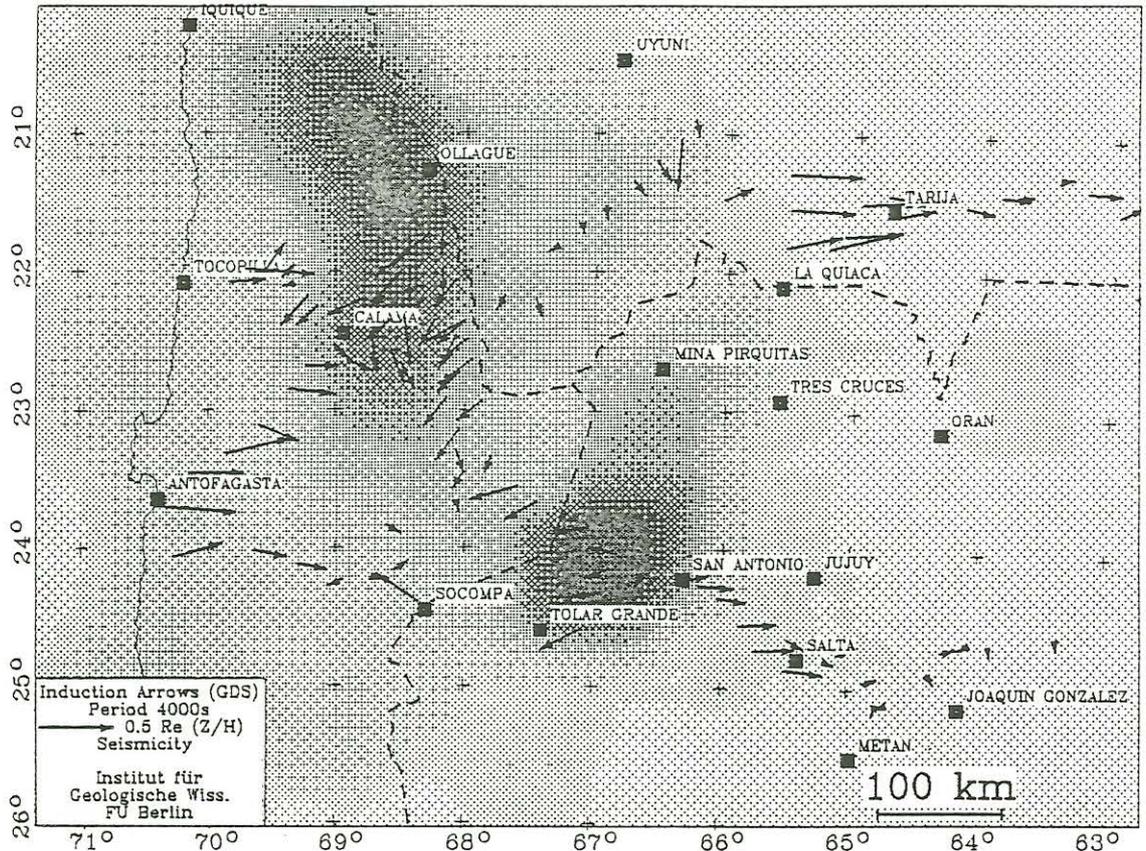


Abbildung 5: Erdmagnetische Induktionspfeile für  $T = 4000 \text{ s}$ . Unterlegt ist die Dichte der beobachteten Erdbeben summiert über alle Tiefenbereiche. Maxima erscheinen dunkel.

In der Abbildung 4 ist das Restfeld der Gravimetrie (Götze et al. 1988 [3]) zusammen mit den Induktionspfeilen bei  $T = 1000 \text{ s}$  dargestellt. Unter Berücksichtigung des Küsteneffektes (hier: Nichtbeachtung der Induktionspfeile westlich von  $69^\circ \text{ W}$ ) erweckt die Darstellung den Eindruck, daß eine Beziehung zwischen den Induktionspfeilen und dem Restfeld derart besteht, daß die Pfeile von den gravimetrischen Minima fortweisen. Diese Korrelation zwischen Massendefizit und Zone erhöhter Leitfähigkeit stützt die Vermutung, die Anomalie sei durch partielle Schmelzen zu begründen.

