

# ON THE DISTRIBUTION OF THE ELECTRICAL CONDUCTIVITY IN THE CENTRAL ALPS

Distribution de la conductivité électrique dans les Alpes centrales

THÈSE

Présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel

pour l'obtention du grade de docteur ès sciences

par

**MARCUS GURK**

géophys. diplômé

COMMISSION D'EXAMEN:

MM.	M. Burkhard	Directeur de thèse (Neuchâtel)
	J. Pous	Examineur (Uni. Barcelone E)
	P. Ritter	Examineur (GFZ Potsdam D)
	I. Müller	Examineur (Neuchâtel)
	P. -A. Schnegg	Examineur (Neuchâtel)

# IMPRIMATUR POUR LA THESE

**On the distribution of the electrical conductivity in  
the Central Alps**

de M. Marcus Gurk

-----  
UNIVERSITE DE NEUCHATEL  
FACULTE DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de  
Neuchâtel sur le rapport des membres du jury,

Mme P. Ritter (Postdam D),  
MM. M. Burkhard (directeur de thèse), I. Müller,  
P.-A. Schnegg et J. Pous (Barcelone E)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 16 novembre 2000

Le doyen:

  
J.-P. Derendinger

## **DECLARATION**

This thesis has been composed by me and has not been submitted for any other degree. Except where acknowledgement is made, the work is original.

Marcus Gurk

# DISTRIBUTION DE LA CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE DANS LES ALPES CENTRALES

par  
MARCUS GURK

*Résumé* - A l'est des Alpes centrales et dans les Alpes orientales, la distribution de l'induction géomagnétique se caractérise à grande échelle par une région dans laquelle les flèches d'induction réelles présentent une anomalie d'orientation. Cette région s'étend du domaine pennique de Suisse orientale (Grisons) probablement jusqu'aux Carpathes. Un réseau de mesures magnétotelluriques (MT) et d'induction magnétique profonde (GDS) réalisées dans les cantons des Grisons et du Valais indique que cette anomalie de variations électromagnétiques se limite aux sédiments mésozoïques des schistes lustrés (Bündnerschiefer) du domaine nord pennique. Ce faciès commence en Suisse orientale et s'étend vers l'est sous les unités Austro-alpine, Sud-Pennique et Sud-alpine. Cette zone présente des ressemblances frappantes de position, d'arrangement, et de signature magnétique par rapport aux Alpes orientales. L'analyse des données GDS au moyen de la méthode de l'Analyse d'Événement Hypothétique (HEA) montre que la canalisation de courants affecte les champs électromagnétiques dans cette zone, et produit des anomalies d'orientation des flèches d'induction. Nous considérons les courants électriques induits dans diverses structures conductrices locales et régionales et fuyant dans les schistes lustrés, comme la cause probable des effets observés sur les flèches d'induction. Nous basant sur une interprétation combinée des données GDS des Alpes orientales et de l'ouest de la Hongrie avec nos récentes données des Alpes centrales et de leur partie orientale, nous déduisons les implications suivantes:

- i) un découplage spatial des processus d'induction de la croûte supérieure et inférieure
- ii) une structure conductrice de la croûte inférieure causée par l'indentation du promontoire ou région géologique adriatique
- iii) un empilement lithosphérique dans la partie orientale des Alpes centrales et dans les Alpes orientales
- iv) le prolongement vers l'est du faciès des schistes lustrés, au moins jusqu'à la fenêtre tectonique de Rechnitz.

# ON THE DISTRIBUTION OF THE ELECTRICAL CONDUCTIVITY IN THE CENTRAL ALPS

by  
MARCUS GURK

Doctoral dissertation at the University of Neuchâtel, Switzerland, 2000

*Abstract*— The electromagnetic induction pattern in the Central and Eastern Alps is characterised by a (continuous) large-scale zone on which the real parts of the induction arrows show anomalous directional behaviour. This zone extends from the Penninic Domain of eastern Switzerland (Graubünden) probably into the Carpathian ranges. A coarse mesh of Magnetotelluric (MT) and Geomagnetic Deep Soundings (GDS) in the Alps of Graubünden and Valais (western Switzerland) indicates that this electromagnetic variation anomaly is restricted to the Mesozoic sediments of the north Penninic Bündnerschiefer-facies. The facies begins in eastern Switzerland and extends towards the East beneath Austroalpine, south Penninic and Southalpine units. Striking similarities in position and arrangement between this zone and the magnetic signature in the Eastern Alps are visible.

The analysis of the GDS data with the Hypothetical Event Analysis method (HEA) implies that current channelling affects the electromagnetic fields in this zone and causes the anomalous direction of induction arrows. The author considers electric currents induced in various local and regional conductive structures and leaking into the Bündnerschiefer as possible causes for the observed effect upon the induction arrows. Based on the combined interpretation of GDS data from the Eastern Alps and West Hungary together with our recent data from the Central Alps, the following geological implications are discussed:

- i) A spatial decoupling of induction processes from the upper to the lower crust
- ii) A lower crustal conductive structure caused by the indentation of the northern Adriatic promontory or terrane
- iii) A stacked lithosphere
- iv) The eastward continuation of the Bündnerschiefer-facies at least to the Rechnitz tectonic window.

## Introduction

This doctoral dissertation contains six papers (Appendix) that are mainly based on the two-dimensional (2-D) analysis of electromagnetic data obtained using the geomagnetic deep sounding technique. Besides this specific method, additional techniques are used that employ natural and artificial time varying magnetic fields. The methods are due to their physical principles closely related (Fig. 1). They are:

- i) geomagnetic deep sounding (GDS)
- ii) very low frequency technique (VLF)
- iii) magnetotelluric sounding (MT)

The following paragraphs provides a brief overview of the principles of the above mentioned methods (the frequency and spatial dependency of the different transfer functions will not always be written explicitly).

**GEOMAGNETIC DEEP SOUNDING TECHNIQUE**- The GDS technique uses a primary (external) time-varying and homogeneous horizontal magnetic field with various polarisation azimuths that penetrates into the ground and induces eddy currents (synonym: telluric currents) in the earth. The primary magnetic field variations are caused by natural fluctuations of the earth's magnetic field. The induced current system is in turn the source of a secondary (internal) magnetic field with a pronounced vertical component if a lateral conductivity gradient is present. The method is therefore sensitive to lateral changes of the electrical

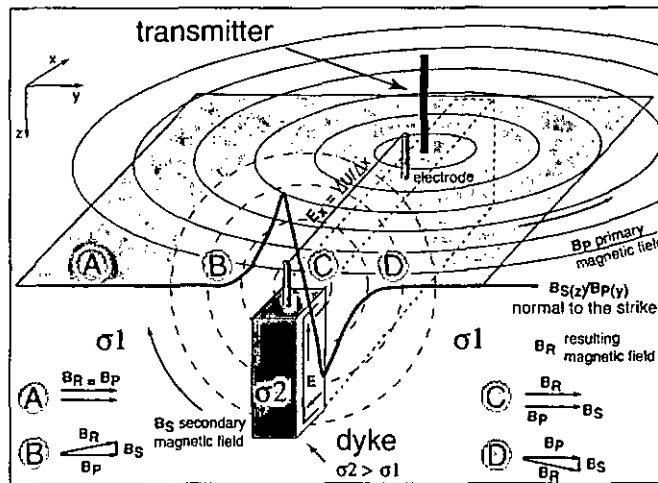
conductivity. Assuming the subsurface to be a linear and time independent system, we can use the secondary vertical component as the response of the system to the inducing primary field (Wiese 1962):

$$B_{Sz}(f, \mathbf{r}) = A(f, \mathbf{r}) \cdot B_{Px}(f) + B(f, \mathbf{r}) \cdot B_{Py}(f).$$

$A(f, \mathbf{r})$  and  $B(f, \mathbf{r})$  are the complex transfer functions in GDS. Since we probe the subsurface with a time varying magnetic field of decreasing frequency, the skin effect allows us to obtain transfer functions that are related to different propagation depth of the electromagnetic wave. For a true 2-D conductivity distribution with a (regional) strike direction chosen along the  $x$ -axis (Fig. 1) and  $\sigma = \sigma(y, z)$ , the transfer functions are *composed* out of two de-coupled principle components.  $A$  and  $B$  are determined by two linear independent polarisation azimuths of the primary magnetic field:

- The component of the transfer function whose electrical field is in strike with the structure is called the E-Polarisation of the transfer function.
- The component of the transfer function whose electrical field is normal to the strike of the structure is called the B-Polarisation of the transfer function.
- 

For a 3-D conductivity distribution ( $\sigma = \sigma(x, y, z)$ ), the distinction between E- and B-Polarisation is no longer applicable.



**Fig. 1** The Electromagnetic Induction Technique and the resulting curve of magnetic transfer function over a conductive ( $\sigma_2$ ) dyke. Superposition of the primary and secondary magnetic field at observation points A, B, C and D. The electric field component:  $E_x = \frac{\Delta U}{\Delta x}$  is measured by a voltage drop between two electrodes. Modified after Turberg (1993).

At a given period  $T$ , the complex magnetic transfer functions  $A$  and  $B$  can be expressed at each observation point as real and imaginary induction arrows. The arrows are the projection of the magnetic field to the surface, their length is a measure for the lateral conductivity gradient. Since they point perpendicular to the direction of current flow, their direction allows mapping the strike of the lateral conductivity distribution. The length and direction of the real and imaginary induction arrows are given by:

*real part of induction arrow*

$$L_p = \sqrt{ReA^2 + ReB^2}, \quad \theta_p = \arctan\left(\frac{ReB}{ReA}\right),$$

imaginary part of induction arrow

$$L_Q = \sqrt{ImA^2 + ImB^2}, \quad \theta_Q = \arctan\left(\frac{ImB}{ImA}\right).$$

**VERY LOW FREQUENCY TECHNIQUE-** This technique uses electromagnetic signals of permanently transmitting remote sources provided by terrestrial radio broadcasting antennas. The transmitter is considered to be at a distance greater than several free space wave-length from the observation point. VLF is true 2-D method for vertical structures. It obtains the magnetic transfer functions over a profile assuming E-polarisation. Similar to the GDS technique, the method does not give a direct estimate of the electrical conductivity of the subsurface but is the most popular electromagnetic tool for mapping near surface lateral conductivity contrasts.

**MAGNETOTELLURIC SOUNDING-** An alternative mean of measuring the secondary (vertical) magnetic field component in GDS, the MT technique uses pairs of electrodes to measure directly the horizontal electric component of the induced telluric field. Magnetic and electric field components are linearly related via the impedance of the subsurface:

$$\begin{pmatrix} E_x(f, r) \\ E_y(f, r) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(f, r) & Z_{xy}(f, r) \\ Z_{yx}(f, r) & Z_{yy}(f, r) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_{px}(f) \\ B_{py}(f) \end{pmatrix}$$

This method allows estimate apparent resistivities and their phases (and therefore the conductivity distribution with depth):

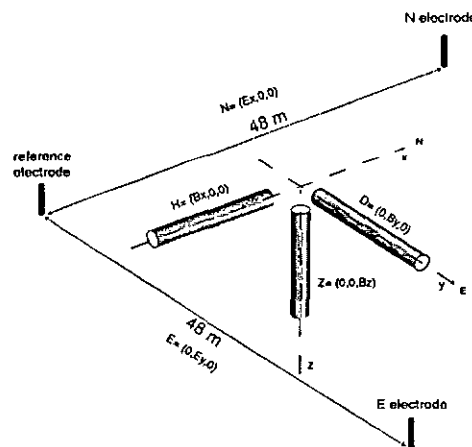
apparent resistivities

$$\rho_{a_{ij}} = 0.2 \cdot T |Z_{ij}|^2,$$

phases

$$\varphi_{ij} = \arctan\left(\frac{ImZ_{ij}}{ReZ_{ij}}\right), \text{ with } i = x, y \text{ and } j = y, x.$$

Plots of apparent resistivities and phases on logarithmic scales against the signal period are commonly used to present MT studies. Unfortunately, measuring the electrical field with electrochemical electrodes is much more defective than measuring the magnetic components. Because of their similar set-up, GDS and MT data are usually recorded simultaneously at the same observation point (Fig. 2).



**Fig. 2** MT and GDS set-up showing three induction coils aligned towards the North, East and downwards. The electric field is measured as potential differences between electrode pairs, using a single electrode as reference. Modified after Schnegg (1998).

## Summary

THE ELECTROMAGNETIC INDUCTION PATTERN IN CENTRAL EUROPE- Maps displaying the induction arrows are difficult to interpret. In a recent paper (Wybraniec, Jankowski et al. 1999) a new method of presenting the arrow fields is introduced using 2-D Hilbert transforms. The maps after transformation contain the same information as the originals, but the anomaly patterns are clearer. Fig. 3 shows the transformed data<sup>1</sup> for long periodic studies ( $T$  ca. 1200 s) from the European induction arrow distribution. Two predominant anomalies are present in Central Europe: The North German anomaly (Untiedt 1970) that roughly extends East-West and a conductivity anomaly that assumes the arc of the Carpathian Ranges. The North German anomaly is the largest in extent, and most extensively investigated. On the other hand, the electromagnetic induction pattern in the Central Alps remains almost unknown. Besides two long periodic ( $T > 1000$  s) induction studies in the Western and Eastern Alps (Bahr 1992) and the MT/GDS survey in the western Swiss Alps (Schnegg 1998), no further modern studies have been conducted in the Central Alps so far.

Paper one and two (*Magnetotellurik zwischen Nienburg/Weser und Lauenburg/Elbe, Aufbau einer Magnetotellurik-Apparatur zur Registrierung langer Perioden und Messungen auf dem Profil Nienburg/Weser – Lauenburg/Elbe*) show examples from the North German anomaly. MT/GDS sites have been conducted on a profile between the Weser and Elbe Rivers covering a period range from  $T = 0.25 - 4096$  s respectively  $T = 65536$  s. The profile traverses the North German sedimentary basin perpendicular to the Hercynian strike (NW-SE) of the subsurface.

From the model of Fig. 1 we would expect the azimuth of the real part of the induction arrows to be normal to the direction of the 2-D conductivity anomaly, pointing away from it. On the anomaly itself, the length of the induction arrows will decrease gradually towards the maximum of the current flow. Directly on the centre of the conductivity anomaly, the induction arrows vanishes and reappears at the opposite site of the centre of the anomaly with inverse direction.

The induction data published in the first two papers reflect this behaviour for 2-D conductive structures. The profile crosscuts the centre of the North German anomaly between the MT/GDS sites WOLT and STEI (Walsrode-Soltau). Independent of the signal period, the induction arrows flip by  $180^\circ$ . North of the anomaly's centre, the induction arrows point northwards, on the opposite site they point southwards (S-SE).

Although far away from the influence of the North German anomaly, the characteristic South direction of the real part of the induction arrow does not generally change towards and within (Schnegg 1998) the Western/Central Alps. This observation is not well understood at present. It might result from a gradual decrease of the subsurface conductivity towards the South or result from a more complex structure of the external field (Schmucker 1999). In southern Germany, a predominant Southeast direction of the real part induction arrows can be observed. Berktold (pers. comm.) suspects an additional conductivity anomaly (900-9000 S) within the Northern Phyllite Zone of the Post Variscian cover in front of the Mid-German Crystalline High (Blundell, Freemann et al. 1992) superimposed on the North German anomaly to cause the Southeast direction of induction arrows in southern Germany. Real part induction arrows that exhibit this general direction north of the Central Alps are well documented by several MT and GDS studies (Richards, Schmucker et al. 1980), (Tezkan 1988) and (Berktold 1977).

THE ELECTROMAGNETIC INDUCTION PATTERN IN THE CENTRAL ALPS- The third paper (*Elektrisch leitfähige Strukturen in den penninischen und helvetischen Alpen Graubündens (Ostschweiz)*) reports a conductivity anomaly found in the transition zone between the Central and the Eastern Alps. In contrast to the findings in the western Swiss Alps (Schnegg 1998), the MT<sup>2</sup>/GDS survey in Graubünden (eastern Switzerland) revealed a change of direction of the real parts of the induction arrows over the entire period range ( $T = 1-300$  s) on the Mesozoic Bündnerschiefer-facies. This facies is formed by series of low-

---

<sup>1</sup> Map download at: <http://www.igf.edu.pl/magneto/magvector.html>

<sup>2</sup> Compared to the GDS data, the estimated MT transfer functions are of minor quality and are at present not extensively used for studying the conductivity distribution in Graubünden.

grade metamorphic, shaly-calcareous-terrigenous sediments (Steinmann 1994). The change in direction of the induction arrows coincides in Graubünden with the structural contact (SW-NE) between the Bündnerschiefer and the middle Penninic basement slices Adula, Tambo and Suretta. It occurs between two MT/GDS sites over a 400m distance on the Tschera nappe. In consideration of the model for 2-D conductivity anomalies and the local tectonic setting, we expect to find an almost vertical highly conductive zone of large lateral extent in this major structural contact - more precisely, at the observation point within the lithology of the Tschera nappe. If the presumed conductivity anomaly exists, the zone can contribute to the directional dualism of the observed real parts of the induction arrows in Graubünden. However, the absence of such a high conductive zone supports the magnetic distortion hypothesis for magnetic transfer functions.

The fifth paper (*Integration of geophysical methods to study the fold geometry of the Tschera nappe, eastern Switzerland*) deals with the above hypothesis. The results obtained by the integrated local study do not confirm a conductivity zone with the required electromagnetic properties related to this structural contact but reveals precise information about the inner structure of the Tschera fold. Hence, anomalous directional behaviour of the real part of the induction arrows in Graubünden is more likely the result of magnetic distortion of the GDS transfer functions. This aspect is treated in paper four (*Magnetic distortion of GDS transfer functions: An example from the Penninic Alps of Eastern Switzerland revealing a crustal conductor*). Using the Hypothetical Event Analysis (HEA) for 2-D conductivity distribution (Ritter and Banks 1998), the characteristics of the real and imaginary parts of the magnetic transfer functions in Graubünden can be analytically explained by the superposition of local and regional conductive structures that are separated vertically and horizontally. The study considers electric currents induced in these structures and leaking into the Bündnerschiefer as possible causes for the observed effect upon the electromagnetic field. Only distinct geometric configurations and spatial constellations of local and regional conductive structures are able to explain the measured data:

- Any superposition of conductive structures of regional extension with an azimuth of a multiple of 45°N
- Structures with a strike of 0°N and/or 90°N can cause the observed effect on the Bündnerschiefer, provided that the MT transfer function is 1-D.

In order to verify this analytical model, the anomalous current distribution in the survey area is displayed by HEA-maps. The analysis shows that induction processes in the Central Alps (Graubünden) are predominated by the superposition of two distinct conductive structures – the (local) Bündnerschiefer in the uppermost crust and a super-regional conductivity anomaly at depth. The deeper anomaly forms in the investigation area an edge in which telluric currents are concentrated or even induced. The geometric configuration of the deeper anomaly is in good agreement with the previous analytical model. Induction processes are found to be de-coupled, horizontally and vertically. The chosen extension of the investigation area and the period range ( $T= 1-300$  s) were able to display parts the anomalous current distribution. However, with regard to further electromagnetic investigations in the Alps, the period range should be extended towards longer periods.

The particular geometric arrangement of the Bündnerschiefer in the upper crust and the lower conductive structure evokes anomalous directional behaviour of the real parts of the induction arrows on the Bündnerschiefer. The concept of magnetic distortion expects to find anomalous directional behaviour of induction arrows on the *continuation* of the Bündnerschiefer as long as the geometric properties of local and regional structures are valid. Hence, anomalous directional behaviour is a tool to map the Bündnerschiefer-facies beneath Austroalpine and Southalpine units.

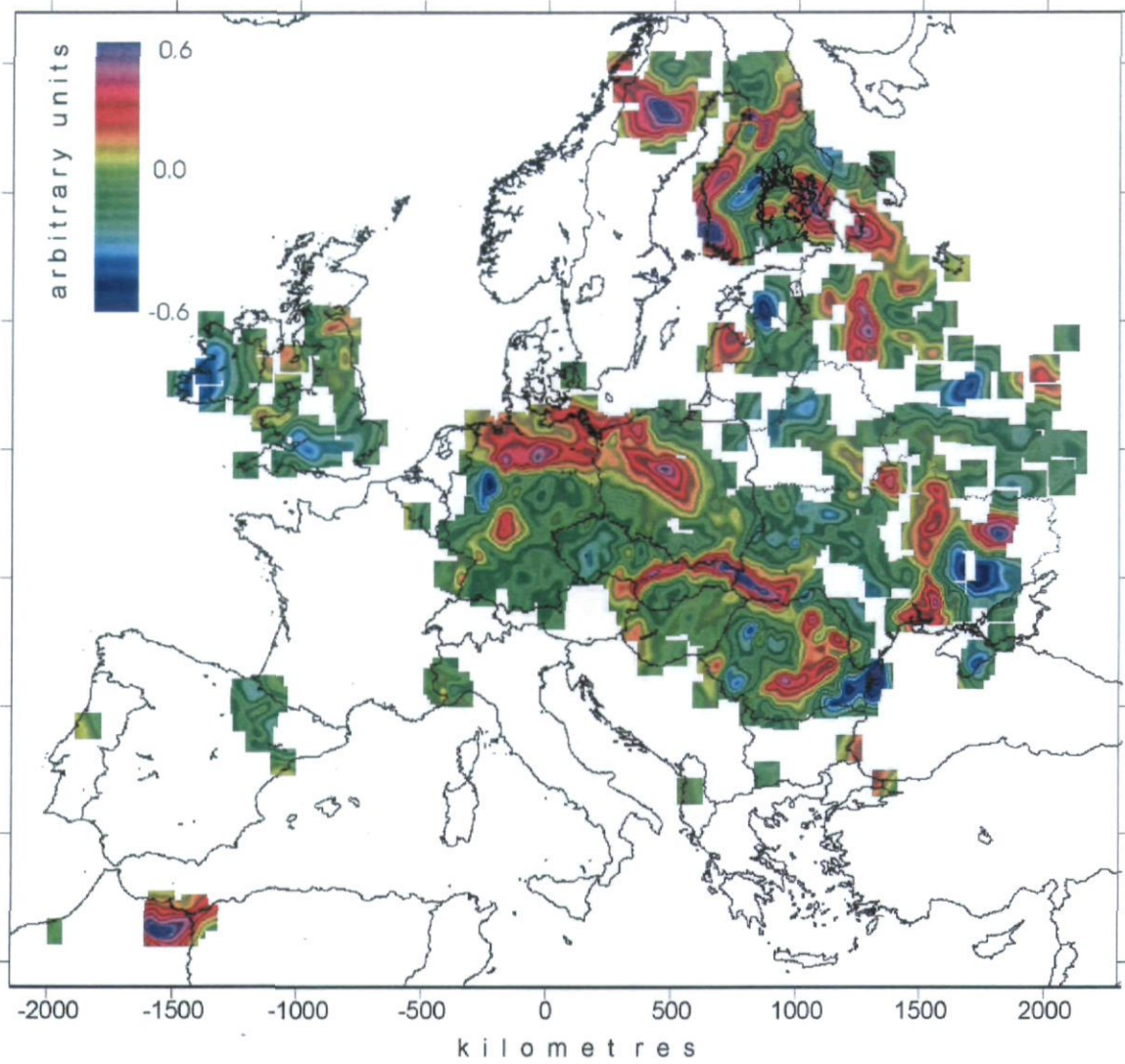
In the final paper of this doctoral dissertation (*Anomalous directional behaviour of the real parts of the induction arrows in the Eastern Alps: Tectonic and palaeogeographic implications*) this hypothesis was applied on a review of former geomagnetic data. The analysis reveals an elongated zone of large extension towards the East on which induction arrows show anomalous behaviour. Striking similarities in position and arrangement between this zone and the magnetic signature in the Eastern Alps were found. From this observation, the following main tectonic and palaeogeographic implications are deduced:

- i) A lower crustal conductor caused by the indentation of the northern Adriatic promontory or terrane
- ii) A stacked lithosphere beneath the Eastern Alps
- iii) The eastward continuation of the Bündnerschiefe-facies at least to the tectonic window of Rechnitz
- iv) The northern Penninic Ocean was not directly dependent on the history of the Central Atlantic.

Bündnerschiefer and lower crustal conductor are creating a "paired anomaly". Therefore, the extension of the zone of anomalous directional behaviour of the real parts of induction arrows towards the East gives also indication of the extension of the lower crustal anomaly. A connection of the latter with the Carpathian anomaly can be considered. However, the nature of the deep conductor remains unknown. Most promising candidate is a stacked (double) lithosphere originated by a peeled strip of lower crust that has been created during the indentation of the northern Adriatic promontory or terrane. The stacked lithosphere might also be produced by crustal remnants of the middle Penninic High. The author suspects the enhanced conductivity is caused by fluids, created by the dehydration processes within the stacked lithosphere. The fluids finally become trapped or have migrated along the northern boundary of the stacked system.

## References

- Bahr, B. (1992): Erste Ergebnisse der langperiodischen Magnetotellurik in den Alpen: Eine 200 km mächtige Lithosphäre?, in *Proceedings of the 14. Kolloquium "Elektromagnetische Tiefenforschung", Barkheide, 25. -29. Mai 1992* (Deutsche Geophysikalische Gesellschaft), **14**, 229-234.
- Berkold, A. (1977): On the distribution of the electrical conductivity in the area between the Rheingraben, the Bohemian Massif and the Central Alps, *Acta Geodaet. et Montanist. Acad. Sci. Hung. Tomus*, **13**, (3-4), 437-440.
- Blundell, D., R. Freemant, et al. (1992): *A continent revealed. The European Geotraverse* (Cambridge University Press), pp. 275.
- Richards, M. L., U. Schmucker, et al. (1980): Magnetic variations and magnetotelluric studies in Rheingraben and Schwarzwald, in *Proceedings of the "Erdmagnetische Tiefenforschung", Berlin-Lichtenrade, 1.- 3.04.1980*, (Deutsche Geophysikalische Gesellschaft), **8**, 22-35.
- Ritter, P. and R. Banks (1998): Separation of local and regional information in distorted GDS response functions by hypothetical event analysis, *Geophys. J. Int.*, **135**, 932-942.
- Schmucker, U. (1999): Von Induktionskurven und Induktionsparametern - ein Rückblick auf die Anfänge der Erdmagnetischen Tiefensondierung und ein Ausblick auf neue Möglichkeiten, *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e. V.*, **3**, 22-38.
- Schnegg, P. -A. (1998): *The magnetotelluric survey of the Penninic Alps of Valais*. Bern, Swiss Geophysical Commission, **76**.
- Steinmann, M. (1994): Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz, *Jb. Geol. B. -A*, **137**, 4, 675-721.
- Tezkan, B. (1988): Electromagnetic sounding experiments in the Schwarzwald central gneiss massif, *J. Geophys.*, **62**, 109-118.
- Turberg, P. (1993): *Appart de la cartographie radiomagnétotelluric a l'hydrogéologie des milieux fractures*. Neuchâtel, University of Neuchâtel, 132.
- Untiedt, J. (1970): Conductivity Anomalies in Central and Southern Europe, *J. Geomag. Geol.*, **22**, 131-149.
- Wiese, H. (1962): Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundsstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Geofis pura Appl.*, **52**, 83-102.
- Wybraniec, S., J. Jankowski, et al. (1999): A new method for presentation of induction vector distribution in Europe, *Acta Geophysica Polonica*, **XLVII**, 3, 323-334.