Für Perioden  $> 4000 \text{ s}$  (Abb. 5) wird der Küsteneffekt in der magnetischen Transferfunktion bis in die Westkordillere hinein sichtbar. Erst bei einem Küstenabstand  $> 100 \text{ km}$  überlagern sich die regionalen Anomalien der Küstenanomalie, so daß keine strenge Einregelung der Pfeile von der Küste fort mehr besteht. Die östliche Leitfähigkeitsgrenze bei Tarija ist auch bei dieser Periode noch kontraststark, während die Induktionspfeile bei San Antonio nur noch Beträge von  $\approx 0.1$  aufweisen. Das Subandin und der Chaco weisen sich insgesamt, wenn auch im Süden etwas stärker, durch kleine Beträge der Induktionspfeile aus, die zu noch längeren Perioden weiter sinken.

### 3 Magnetotellurik

Standardmäßig wurde für die Bestimmung des Impedanztensors sowohl ein festes NS-EW Koordinatensystem gewählt, als auch nach der *Swift'schen* Methode ausgewertet. Dabei wird ein Drehwinkel  $\alpha_{swift}$  des Koordinatensystems bestimmt, so daß die Summe der Betragsquadrate der Antidiagonalelemente maximiert wird. Bei vielen Stationen unterschied sich das so bestimmte Koordinatensystem, welches unter 2D-Bedingungen in Streichrichtung der regionalen Anomalie liegen sollte, nur um wenige Grad von dem geographischen System (z.B. **DIB** Abb. 6). Die Station liegt im westlichen Randbereich der Westkordillere und wurde während

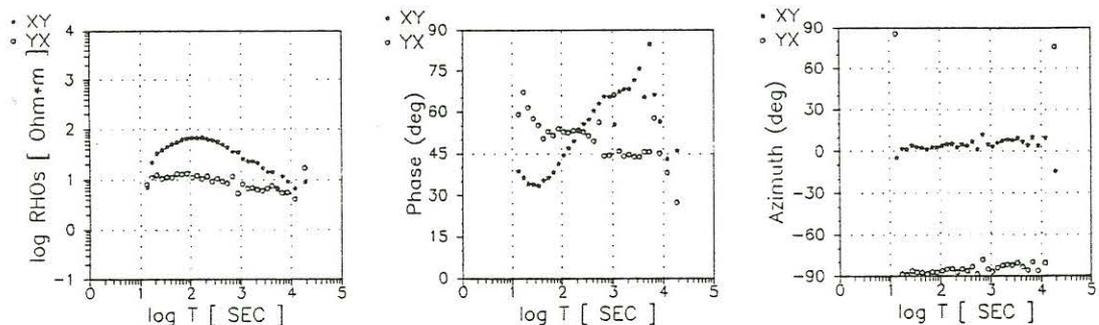
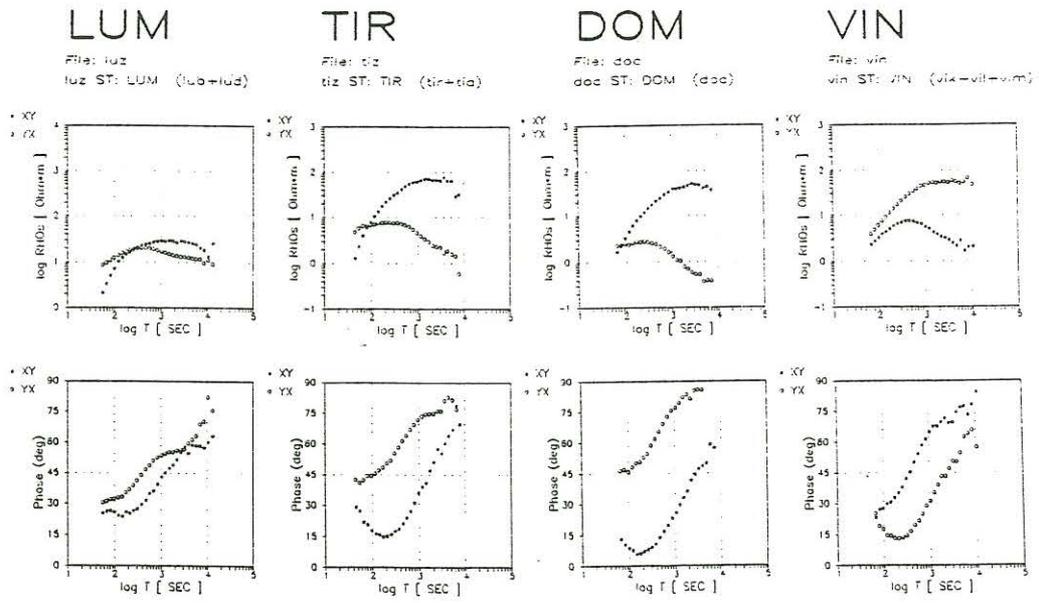


Abbildung 6: Station **DIB**: Beispiel einer typischen MT-Station aus der Westkordillere, die während eines magnetischen Sturms registriert wurde.

eines magnetischen Sturmes im März 1989 vermessen. Hier können die mit dem Fluxgate registrierten Daten bis zu einer Periode von etwa 20 s als verlässlich angesehen werden. Eindeutig ist die NS-Komponente als E-Polarisation zu identifizieren. Die insgesamt gut leitende Kruste teilt sich in drei Bereiche auf: es existiert eine gut leitende Deckschicht; bis zu  $T \approx 130$  s (was nach der Bosticktransformation ( $\rho_{Bost} \approx 62 \Omega m$ ) zu einer Tiefe von 33 km führt) steigt der scheinbare spezifische Widerstand bis auf  $70 \Omega m$  an und fällt zu höheren Perioden schnell wieder auf Werte kleiner  $10 \Omega m$ . Die in schon geringer Tiefe gut bis sehr gut leitende Kruste ist typisch für die Westkordillere mit ihrem aktiven Vulkanismus.

Leider ergibt sich nicht immer ein derart klares Bild der Zuordnung von E- oder B-Polarisation. Vielfach reicht das laterale Verhalten des Drehwinkels  $\alpha_{swift}$ , das geologische Vorwissen und die Ergebnisse der erdmagnetischen Tiefenson-



Pseudo 2D Resistivity Cross Section

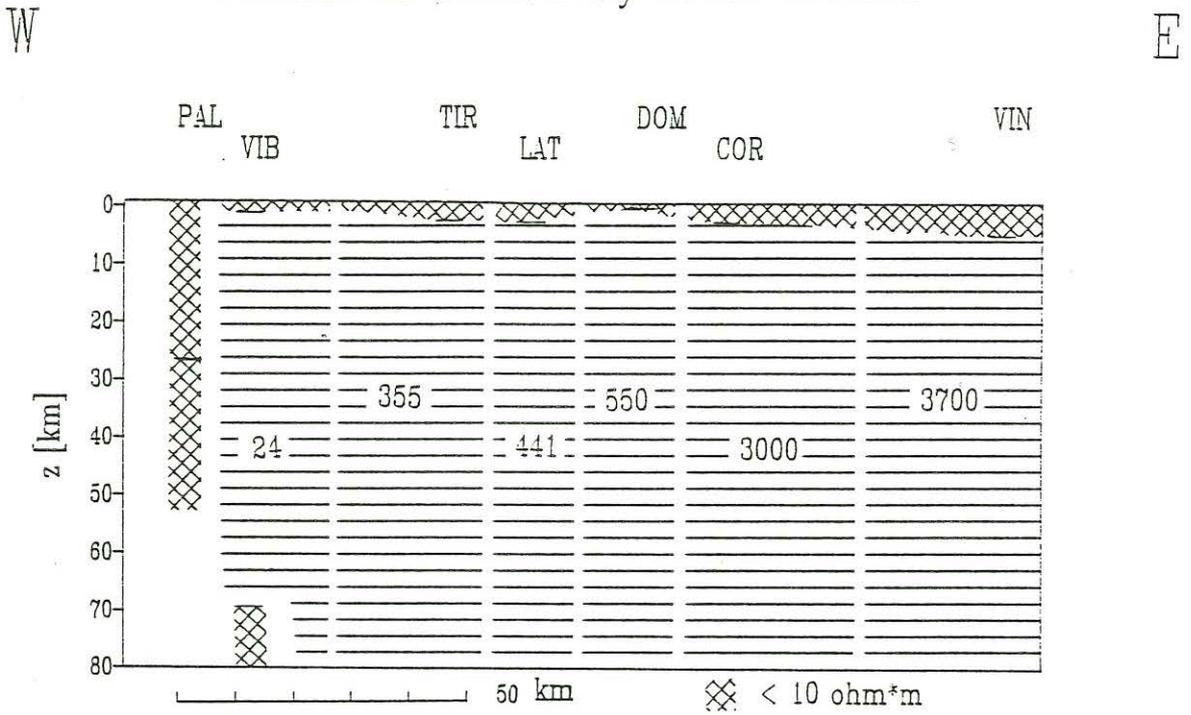


Abbildung 7: Stationen des Subandin - Chaco Bereiches. Oben: Charakteristische Stationen Unten: Pseudo-2D-Schnitt Profil 1. Dieser Schnitt beruht auf 1D-Modellen.