**Fig. 3** The presentation of the geomagnetic induction arrow field after 2-D Hilbert transformation. Scalar sum of the Hilbert transform parameters A and B. Conductivity anomalies appear in red colours. (Wybraniec, Jankowski et al. 1999).

## Appendix

The doctoral dissertation comprises the following six papers:

M. Gurk, A. Jording & H. Jödicke (1996) "*Magnetotellurik zwischen Nienburg/Weser und Lauenburg/Elbe*", in: K. Bahr, A. Junge (eds), Protokoll über das Kolloquium: Elektromagnetische Tiefenforschung, in Burg Ludwigstein vom 9.-12. April 1996, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, **16**, 3-14.

A. Jording, M. Gurk & H. Jödicke (1996) "*Aufbau einer Magnetotellurik-Apparatur zur Registrierung langer Perioden und Messungen auf dem Profil Nienburg/Weser – Lauenburg/Elbe*", in: K. Bahr, A. Junge (eds.): Protokoll über das Kolloquium: Elektromagnetische Tiefenforschung, in Burg Ludwigstein vom 9.-12. April 1996, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, **16**, 179-189.

M. Gurk (1998) "*Elektrisch leitfähige Strukturen in den penninischen und helvetischen Alpen Graubündens (Ostschweiz)*", in: K. Bahr, A. Junge (eds.): Protokoll über das Kolloquium: Elektromagnetische Tiefenforschung, in Neustadt an der Weinstraße vom 9.-13. März 1998, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft **17**, 64-73.

M. Gurk (1999) "*Magnetic Distortion of GDS Transfer Functions: An Example from the Penninic Alps of Eastern Switzerland Revealing a Crustal Conductor*", *Earth Planets Space*, **51**, 1023-1034.

M. Gurk, F. Bosch, N. Challandes & J. Bigalke (xxxx), "*Integration of geophysical methods to study the fold geometry of the Tschera nappe, eastern Switzerland*", *Eclogae. geol. Helv.*, submitted.

M. Gurk & P. –A. Schnegg (xxxx) "*Anomalous directional behaviour of the real part induction arrows in the Eastern Alps: Tectonic and palaeogeographic implications*", *Annali di Geofisica*, submitted.

Sonderdruck aus

Reprint from

**Deutsche  
Geophysikalische  
Gesellschaft e.V.**

PROTOKOLL

über das 16. Kolloquium

« ELEKTROMAGNETISCHE TIEFENFORSCHUNG »

in Burg Ludwigstein bei Göttingen

vom 9.-12. April 1996

ISSN 0946-7467

**MAGNETOTELLURIK ZWISCHEN NIENBURG/WESER UND  
LAUENBURG/ELBE**

M. GURK

Geomagnetism Group, Geological Institute, University of Neuchâtel, Switzerland

A. JORDING, H. JÖDICKE

Geomagnetism Group, Institut of Geophysics, University of Münster, Germany

Herausgegeben von

Karsten Bahr  
Institut für Geophysik  
Herzberger Landstr. 180  
37075 Göttingen

Andreas Junge  
Institut für Meteorologie und Geophysik  
Feldbergstr. 47  
60323 Frankfurt am Main

# Magnetotellurik zwischen Nienburg/Weser und Lauenburg an der Elbe

M.Gurk (Münster, Neuchâtel), A. Jording, H. Jödicke (Münster)

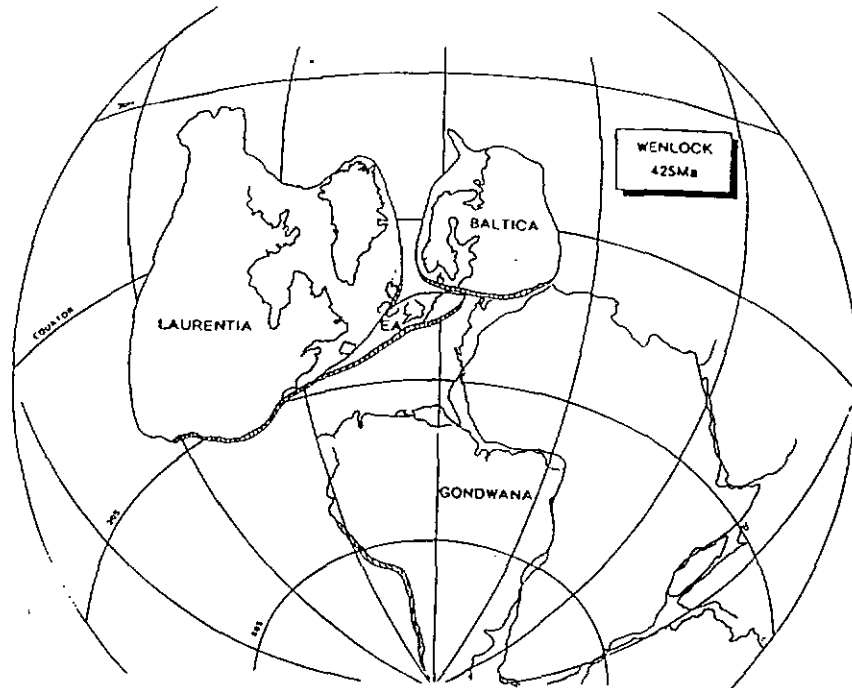


Abb. 1: Paläogeographische Rekonstruktion der Plattenkonfiguration im Wenlock (mittleres Silur) mit EA: East Avalonia, aus Torsvik et al. (1993).

## Einleitung

Die geodynamischen Prozesse, die zur Entstehung Nordeuropas beitragen, sind im norddeutschen Raum seit vielen Jahren das Ziel geologischer und geophysikalischer Untersuchungen. Einen wesentlichen Beitrag zur Gestaltung Europas liefert die kaledonische Gebirgsbildung, deren Hauptfaltungszone in Nord-Süd Richtung bei der Kollision von Laurentia und Baltica entstand. Mikrokontinente (terrane), deren Ursprung weit entfernt von Europa auf der Südhalbkugel in der Nähe von Gondwana vermutet werden, driften zur gleichen Zeit gegen die alten Festlandkerne der Nordhalbkugel und bilden mit ihnen erste mosaikartige Krustenzellen, aus denen sich Nordeuropa entwickelt hat (Abb. 1).

East Avalonia, einer dieser Mikrokontinente, stieß gegen die Südgrenze des Baltischen Schildes. Diese Nahtzone (Abb. 2) wird in im südlichen Dänemark vermutet (Berthelsen, 1992). Als Folge dieser zweiten Kollision erstreckt sich ein Seitenarm kaledonischer Gebirgsbildung von England über Norddeutschland bis nach Polen. Damit liegt der tiefere Untergrund Norddeutschlands nahe dem Zentrum der sogenannten kaledonischen "triple junction" (vgl. Ziegler, 1982).

Bei der geophysikalischen Untersuchung des tieferen Untergrundes des nordwestdeutschen Sedimentbeckens spielt die Magnetotellurik seit einiger Zeit eine besondere Rolle. Bereits erste

magnetotellurischen Arbeiten von Knödel, Losecke und Müller (1979) und Jödicke (1980) konnte in diesem Raum neben einem oberflächennahen Bereich gutleitender Sedimente auch im Präperm eine flächenhaft verbreitete Zone extrem erhöhter Leitfähigkeit nachweisen. Im Gegensatz dazu liefert z.B. die Reflexionsseismik unterhalb der Zechsteinbasis kaum verwertbare Informationen. Inzwischen hat sich gezeigt, daß mit der Interpretation der Natur speziell dieser tiefliegenden gutleitenden Schicht, mit ihrer regionalen Verbreitung und insbesondere mit ihren Verbreitungsgrenzen ein wichtiges Hilfsmittel zur geologisch-tektonischen Gliederung dieses Gebiets zur Verfügung steht (Hoffmann et al., in diesem Band).

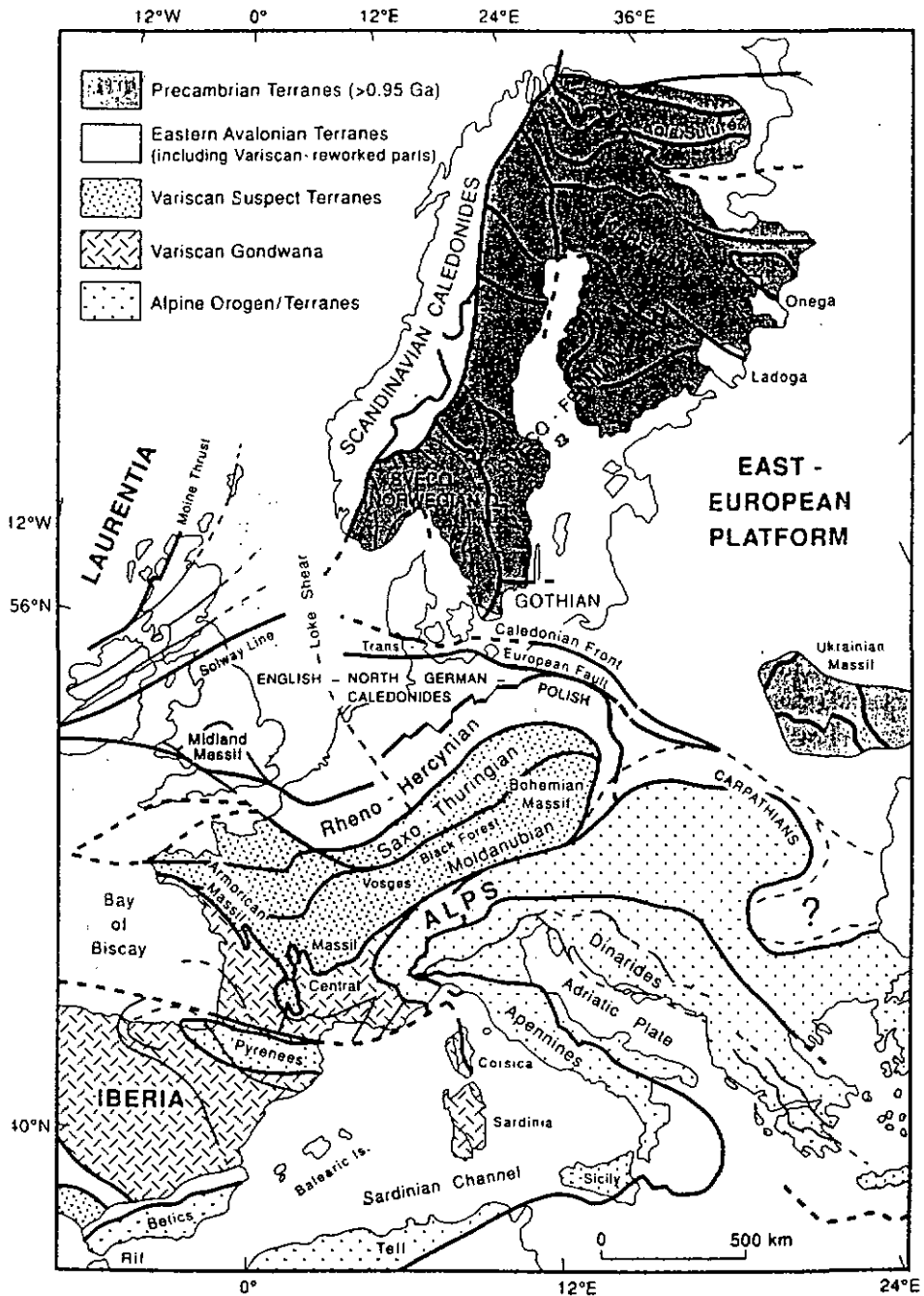


Abb. 2: Das europäische "Puzzle" von Terranes im Präkambrium und Phanerozoikum; aus Berthelsen (1992).

Im Rahmen späterer Arbeiten in Norddeutschland wiesen Losecke et al. (1986) darauf hin, daß die integrierte Leitfähigkeit des guten Leiters im Präperm von maximalen Werten im Bereich des Zusammenflusses von Aller und Weser in nordöstlicher Richtung bei Annäherung an die Elbe stark abnimmt und auf einem sich nach Norden anschließenden Profil von der Elbe nach Fehmarn völlig verschwindet. In einem neuen Meßprojekt sollte dieser damals nur mit wenigen Meßpunkten belegten Beobachtung genauer nachgegangen werden. Dazu wurden 12 Meßpunkte im mittleren Abstand von 10 km (Abb. 3) in SW-NE Richtung zwischen Weser und Elbe vermessen (Profil Nienburg/Weser – Lauenburg/Elbe). Im Rahmen der Kooperation zwischen der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover – Aussenstelle Berlin -, und dem Institut für Geophysik der Universität Münster konnte dieses Profil nach Norden um die Punkte des bereits erwähnten Fehmarn-Profiles (Losecke et al., 1986) und nach Nordosten um die Punkte des Schwein-Profiles (Hoffmann et al., in diesem Band) ergänzt werden. Nach Südwesten schließt sich ein weiteres Profil von Versmold nach Nienburg/Weser (Losecke et al. 1986) unmittelbar an.

### **Auswertung der Magnetotellurik - Messungen**

Die Datenerfassung erfolgte über zwei münsteraner Aufnahmeapparaturen des Typs METRONIX 863  $\mu$ P. Die Variationen des Magnetfeldes wurden mittels dreier Induktionsspulen, die des erdelektrischen Feldes über Kupfersulfatsonden mit einer Auslagenlänge von jeweils 50 m gemessen. Der auswertbare Periodenbereich erstreckt sich von  $T = 0.25$  s bis  $T = 4096$  s. Die Meßkampagne dauerte von Mai bis August 1994, die Standzeit der Geräte betrug in der Regel zwei Wochen.