dierung nicht aus, um die E-Polarisation zu bestimmen. In solchen Fällen ist nur aus dem Vergleich der Widerstandskurven mit Nachbarstationen eine Entscheidung möglich. In einem Extremfall wurde an einer Station im Subandin die Widerstandskurve der stetigen Komponente um  $60^\circ$  aus der Nordrichtung herausgedreht.

Abbildung 7 zeigt exemplarisch einige Stationen des Subandin - Chaco Bereiches, für den auch ein Pseudo-2D-Schnitt erstellt wurde. Alle Stationen weisen einen stabilen Azimuth ( $\alpha_{swift}$ ) auf, der zwischen  $25^\circ$  und  $-10^\circ$  liegt. Somit ergibt sich für alle Stationen die NS-Komponente als die Richtung der E-Polarisation. Die Widerstandskurven der E-Polarisation sind vom gleichen Typus: man beobachtet einen stetigen Anstieg zu einem Maximum ( $\rho_a < 100 \Omega m$ ) bei  $T = 1000 - 3000 s$  während zu längeren Perioden die scheinbaren Widerstände wieder zu fallen beginnen. Dies deutet sich besonders stark in den Phasen an. Die Geologie beschreibt das Subandin als ein Gebiet, wie es für das Vorland vieler Orogene typisch ist. Die Mächtigkeit der Sedimente steigt von  $4 - 9 km$  im Osten auf bis zu  $15 km$  im Westen ( Reuter et al., 1988 [4]).

Die mächtige Sedimentbedeckung ist im Anstieg der kontinuierlichen Widerstandskurven gut zu erkennen. Ein bei der Mächtigkeit zu erwartendes 1D-Verhalten wird nicht beobachtet, vielmehr weist die starke Anisotropie der NS- zur WE- Komponente (besonders **TIR** und **DOM**), und die Ergebnisse der erdmagnetischen Tiefensondierung auf 2D wenn nicht sogar 3D Verhältnisse hin. Auch das Herausdrehen der Azimuthe (bei **TIR** fast  $30^\circ$ ) ist ein Indiz für laterale Störungen.

Für die eindimensionale Inversion wurde ein Programm mit dem von Fischer et al., (1981) [2] beschriebenen Algorithmus verwendet. Abbildung 8 zeigt die 1D-Anpassung der Chaco-Station VIN. Es wurde versucht sowohl die Widerstandswerte als auch die Phasen anzupassen.

Die so berechneten 1D Modelle des Profils 1 (Übergang Subandin-Chaco), sind in Abbildung 7 in Form eines Pseudo-2D-Schnitts dargestellt. Es zeigt sich eine kontinuierlich wachsende Mächtigkeit einer gut leitenden Deckschicht von W nach E, die einem schlechtleitendem Basement überlagert ist, dessen Tiefe und Widerstand nicht gut aufgelöst werden können, .

Einen weiteren Pseudo-2D-Schnitt (Profil 2, Westkordillere-Subandin) zeigt die Abbildung 9. In zwei Bereichen ist eine ausgeprägte Zone erhöhter Leitfähigkeit zu beobachten: zum einen liegt in der Westkordillere im Unterkrustenbereich eine Anomalie vor, die bis zur Ostkordillere (**CAT**) reicht; zum anderen erkennt

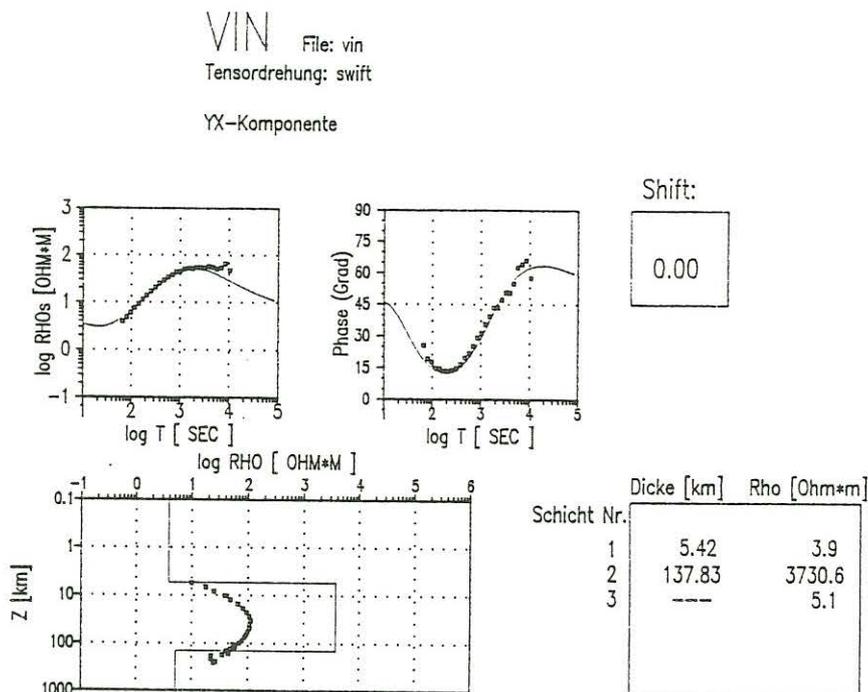


Abbildung 8: 1D-Modell der Chaco-Station VIN.

man östlich von San Antonio einen guten Leiter in der Mittel- bis Unterkruste. Die aneinandergereihten eindimensionalen Modelle zeigen ansonsten kein einheitliches Bild. Ursache hierfür können neben "echten" Änderungen der Widerstandstiefenverteilung auch eine Verfälschung des Impedanztensor durch oberflächennahe Inhomogenitäten ("static shift") sein, da alle hier dargestellten Modelle nicht korrigiert waren.

Um diesem Problem zu begegnen und ein geschlosseneres Bild der Leitfähigkeitsverteilung entlang der strukturellen Einheiten der zentralen Anden zu erhalten wird an 2D-Modellierungen gearbeitet. Verwendet wird ein 2D-Programm nach Wannamaker et al. (1987) [9], das auf der Methode der finiten Elemente beruht. Bedingt durch die gut leitenden Krustenbereiche und den extrem guten Leiter des Pazifics ergibt sich für die Modelleingabe die Notwendigkeit einer derart kleinen Diskretisierung ( $d \approx 1/3 \cdot \delta$ , wobei  $\delta \approx 500\sqrt{\rho T}$  die Schwerpunktstiefe in m ist), daß Modelle entstehen, die wegen ihrer Größe nur noch unzureichend handhabbar sind. Aus diesem Grund sollen zunächst Einzelstrukturen modelliert werden. Neben einer Abschätzung des Küsteneffekts nach Wannamaker et al. ist eine Interpretation mit Hilfe eines Dünnschichtmodells (Vasseur & Weidelt, 1977 [8]) geplant.