Abb. 4 zeigt drei Beispiele ungedrehter Sondierungskurven des Profils Nienburg/Weser – Lauenburg/Elbe. Zu erkennen ist zu einen eine durchweg gute Datenqualität und zum anderen, wie erwartet, ein Minimum im Periodenbereich 800 – 1000 s, das den bedeutenden Einfluß der präpermischen gutleitenden Zone wiedergibt. Nach Norden verringert sich deren Einfluß, das Minimum schwächt sich entsprechend ab, und nach dem Überschreiten der Elbe wirkt sich der tiefe Leiter offensichtlich nicht mehr auf die Übertragungsfunktionen aus (Abb. 5).

Untersuchungen zur Anisotropie und Skewness belegen, daß für den oberflächennahen Bereich eine eindimensionale Leitfähigkeitsverteilung die Deckschichten des Sedimentbeckens gut beschreibt, während mit größerer Tiefe ein schwacher 2D-Einfluß bemerkbar wird. Der mittlere Drehwinkel von  $30^\circ$  gegenüber Nord ist praktisch identisch mit dem Winkel senkrecht zum herzynischen Streichen (NW-SE), das regionalgeologisch durch den Verlauf von Aller/Weser und Elbe repräsentiert wird.

Die Auswertungen der magnetischen Übertragungsfunktionen (Abb. 6) bekräftigen die herzynische Streichrichtung der Leitfähigkeitsstrukturen im tieferen Untergrund des nordwestdeutschen Sedimentbeckens. Für größere Perioden zeigen die Realpfeile vom Beckeninneren nach außen, d.h. weg vom Zentrum der "norddeutschen Variationsanomalie" (Untiedt, 1970), hin zu den schlechter leitenden Beckenrändern. Der Kreuzungspunkt des Profils mit dem Maximum der norddeutschen Variationsanomalie läßt sich anhand des Umklappens der Realpfeile zwischen den Stationen WOLT und STEI (Walsrode-Soltau) genau festlegen. Der sprunghaft Anstieg der Realpfeile für die Periode  $T = 1024$  s auf dem Gebiet nördlich der Elbe (Ostholsteinplattform) weist hier zusätzlich auf eine differenziertere tiefere Geologie hin.

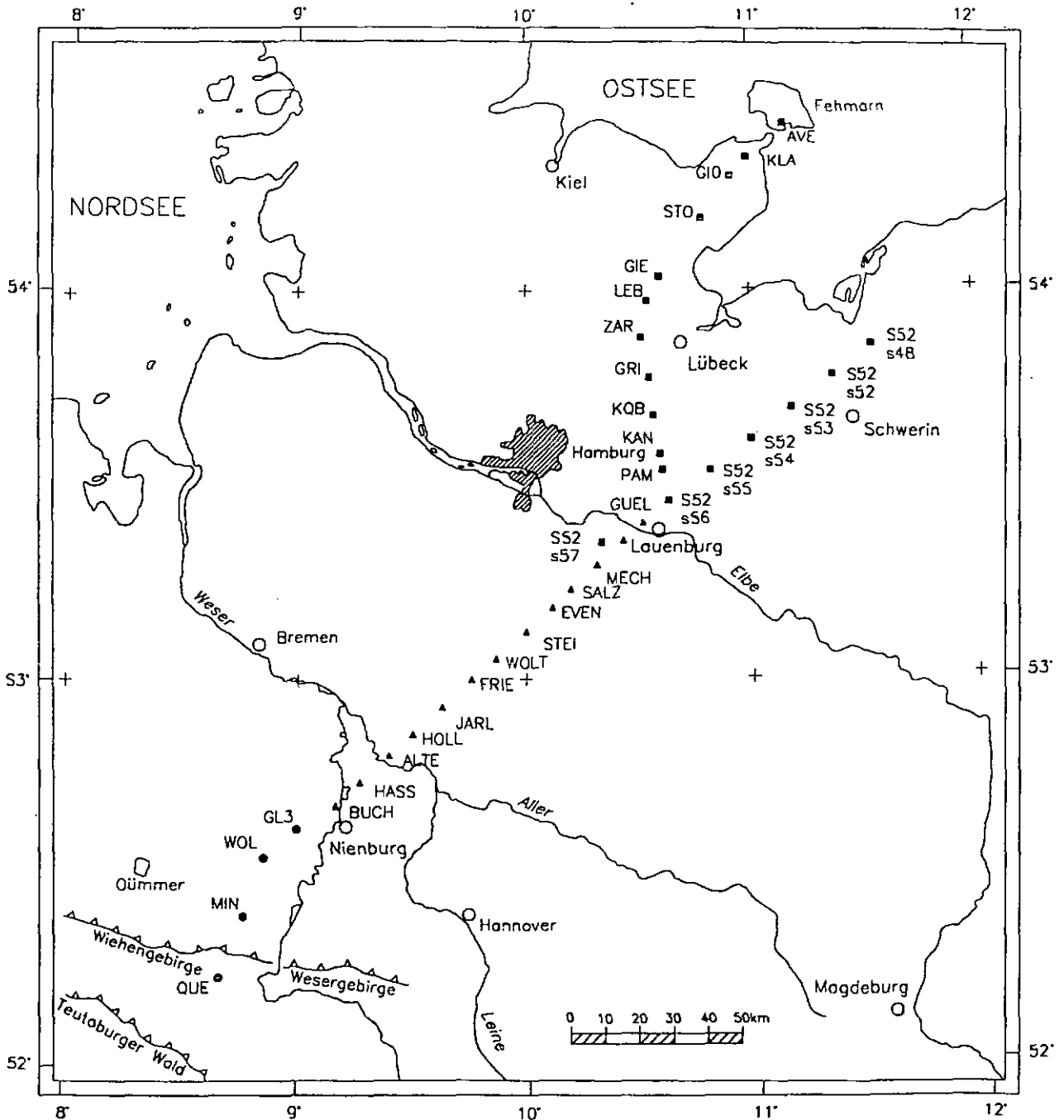


Abb. 3: Die Meßpunkte (gefüllte Dreiecke) des Profils Nienburg/Weser-Lauenburg an der Elbe und dessen Erweiterungen nach Norden (Fehmarn-Profil) und Nordosten (Schwerin-Profil). Im Süden ist die Lage des Profils 10 (Ostprofil von Knödel et al., 1978) miteingezeichnet (die Stationen QUE bis GL3).

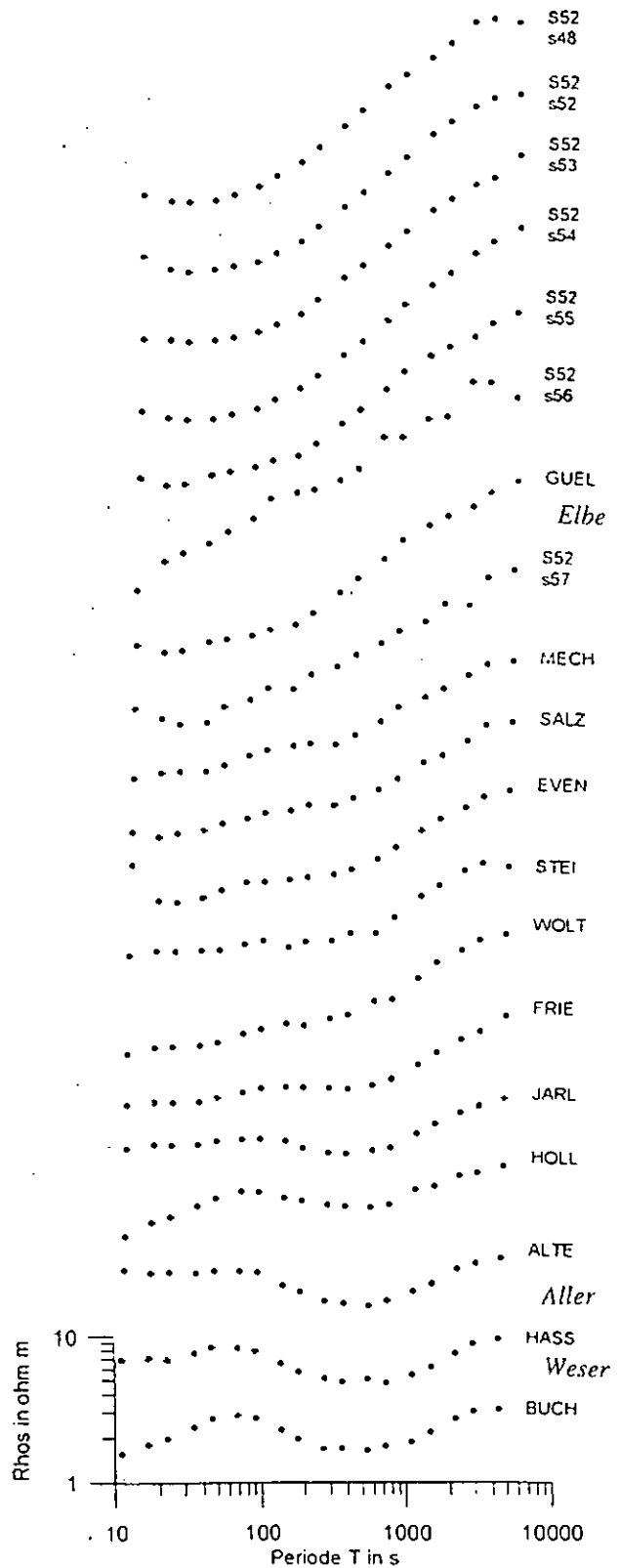
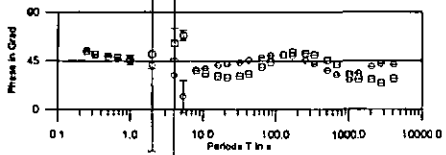
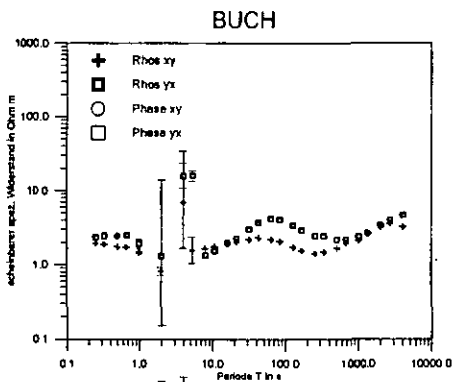
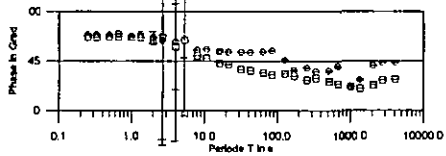
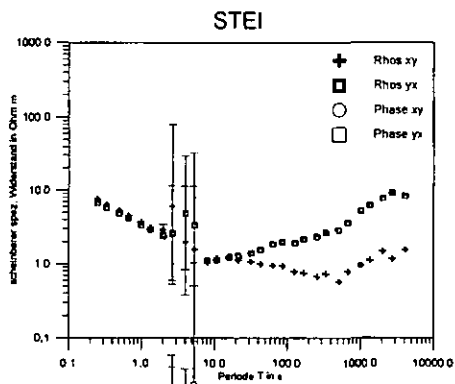
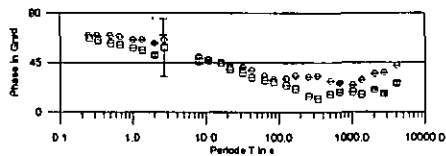
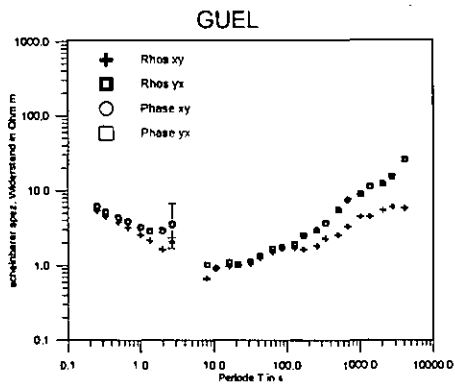


Abb. 4 (links): Ungedrehte Sondierungskurven des Profils Nienburg/Weser – Lauenburg/Elbe.

Abb. 5 (rechts): Die Berdichevsky Invarianten entlang der Profile Nienbur/Weser – Lauenburg/Elbe – Schwerin für den Periodenbereich  $T = 10.7$  s bis  $T = 4096$  s. Auf eine Fehlerangabe wird verzichtet.

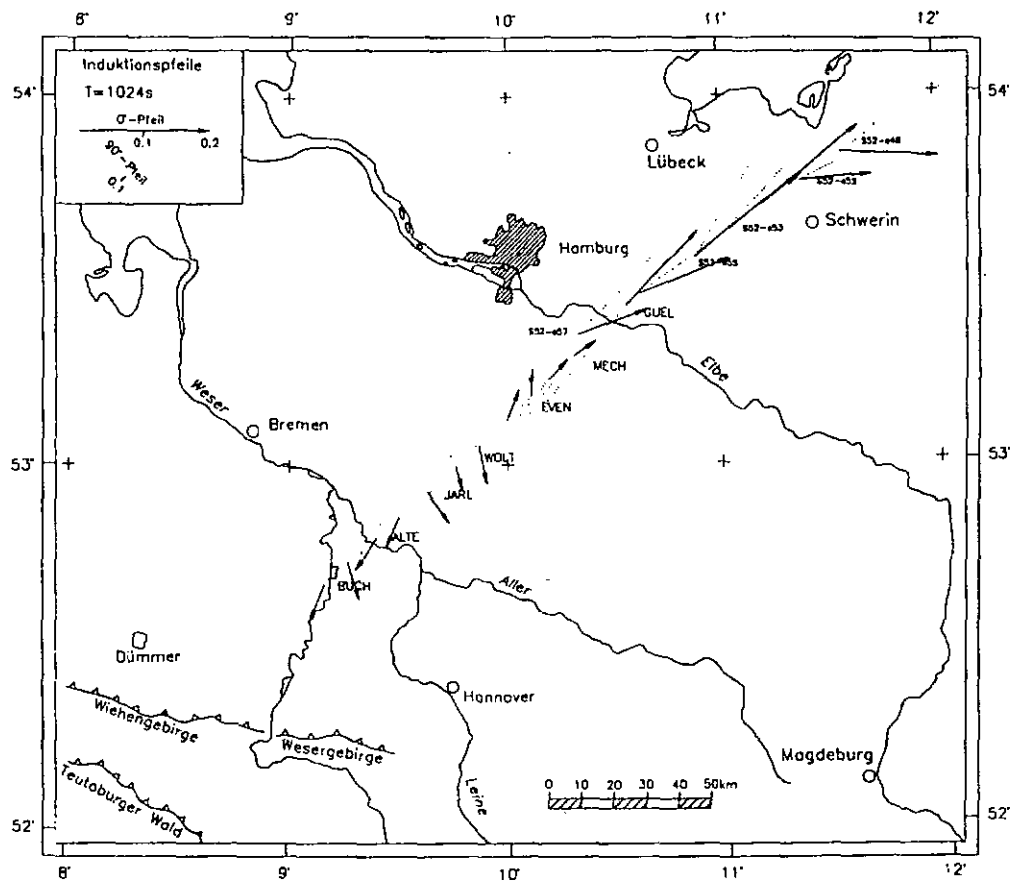
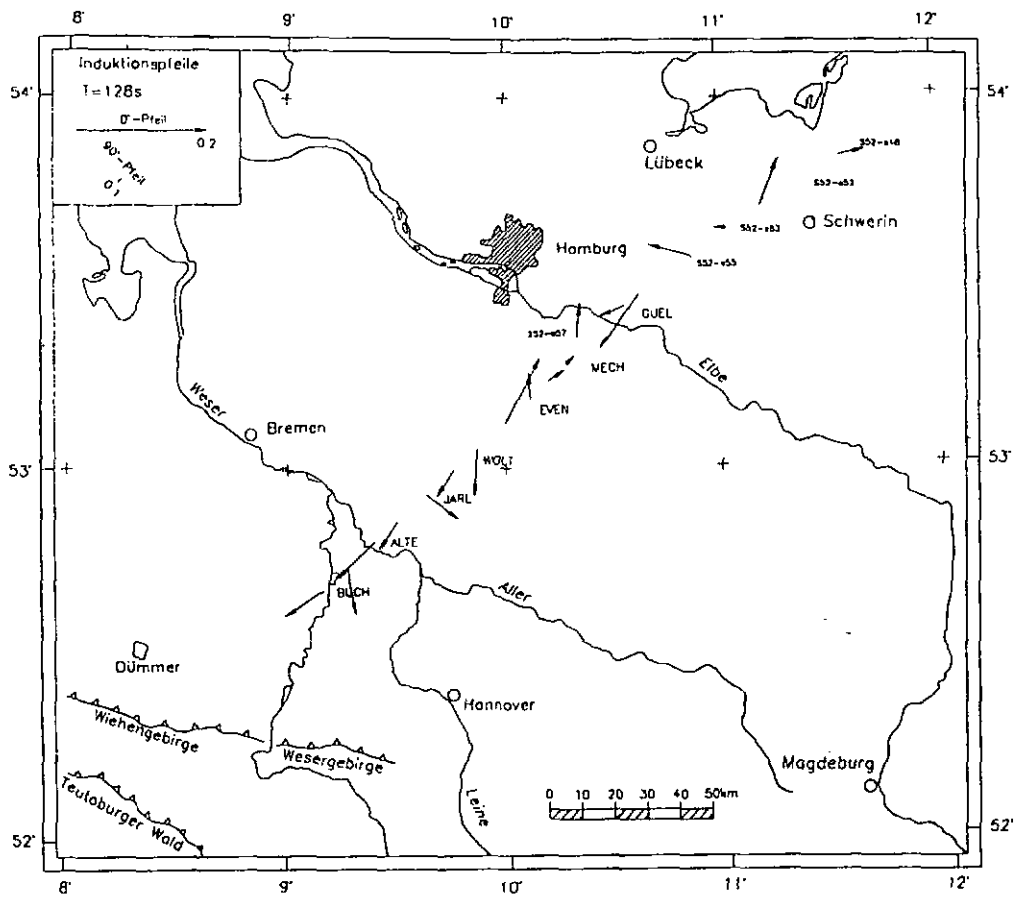


Abb. 6: Induktionspfeile nach Schmucker für die Perioden  $T=128\text{ s}$  und  $T=1024\text{ s}$  entlang der Profile Nienburg/Weser-Lauenburg/Elbe und Schwerin.



## Eindimensionale Modellrechnung

Für die in Abb. 7 (vorhergehende Seite) zusammengestellten 1D-Modelle des Profils mit den beiden Profilverlängerungen nach Fehmarn bzw. Schwerin wurden die auf Vorzugsrichtungen gedrehten und entzerrten Daten mit dem eindimensionalen Inversionsschema (MT1D) von Fischer et al. (1981) invertiert. Die Auswertung der beiden Polarisationen ergab eine nahezu gleiche Tiefenverteilung der spezifischen Widerstände, so daß hier die gezeigten Modelle der Berdichevsky-Invarianten eine sinnvolle Mittelung aus E- und B-Polarisation darstellen. Miteingezeichnet sind die Modelle eines Teilabschnittes des Profils Vermold – Nienburg/Weser von Losecke et al. (1986), die sich gut an die aktuellen Daten anhängen lassen. Allerdings wird hier der präpermische Leiter von den Autoren im Vergleich mit den eigenen Modellen in sehr großer Mächtigkeit – innerhalb der Äquivalenzmöglichkeiten – wiedergegeben.

Auffällig in den 1D-Modellen sind zwei gutleitende Zonen in der Kruste (in Abb. 7 mit einer Schraffur versehen). Die erste dieser Zonen befindet sich in geringer Tiefe (1-3 km) unter einer geringmächtigen hochohmigen Deckschicht. Sie läßt sich bis in das Gebiet nördlich der Elbe (Ostholsteinplattform) verfolgen. Ihr spezifischer Widerstand erreicht Werte zwischen 0.35 und 2  $\Omega\text{m}$ , was durch einzelne tiefengeoelektrische Sondierungen von Blohm und Homilius (1980) bestätigt werden konnte. Die extrem niederohmige oberflächennahe Schicht ist ein charakteristisches Element in der Leitfähigkeitsverteilung Norddeutschlands.

Der zweite, tiefer gelegene hochleitfähige Bereich (5-9 km Tiefe) entspricht dem bereits früher nachgewiesenen präpermischen Leiter in Norddeutschland. Seine Tiefenlage fällt mit der Zechsteinbasis gleichsinnig nach Nordosten ein. Dieser zweite Leiter kann nur im Südtteil der Ostholsteinplattform nachgewiesen werden. Seine integrierte Leitfähigkeit, in Abb. 8 für das Profil Nienburg/Weser - Lauenburg/Elbe – Fehmarn dargestellt, verringert sich nahezu kontinuierlich nach Norden; sie erreicht im Süden Werte um 8000 S, an der Elbe noch ca. 2000 S und geht in der Mitte des Ostholsteinprofils praktisch auf Null zurück.

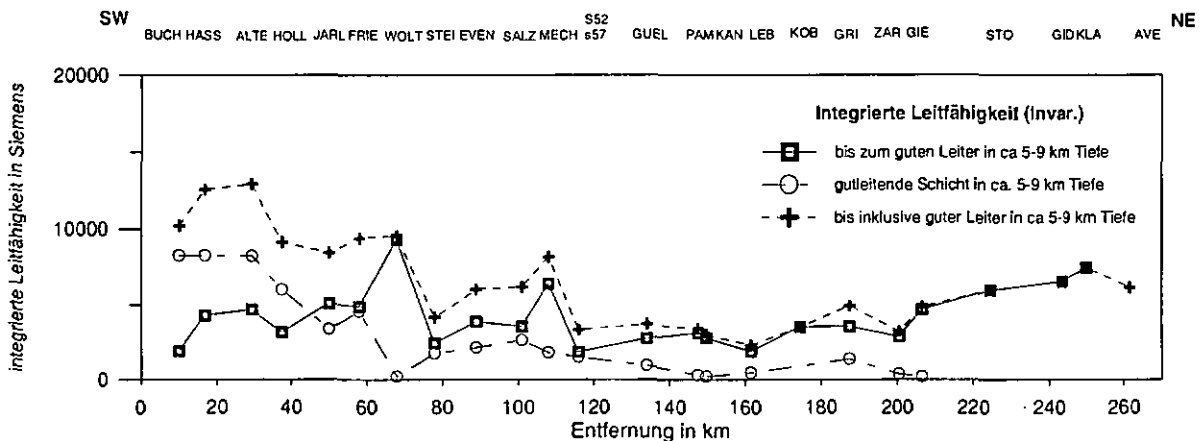


Abb. 8: Die integrierte Leitfähigkeit entlang der Profile Nienburg/Weser-Lauenburg/Elbe und Fehmarn aus den Modellen der Berichevsky-Invarianten

## Diskussion

Von Interesse ist neben der stratigraphischen Eingliederung die Einordnung der zwei gutleitenden Schichten in ein geologisch-tektonisches Konzept sowie die Deutung des Ursprungs der beobachteten extremen Leitfähigkeiten, die, wie nun diskutiert wird, für beide Schichten unterschiedlich ist.

Die Leitfähigkeit des oberen Teufenbereiches wird im wesentlichen durch einen elektrolytischen Leitfähigkeitsmechanismus bestimmt, die nach Archie (1942) über die Parameter effektive Porosität des Gesteins, Salinität der Porenwässer, Temperatur und Druck empirisch beschreibbar ist. Die meisten oberflächennahen, im allgemeinen wenig konsolidierten Gesteine zeichnen sich durch eine hohe effektive Porosität aus. Sie nimmt ungefähr linear mit dem Logarithmus der Tiefe ab, wie die Ausgleichskurve für den Nordwestrand des Gifhorner Trogs, die auch für das Norddeutsche Sedimentbecken Anhaltswerte liefert, in Abb. 9 zeigt. Aus ihr entnimmt man für den Tiefenbereich des oberen guten Leiters (1-3 km) eine Porosität zwischen 8% und 15%. Hinsichtlich der Salinität der Porenfüllung werden z.B. für die Trias mittlere Konzentrationen von 50 g/l bis 360 g/l angegeben. Ab 2 km Tiefe häufen sich Konzentrationen um 300 g/l (Gundel, 1977). Mit diesen übersättigten Salzlösungen ( $\rho_w$  im Extremfall bis 0.01  $\Omega\text{m}$ ) als Porenfüllung lassen sich nach Abb. 10 die recht niedrigen spezifischen Widerstände der Deckschicht im Prinzip erklären. Zu berücksichtigen ist, daß wegen der Vielzahl von Salzstöcken im Meßgebiet hochkonzentrierte Salzlaugen möglicherweise bereits in geringer Tiefe anzutreffen sind.

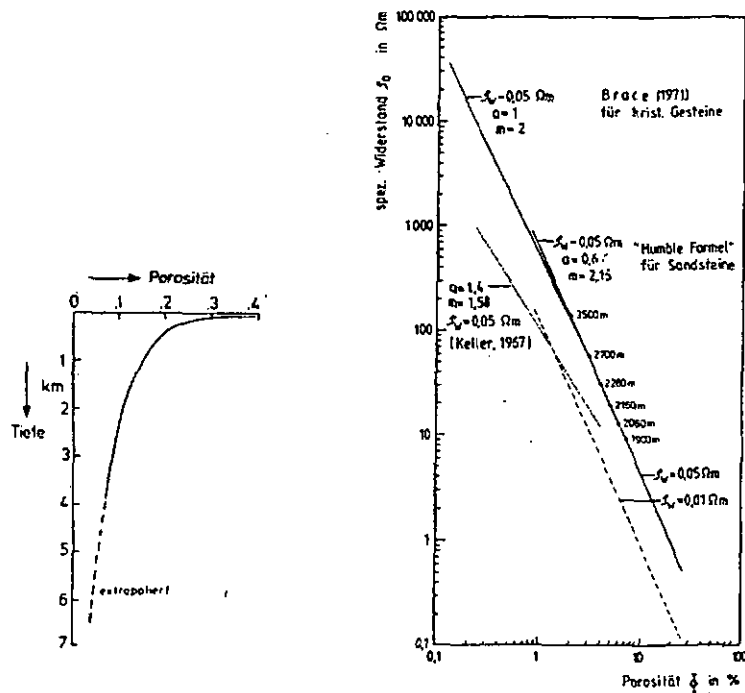


Abb. 9 (links): Tiefenprofil der Porosität (aus Gundel, 1977, nach Matthesius, 1974 für den Nordrand des Gifhorner Trogs).

Abb. 10 (rechts): Der spezifische Widerstand ( $\rho_0$ ) elektrolytgesättigter Gesteine in Abhängigkeit von der Porosität  $\Phi$ ; aus Jödicke (1990).

Die hohe Leitfähigkeit kann ihre Ursache zusätzlich in Oberflächenleitung der mergel- bzw. tonreichen Schichten von Quartär bis Jura haben. Tongesteine können spezifische Widerstände bis zu  $1 \Omega\text{m}$  erreichen, da sie neben der Volumenleitfähigkeit zusätzlich eine dominante Oberflächenleitfähigkeit aufweisen.

Eine genaue stratigraphische Einstufung des oberflächennahen Leiters bleibt schwierig, da keine vergleichende Bohrlochmessungen zugänglich sind. Zu beachten ist, daß z.B. die Unterkante des Leiters wegen des Äquivalenzprinzips nicht unmittelbar als geologische Grenze interpretiert werden darf.