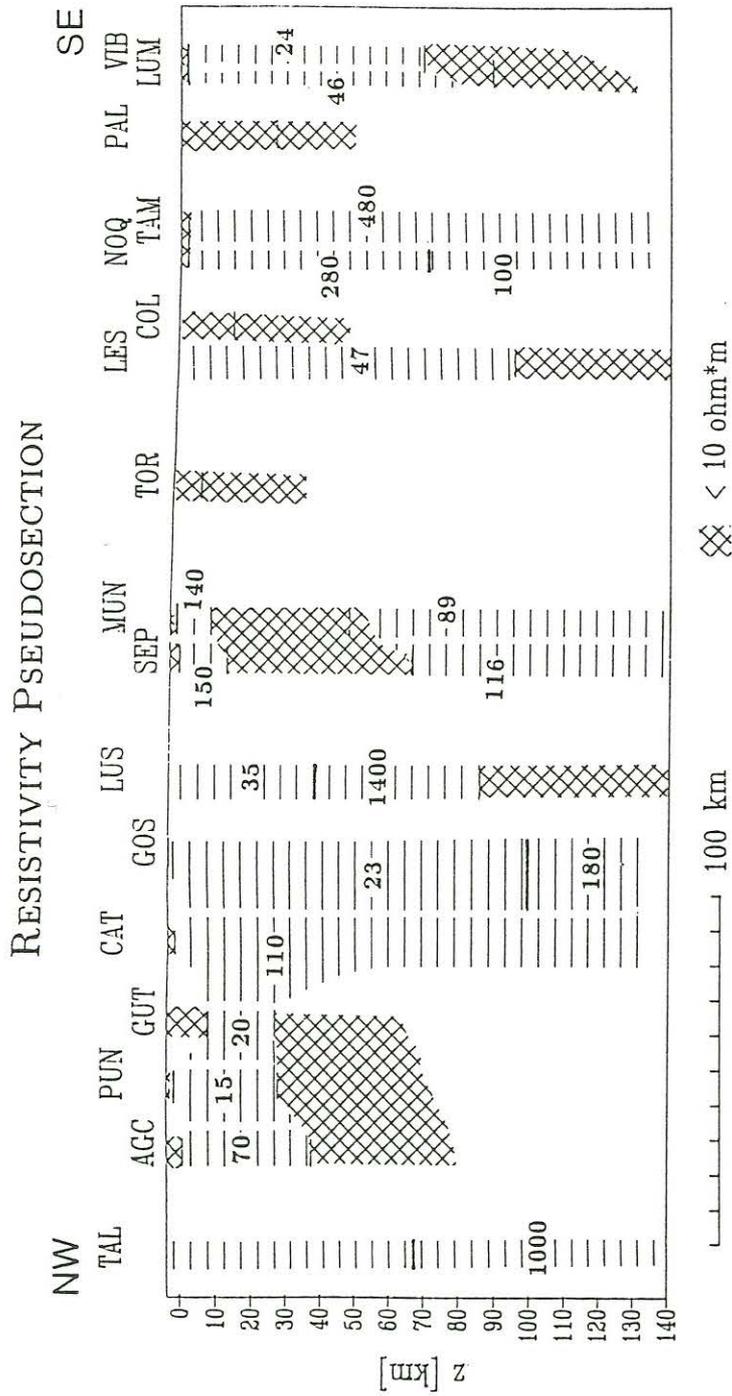


Abbildung 9: Pseudo-2D-Schnitt für die E-Polarisation für Profil 2. Dieses Profil ist 400 km lang; es beginnt in der Westkordillere, quert in Richtung SSE die gesamte Ostkordillere und endet im Subandin.

## Literatur

- [1] *Structure and Evolution of the Atlas Mountain System in Morocco and Structure and Evolution of the Central Andes in Northern Chile, Southern Bolivia and Northwestern Argentina*, Forschergruppe: Mobilität aktiver Kontinentalränder, 1990.
- [2] G. Fischer, P.A. Schnegg, Peguiron M., and B.V. Le Quang. An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67:257-278, 1981.
- [3] H.J. Götze, S. Schmidt, and S. Strunk. Structures and crustal development of the central andes between 21 and 25 s. In H. Bahlburg, Ch. Breitzkreuz, and P. Giese, editors, *The Southern Central Andes*, Springer, 1988.
- [4] K.J. Reuter, P. Giese, H.-J. Götze, E. Scheuber, K. Schwab, G. Schwarz, and P. Wigger. Structures and crustal development of the central andes between 21 and 25 s. In H. Bahlburg, Ch. Breitzkreuz, and P. Giese, editors, *The Southern Central Andes*, Springer, 1988.
- [5] G. Schwarz, V. Haak, and J. Martinez, E. and Bannister. The electrical conductivity of the Andean crust in northern Chile and southern Bolivia as inferred from magnetotelluric measurements. *Journal of Geophysics*, 55:169-178, 1984.
- [6] G. Schwarz, E. Martinez, and J. Bannister. Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in den Zentralen Anden. *Berliner Geowiss. Abh.*, 66:49-72, 1986.
- [7] G. Schwarz, V. Rath, and Bartz J. Magnetotellurik in den Zentralen Anden (21 - 25 S): Stand der Arbeiten. In V. Haak and J. Homilius, editors, *Elektromagnetische Tiefenforschung. Protokoll über das 12. Kolloquium Königstein/Taunus. 1.3 - 3.3.1988*, pages 233-240, 1988.
- [8] C. Vasseur and P. Weidelt. Bimodal electromagnetic induction in non-uniform thin sheets with an application to the northern Pyrenean induction anomaly. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 51:669-690, 1977.
- [9] P. E. Wannamaker, J. A. Stodt, and L. Rijo. *Finite Elemente Program for Solution of Magnetotelluric Responses of Two-Dimensional Earth Resistivity Structure*. Earth Science Lab. University of Utah, 1987.