Für die hohe Leitfähigkeit der zweiten Schicht (5-9 km Tiefe) kommt nur ein elektronischer (quasi-metallischer) Leitfähigkeitsmechanismus in kohlenstoffreichen prägraphitisierten Gesteinen, speziell Schwarzschiefern, in Frage. Der Kohlenstoff muß darüber hinaus ausreichend vernetzt sein, was in ehemaligen Erdölmuttergesteinen am ehesten realisiert ist. Die Annahme eines in dieser Tiefenlage überwiegend elektrolytischen Leitungsmechanismus würde dagegen im Tiefenbereich beginnender Metamorphose eine unrealistisch hohe Porosität von über 7 % für einen (äquivalenten) 2 km mächtigen Leiter erfordern (Jödicke, 1990).

Der Beitrag des tieferen Leiters zur gesamten integrierten Leitfähigkeit ist an den vier südlichsten Meßpunkten (BUCH bis HOLL) besonders groß, größer als der Beitrag der känozoischen und mesozoischen Sedimentbedeckung auf dem übrigen Profil (vgl. Abb. 8: integrierte Leitfähigkeit 'bis zum guten Leiter in ca. 5-9 km Tiefe'). Als Ursache kommt vermutlich eine zusätzliche thermische Einwirkung auf den tiefen Leiter und damit eine verstärkte Graphitisierung im Bereich der Kontaktaureole des südniedersächsischen basischen Intrusivkörpers bei Uchte in Betracht, der für ein kräftiges Inkohlungshoch mit Vitrinit-Reflexionswerten  $R_m > 5\%$  sorgt (M. Teichmüller et al., 1984). Auch zusätzliche gutleitende Erzmineralisationen sind nicht auszuschließen. In Isoliniendarstellung der integrierten Leitfähigkeit fällt dieses Gebiet ähnlich dem Bramscher Pluton durch ein kräftiges Maximum (Werte über 8000 S gegenüber sonst ca. 5000 S im Zentrum der norddeutschen Variationsanomalie) auf (vgl. Losecke et al., 1979; Jödicke, 1990).

Es ist schwierig, den tieferen guten Leiter in Norddeutschland stratigraphisch einzugliedern. Aufgrund eines Vergleichs von magnetotellurischen Ergebnissen und Bohrlochmessungen in der Umgebung bzw. in der Bohrung Münsterland 1 dürfte er im wesentlichen in das Altpaläozoikum einzustufen sein. Zumindest Anteile an der magnetotellurisch bestimmten integrierten Leitfähigkeit von ca. 2000 S stammen aber auch von den bekannten elektronenleitenden Alaunschiefern des tiefsten Oberkarbons und des Unterkarbons, der sog. 'Kulm-Fazies', die u.a. an Proben gut untersucht worden sind. Die in Abb. 11 angeführten Tiefenlagen aus den Modellen beider Polarisierungen und der Berdichevsky-Invariante zeigen den Leiter in einem Teufenbereich von ca. 5-9 km entlang des Profils Nienburg/Weser – Lauenburg/Elbe, in Ausnahmefällen bis ca. 14 km Tiefe. Jording (1995) bestätigt diese Tiefenlage für einzelne Meßpunkte des Profils mit langperiodischen MT-Messungen. Nach Kenntnissen der Geologie scheint diese Tiefenlage zu gering zu sein, um den Leiter sicher dem Altpaläozoikum zuordnen zu können. Seine Tiefenlage korrespondiert vielmehr eher mit Formationen aus dem Oberkarbon bzw. Unterkarbon. Es liegt somit nahe, den tieferen guten Leiter durch die Folge von Alaunschiefern im tiefsten Oberkarbon und Unterkarbon zu erklären. Aus der flächenhaften Verteilung des guten Leiters könnte somit umgekehrt auf die Verbreitung der leitfähigen Alaunschiefer der Kulm-Fazies geschlossen werden. Wenn diese Überlegung richtig ist, ergäbe sich als Konsequenz, daß sich der Nordrand des Kulm-Beckens viel weiter im Norden befinden würde, als bisher allgemein, z.B. von Ziegler (1982), angenommen wird.

Falls die Mächtigkeit des Devons, des Silurs und des Ordoviziums relativ gering ist, wäre anzunehmen, daß die Gesteinsserien des Altpaläozoikums dem Unterkarbon in nicht zu großem Abstand folgt. Die Magnetotellurik ist jedoch nicht in der Lage, zwei relativ dicht aufeinanderfolgende gutleitende Schichten in dieser Tiefenlage aufzulösen. Die Gesteine der Kulm-Fazies und gutleitende altpaläozoische Alaunschiefer könnten somit – ähnlich der Situation an der Bohrung Münsterland – zusammen die beobachtete integrierte Leitfähigkeit erbringen.

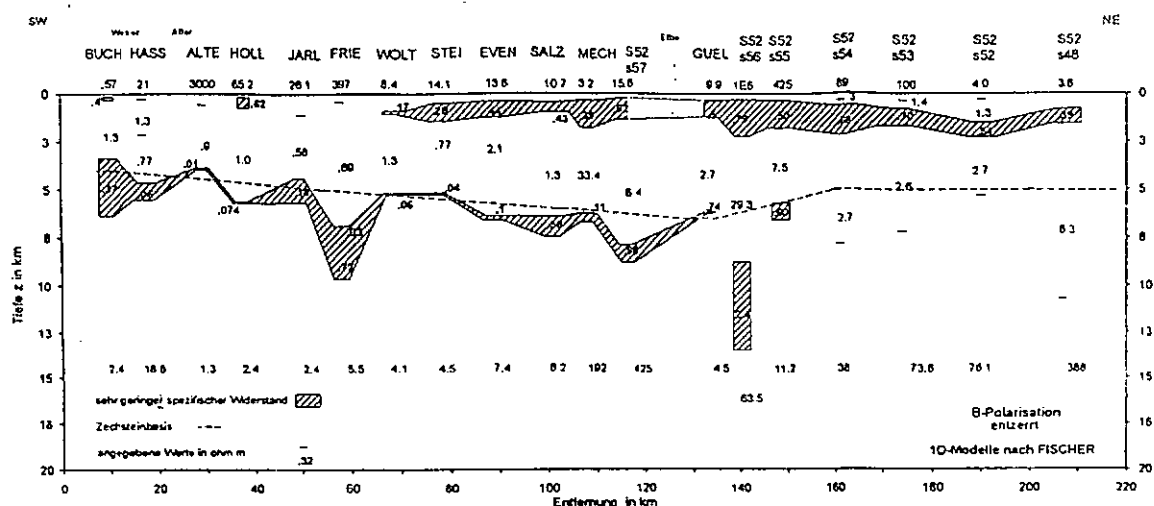
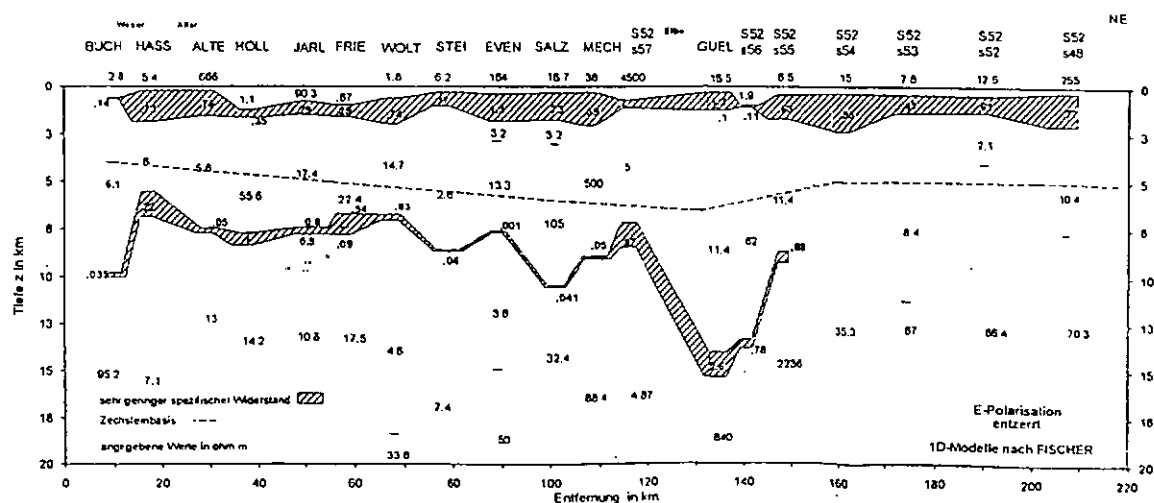


Abb. 11: Eindimensionale Modelle beider Polarisationen für die Profile Nienburg/Weser – Lauenburg/Elbe – Schwerin

## Literatur

Archie, G.E. (1942): The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining some Reservoir Characteristics, *Trans. Am. Inst. Min., Metall., Petr. Engrs.* 146: 54-62

Berdichevsky, M.N. and Dmitriev, V.I. (1976): Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves, *KAPG Geophysical Monograph*, Budapest, 165-221.

Berthelsen, A. (1992): From Precambrian to Variscian Europe., In: Blundell, D., Freeman, R. & Müller, St. (eds.): *A continent revealed. The European Geotraverse.*, Cambridge University Press; 153-164, Cambridge.

Blohm, E., -K und Homilius, J. (1980): Stand der Geoelektrischen Tiefensondierung. - In: Haak, V. und Homilius, J. (Hrsg.): *Protokoll über das Kolloquium ' Elektromagnetische Tiefenforschung' in Berlin-Lichtenrade vom 1. -3. April 1980: 111-131; Berlin, Hannover.*

Blundell, D., Freeman, R. & Müller, St. (eds.) (1992): *A continent revealed. The European Geotraverse.*, Cambridge University Press, Cambridge.

Fischer, G., Schnegg, P.-A., Pegurion, M., LeQuang, B. V. (1981a): An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme., *Geophys. J.R. astr. Soc.* 67, 257-278.

Gundel, A. (1977): Erdmagnetische Induktion in einer dreidimensionalen Salzstruktur., *Diss. Math. -Nat. Fak., Univ. Göttingen.*

Hoffmann, N., Fluche, B., Müller, W. (1994): Erste Ergebnisse neuer magnetotellurischer Messungen in Nordostdeutschland -ein Statusbericht., in Bahr, K. und Junge, A. (Hrsg.): *Protokoll über das Kolloquium ' Elektromagnetische Tiefenforschung' in Höchst/Odenwald vom 28. bis 31. März 1994: 307 -321, Potsdam, Edinburg.*

Jording, A. (1995): *Aufbau einer Magnetotellurik-Apparatur zu Registrierung langer Perioden und Messung auf dem Profil Nienburg/Weser-Lauenburg an der Elbe.*, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster [unveröff.].

Jödicke, H. (1980a): Magnetotellurik Norddeutschland - Versuch einer Interpretation., in: Haak, V. und Homilius, J. (Hrsg.): *Protokoll über das Kolloquium ' Elektromagnetische Tiefenforschung' in Berlin-Lichtenrade vom 1. -3. April 1980: 271-288 ; Berlin, Hannover.*

Jödicke, H. (1990): Zonen hoher elektrischer Krustenleitfähigkeit im Rhenoharzynikum und seinem nördlichen Vorland., *Hochschulschriften Bd. 24, Literaturverlag, Münster, Hamburg.*

Knödel, K., Losecke, W. und Müller, W. (1978): Magnetotellurik-Messungen auf einem Profil zwischen Versmold und Nienburg., in: Haak, V. und Homilius, J. (Hrsg.): *Protokoll über das Kolloquium ' Elektromagnetische Tiefenforschung' in Neustadt/W. vom 11. -13. April 1978: 57-56.*

Losecke, W., Knödel, K. und Müller, W. (1986): Technologische Weiterentwicklung und Erprobung der Remote Reference Magnetotellurik., *Abschlussbericht zum BMFT- Projekt RGG 8109 6; Archiv Nr.: 99003, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover [unveröff.].*

Matthesius, G. (1974): Vertikale Dichte-, Porenanteil-, und Druckdifferenzprofile an Sedimentgesteinen des Nordwestrandes des Gifhomer Troges., *Diss. Naturwiss. Fak. TU Braunschweig.*

Teichmüller, M., Teichmüller, R. und Bartenstein, H. (1984): Inkohlung und Erdgas - eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland., *Fortsehr. Geol. Rheinld. u. Westf.* 32: 11-34 ; Krefeld.

Torsvik, H.T., Trench, A., Svensson, I. & Walderhaug, H. J. (1993): Palaeogeographic significance of mid-Silurian palaeomagnetic results from southern Britain- major revision of the apparent polar wander path of eastern Avalonia., *Geophys. J. Int.*, 113: 651-668.

Untiedt, J. (1970): Conductivity Anomalies in Central and Southern Europe., *J. Geomag. Geol.*, 22: 131-149.

Ziegler, P.A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*, Shell International Petroleum Maatschap B.V., distr. by Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

Sonderdruck aus

Reprint from

**Deutsche  
Geophysikalische  
Gesellschaft e.V.**

PROTOKOLL  
über das 16. Kolloquium  
« ELEKTROMAGNETISCHE TIEFENFORSCHUNG »  
in Burg Ludwigstein bei Göttingen  
vom 9.-12. April 1996  
ISSN 0946-7467

**AUFBAU EINER MAGNETOTELLURIK-APPARATUR ZUR  
REGISTRIERUNG LANGER PERIODEN UND  
MESSUNGEN AUF DEM PROFIL  
NIENBURG/WESER - LAUENBURG/ELBE**

A. JORDING<sup>1</sup>, M. GURK<sup>2</sup> & H. JÖDICKE<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Geomagnetism Group, Institut of Geophysics, University of Münster, Germany

<sup>2</sup>Geomagnetism Group, Geological Institute, University of Neuchâtel, Switzerland

Herausgegeben von

Karsten Bahr  
Institut für Geophysik  
Herzberger Landstr. 180  
37075 Göttingen

Andreas Junge  
Institut für Meteorologie und Geophysik  
Feldbergstr. 47  
60323 Frankfurt am Main

# **Aufbau einer Magnetotellurik-Apparatur zur Registrierung langer Perioden und Messungen auf dem Profil Nienburg/Weser - Lauenburg/Elbe**

**A. Jording, M. Gurk und H. Jödicke; Institut für Geophysik Münster**

## **1 Einleitung**

In der Arbeitsgruppe Magnetotellurik in Münster wurde bisher gerätebedingt im 'klassischen' Periodenbereich der Magnetotellurik gearbeitet, der sich von ca. 0.4 bis 4096 s erstreckt. Seit längerem bestand der Wunsch, speziell für Untersuchungen in Norddeutschland auch lange Perioden von Bay-Störungen möglichst bis hin zu  $S_q$ -Variationen messen und auswerten zu können.

Um diese langen Perioden aufzeichnen zu können, wurde ein in Münster vorhandenes EDA-Fluxgate-Magnetometer zu einer Magnetotellurik-Apparatur erweitert. Erste Messungen langperiodischer Variationen des Magnetfeldes und des elektrischen Feldes wurden im Norddeutschen Sedimentbecken auf einem Profil, auf dem GURK (1995) 'klassische' MT-Messungen durchgeführt hatte, vorgenommen. Ziel der langperiodischen MT-Messungen war der Versuch, die für Norddeutschland charakteristische Abschirmwirkung der mächtigen und hochleitfähigen Sedimentbedeckung zu durchdringen, um Aussagen über die Leitfähigkeitsstruktur im oberen Erdmantel zu erhalten. Angestrebt war dabei, den Bereich der Asthenosphäre aufzulösen.

## **2 Aufbau einer Magnetotellurik-Apparatur zur Messung langperiodischer Variationen**

Bei unserer weitgehend aus vorhandenen Komponenten zusammengebauten langperiodischen MT-Apparatur 'Typ Münster' wird zur Registrierung des Magnetfeldes ein Fluxgate-Magnetometer der Firma EDA-Electronics benutzt. Die Messung des elektrischen Feldes erfolgte für die hier gezeigten Daten mit Hilfe von Kupfersulfatsonden ( $\text{Cu-CuSO}_4$ ) (inzwischen werden Kalomel-Sonden eingesetzt), zur Signalverstärkung wird ein Vorverstärker der EMF772 $\mu$ P-Apparatur der Firma Metronix verwendet. Die Steuerung des Meßgerätes und der angeschlossene Datalogger wurden von der Elektronikwerkstatt des Instituts für Geophysik in Münster konzipiert und gebaut. Die Daten werden auf einer PCMCIA-Karte mit 1 Megabyte (inzwischen 2 MB) Kapazität abgespeichert. Der Dynamikbereich der Apparatur umfaßt  $\pm 1000$  nT in den Magnetfeldkomponenten und  $\pm 5$  mV (durch interne schrittweise Kompensation inzwischen unbegrenzt) in den Komponenten des elektrischen Feldes. Als feste Abtastrate ist wie bei unseren 'klassischen' MT-Apparaturen  $\Delta t = 32$  s vorgegeben. Für die Datenauswertung wird sie mit Hilfe geeigneter Software auf  $\Delta t = 128$  s und  $\Delta t = 256$  s herabgesetzt, so daß für die statistische Frequenzanalyse drei unterschiedliche Periodenbereiche zur Verfügung stehen. Der derzeit ausgewertete Bereich erstreckt sich von 128 bis 65536 s.

Die wichtigsten technischen Daten der langperiodischen MT-Apparatur sind in der nachstehenden Tabelle 1 zusammengefaßt:

## Magnetotellurik-Apparatur Typ Münster

### Sonden:

Magnetfeld : E.D.A. FM100B Fluxgate-Magnetometer  
elektrisches Feld : Kupfersulfat-Sonden (Cu-CuSO<sub>4</sub>)  
Temperatur : PT100, im Fluxgate-Meßkopf integriert

Dynamikbereich : B-Feld  $\pm 1000$  nT  
: E-Feld  $\pm 5$  mV

Steuerung : CPU Z80180  
16 kbyte EPROM, 32 kbyte interner RAM

Speicherung : PCMCIA-Karte 1 Megabyte

Abtastrate :  $\Delta t = 32$  s  
Temperaturabtastung :  $\Delta t_{Temp} = 384$  s  
Abtastung Uhrzeit/Datum :  $\Delta t_{Uhr/Dat} = 3840$  s

Analog/Digital-Wandler : ICL 7109  
Auflösungsvermögen: 12 bit + Vorzeichen  
Wandlungsrate: max. 30 Wandlungen/s  
Eingangsspannung:  $\pm 2$  V

Multiplexer : CMOS CD4051 (8 zu 1)

Tiefpaßfilter : B-Feld : 128 s Bessel-Tiefpaßfilter 2.Ordnung  
: E-Feld : 128 s Bessel-Tiefpaßfilter 2.Ordnung

Spannungsversorgung : externer 12 V Akkumulator mit 60 Ah  
Stromverbrauch :  $\sim 180$  mA

**Tabelle 1:** Technische Daten der langperiodischen MT-Apparatur.

### 3 Messungen auf dem Profil Nienburg/Weser - Lauenburg/Elbe und ihre Auswertung

Die Messungen mit der langperiodischen Magnetotellurik-Apparatur fanden von August 1994 bis Januar 1995 im Nordwestdeutschen Sedimentbecken entlang eines senkrecht zum herzynischen Streichen orientierten SW-NE-Profiles zwischen Nienburg/Weser und Lauenburg/Elbe mit fünf Meßpunkten (DUED, HASS, JARL, STEI, MECH) im Abstand von ca. 30 km statt (Abbildung 1). Für einen Vergleich mit der 'klassischen' MT (GURK, 1995) wurden für die Messung des elektrischen Feldes dieselben Sondenlöcher benutzt. Die mittlere Standzeit pro Punkt betrug ca. vier Wochen.

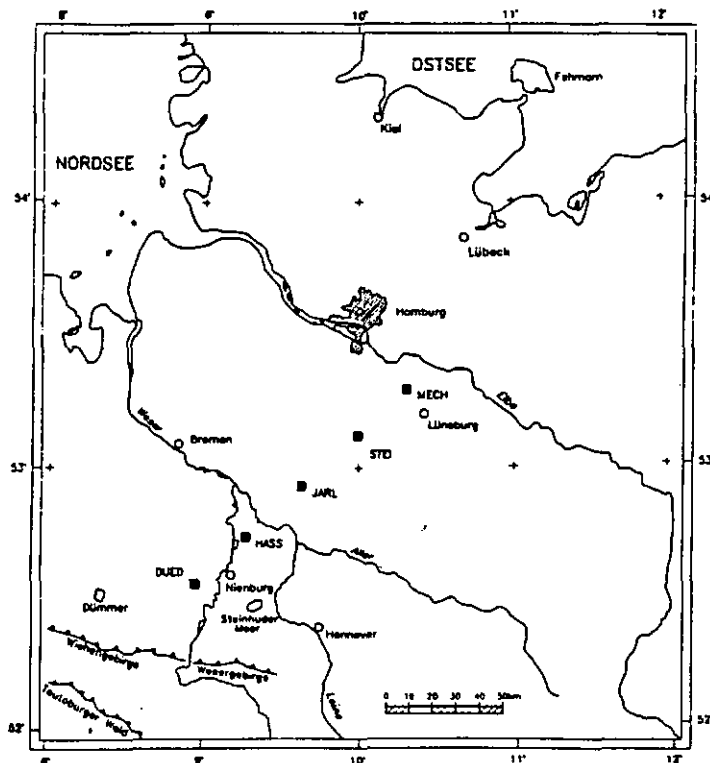


Abbildung 1: Lage der langperiodischen MT-Stationen des Profils Nienburg/Weser - Lauenburg/Elbe.

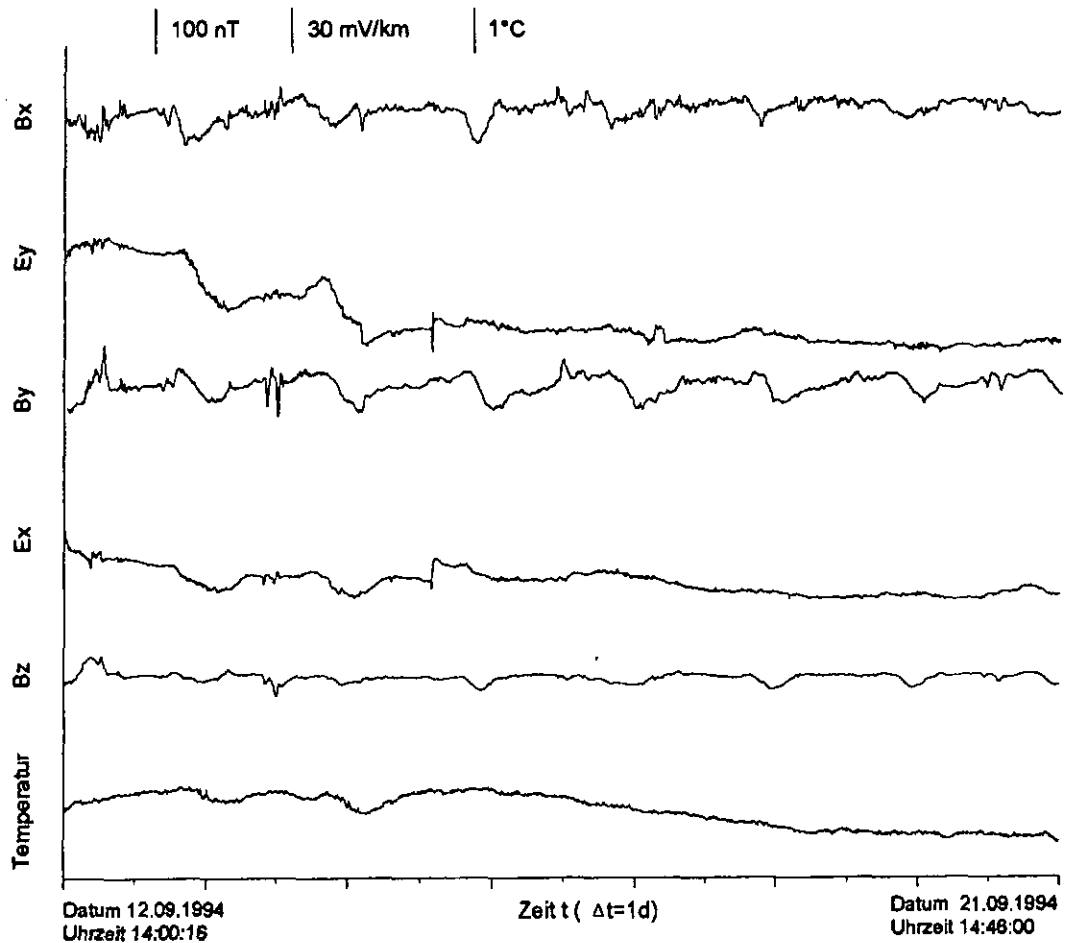
#### 3.1 Datenbearbeitung

Es war vorher bekannt und zeigte sich bei unseren Messungen erneut, daß langperiodische MT-Messungen sehr anfällig in bezug auf Störungen und Driften insbesondere in den Komponenten des elektrischen Feldes sind. Daher wurden sämtliche Datensätze gezielt visuell untersucht, um eine Auswahl geeigneter Zeitreihenabschnitte zu treffen. Ferner wurden die Daten mit der Gewichtsfunktion  $Gew(\gamma^2) = (\gamma^2)^n$  gewichtet, wobei  $\gamma^2$  die multiple Kohärenz darstellt und eine geeignete Wahl von  $n = 0, 1, 2, \dots$  die an sich schon günstigen Gewichtseigenschaften von  $\gamma^2$  in vielen Fällen noch verbessern kann. Eine Korrektur der Drifteffekte konnte meistens durch linearen Trendabzug und Filterung der Daten erreicht werden.

Bei der Messung langsamer Variationen des magnetischen und des elektrischen Feldes ist wegen der langen Standzeit der Geräte im Gelände der mögliche Einfluß der Temperatur auf die Meßdaten von besonderem Interesse. Wir waren darüber hinaus durch eine Untersuchung zum Temperaturverhalten des EDA-Magnetometers von JUNGE ET AL. (1994) gewarnt, die von einer Verwendung dieses Gerätes zu langperiodischen Messungen wegen möglicher starker

Temperaturdriften abgeraten hatten.

Abbildung 2 zeigt ein Registrierbeispiel an der Station MECH mit der Dauer von neun Tagen.



**Abbildung 2:** Registrierbeispiel der langperiodischen MT-Apparatur an der Station MECH. In der Darstellung wurden die Daten mit einer Abtastrate von  $\Delta t = 32$  s registriert und mit einem gleitenden Mittel über zehn Werte geglättet.

Aufgetragen sind die drei Komponenten des Magnetfeldes, die zwei Komponenten des elektrischen Feldes und die Temperatur, gemessen im Innern des EDA-Magnetometers. Der Vergleich zeigt, daß zwischen den Komponenten des Magnetfeldes und der Temperatur keine Korrelation festzustellen ist. Angesichts der zugleich recht geringen Temperaturvariation kann dies offenbar mit dem ausreichend tiefen Vergraben des Magnetometertripels begründet werden. Eine mögliche Korrelation mit der Temperatur scheint jedoch in den Komponenten des elektrischen Feldes vorhanden zu sein. Ein ähnlicher Eindruck entsteht auch bei der Analyse der anderen Meßstationen. Daher ist festzuhalten, daß temperaturbedingte Fehler in den Sondierungskurven, sofern überhaupt vorhanden, auf Temperatureffekte in den Komponenten des elektrischen Feldes zurückzuführen sind. Um dies zu überprüfen, wurde der Versuch unternommen, eine

temperaturkorrigierte Übertragungsfunktion zu berechnen.

Der Ansatz zur Berechnung der temperaturkorrigierten Übertragungsfunktion sieht vor, daß die Temperatur als gleichwertige dritte Eingangskomponente einbezogen werden soll, d.h. der bekannte Übertragungstensor der Magnetotellurik

$$E_x = Z_{xx}^t B_x + Z_{xy}^t B_y + t_{E_x} T \quad (1)$$

$$E_y = Z_{yx}^t B_x + Z_{yy}^t B_y + t_{E_y} T \quad (2)$$

wird um die Terme  $t_{E_x} T$  und  $t_{E_y} T$  erweitert, die die Übertragungsfunktion zwischen dem elektrischen Feld und der Temperatur beschreiben. Die Variablen  $Z_{xx}^t, Z_{xy}^t, Z_{yx}^t$  und  $Z_{yy}^t$  stellen wie bisher die Elemente des Übertragungstensors zwischen dem elektrischen Feld und dem Magnetfeld dar, sind aber nun von möglichen temperaturkorrelierten Anteilen befreit. Temperaturkorrigiert wird auf diese Weise jedoch nur der Gesamtempereffekt einer E-Feld-Sondenstrecke, das Temperaturverhalten jeder einzelnen Sonde kann sich davon unterscheiden.

Als Grundlage zur Berechnung der sechs Unbekannten dient das Fehlerausgleichsverfahren nach der 'Methode der kleinsten Quadrate' (SCHEELKE, 1972; JÖDICKE, 1977). Es wird nur der 'minimale Fehler in  $E$ ' berücksichtigt, da ja nur die Komponenten des elektrischen Feldes als fehlerbehaftet angesehen werden.

Als Ergebnis der Bestimmung der temperaturkorrigierten Übertragungsfunktion ergeben sich als Beispiel die Elemente  $Z_{xy}$  und  $t_{E_x}$ :

$$Z_{xy}^t = \frac{([E_x T^*][B_x B_x^*] - [E_x B_x^*][B_x T^*])([T B_x^*][B_x B_y^*] - [T B_y^*][B_x B_x^*]) - ([B_y B_y^*][B_x B_x^*] - [B_y B_x^*][B_x B_y^*])([T T^*][B_x B_x^*] - [T B_x^*][B_x T^*])}{([E_x B_x^*][B_x B_y^*] - [E_x B_y^*][B_x B_x^*])([T T^*][B_x B_x^*] - [T B_x^*][B_x T^*]) - ([B_y B_x^*][B_x T^*] - [B_y T^*][B_x B_x^*])([T B_x^*][B_x B_y^*] - [T B_y^*][B_x B_x^*])} \quad (3)$$

$$t_{E_x} = \frac{([E_x T^*][B_x B_x^*] - [E_x B_x^*][B_x T^*])([B_x B_x^*][B_y B_y^*] - [B_x B_y^*][B_y B_x^*]) - ([T B_x^*][B_x B_y^*] - [T B_y^*][B_x B_x^*])([B_x B_x^*][B_y T^*] - [B_y B_x^*][B_x T^*])}{([E_x B_y^*][B_x B_x^*] - [E_x B_x^*][B_x B_y^*])([B_x B_x^*][B_y T^*] - [B_y B_x^*][B_x T^*]) - ([T B_x^*][B_x T^*] - [T T^*][B_x B_x^*])([B_x B_x^*][B_y B_y^*] - [B_x B_y^*][B_y B_x^*])} \quad (4)$$

Im Falle einer Korrelation der Temperatur mit dem elektrischen Feld müßte für die Übertragungsfunktionen  $t_{E_x}$  und  $t_{E_y}$  ein erkennbarer Zusammenhang zwischen dem Verlauf der Amplituden bzw. Phasen und der Periode resultieren. Alle bisherigen Versuche zeigten jedoch ein rein statistisches Verhalten. Ein wesentlicher Einfluß der Temperatur auf die magnetotellurischen Übertragungsfunktionen ist bei unseren Daten demnach auszuschließen.

Bestätigt wird die Aussage durch einen Vergleich der temperaturkorrigierten Übertragungsfunktionen  $Z_{xy}^t, Z_{yx}^t$  mit den 'normal' berechneten Übertragungsfunktionen  $Z_{xy}, Z_{yx}$ , hier am Beispiel der Station DUED (Abbildung 3). Die Säulendiagramme stellen jeweils für die Komponenten  $xy$  und  $yx$  die Differenzen der Werte des spezifischen Widerstandes und der Phase

# Station DUED

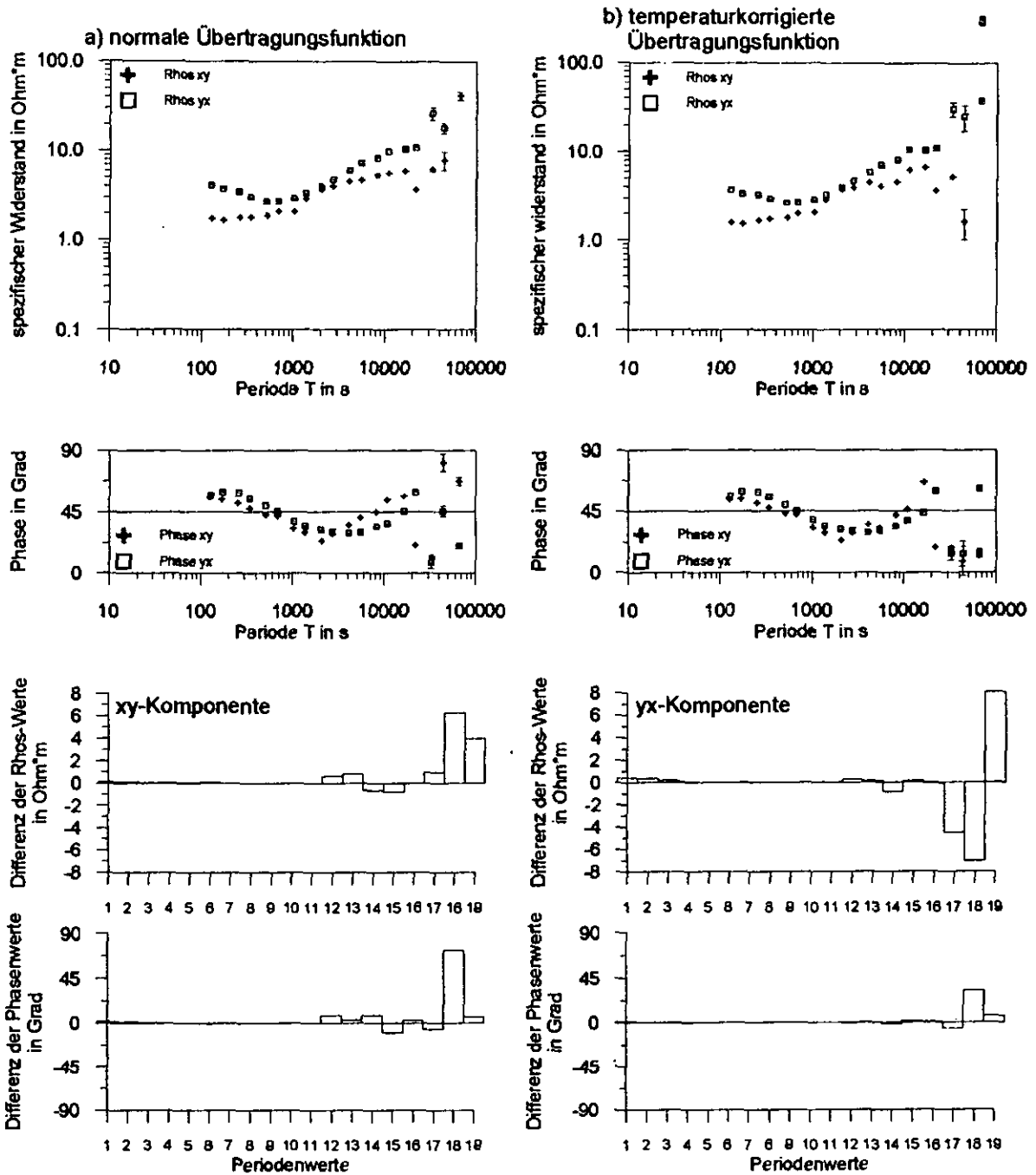


Abbildung 3: Vergleich der Sondierungskurven für die Beispielstation DUED. Die Berechnungen beruhen auf dem 'minimalen Fehler in E'. Teil a zeigt das Ergebnis der normalen Berechnung der Übertragungsfunktion und Teil b das Ergebnis der temperaturkorrigierten Übertragungsfunktion. Die Säulendiagramme stellen die Differenzen der Werte des spezifischen Widerstandes und der Phase für die xy- bzw. yx-Komponente dar. Es wurden jeweils die Werte der temperaturkorrigierten Übertragungsfunktionen von denen der normalen Übertragungsfunktionen abgezogen. Die Zahlen auf der Abzisse entsprechen den 19 vorhandenen Periodenwerten im Bereich von 128 bis 65 536 s.

dar, wobei die Werte der temperaturkorrigierten Übertragungsfunktion von denen der normalen Übertragungsfunktion abgezogen wurden. Als Ergebnis ist festzuhalten, daß größere, statistisch streuende Differenzen nur in den langen Perioden auftreten, für die die Bestimmung der Übertragungsfunktion wegen mangelnder Datenqualität ohnehin unsicher ist. Weiterhin zeigen die Daten exemplarisch, daß eine zufriedenstellende Datenqualität mit den in Münster derzeit vorhandenen apparativen Möglichkeiten und Standzeiten von ca. vier Wochen nur bis etwa 20 000 s erreicht werden kann. Bis 4096 s sind die mit der langperiodischen MT-Anlage bestimmten Übertragungsfunktionen praktisch identisch mit denen der 'klassischen' MT (JORDING, 1995).

### 3.2 Induktionspfeile

Um erste Informationen über die Strukturierung des Meßgebietes zu erhalten, wurden die Induktionspfeile nach SCHMUCKER (1970) für die Perioden  $T = 1024$  s und  $T = 10920$  s bestimmt. Abbildung 4 zeigt, daß die Realpfeile weitgehend senkrecht zum herzynischen Streichen stehen. Das Umklappen ihrer Orientierung von Südwesten nach Nordosten und die Längenabnahme im Zentrum des Nordwestdeutschen Sedimentbeckens sind Hinweise auf das Kreuzen mit einem Maximum der integrierten Leitfähigkeit, der sogenannten 'norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie', die erstmals von SCHMUCKER (1959) anhand der Analyse von magnetischen Variationen entlang von zwei Nord-Süd-Profilen im Nordwestdeutschen Becken nachgewiesen worden ist. Die Lage der 'Leitfähigkeitsanomalie' ist demnach zwischen den Stationen JARL und STEI einzuordnen.

### 3.3 Eindimensionale Modelle

Nachdem in den Untersuchungen zur Dimensionalität des Untergrundes, d.h. der Auswertung der Skewness und der Anisotropie, festgestellt wurde, daß das Meßgebiet als angenähert eindimensional zu betrachten ist, wurden eindimensionale Modellrechnungen als Näherungslösung für die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund durchgeführt. Zuvor wurde die zu erwartende Eindringtiefe mit dem  $\rho^* - z^*$ -Verfahren abgeschätzt. Dabei zeigte sich erneut, daß eine sinnvolle Auswertung der Sondierungskurven nur bis ca. 20 000 s möglich ist. Als Modellrechnungsprogramm wurde der Algorithmus von FISCHER & LEQUANG (1981) verwendet.

Als erste Näherung wurde für jede Station zunächst ein Modell auf Grundlage der Berdichevsky-Invariante (BERDICHEVSKY & DMITRIEV, 1976) berechnet. Diese ersten 1D-Modelle ergaben jedoch ein sehr uneinheitliches Bild der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund. Als Ursache hierfür sind statische Verzerrungen der Sondierungskurven nicht auszuschließen. Eine gezielte Untersuchung hierzu ergab zwei 'static shift'-'verdächtige' Stationen, die versuchsweise entzerrt wurden. Von einer versuchsweisen Korrektur muß gesprochen werden, weil bei einem Meßpunkt-Abstand von ca. 30 km und deutlichen Variationen der integrierten Leitfähigkeit im Untergrund auf kurze Distanzen (vgl. GURK, 1995), eine Entzerrung praktisch kaum möglich ist.

Abbildung 5 zeigt das Resultat nach der versuchten Entzerrung als Profilschnitt in Form eines Widerstands-Tiefenmodells.

Charakteristisch für alle Modelle sind die gutleitende Zone in der Oberkruste und der gutleitende Halbraum. Für den guten Leiter in der Kruste ergibt sich im Südwesten des Profils eine Tiefenlage von 6 bis 10 km und im Nordosten von 10 bis 12 km Tiefe. Der Übergang zum gutleitenden Halbraum variiert zwischen 70 und 150 km Tiefe. Eine gutleitende Deckschicht, wie sie für das norddeutsche Sedimentbecken charakteristisch ist, konnte nur an den Stationen STEI und MECH aufgelöst werden. An den anderen Stationen läßt sie sich wegen der verwendeten langen Perioden nicht bestimmen.

Da die Anisotropie zu langen Perioden hin zunimmt, wurden als Vorbereitung für 2D-Modellrechnungen auch Modelle für die E- und die B-Polarisation berechnet. Mit ihrer Hilfe sollte zugleich die maximale bzw. minimale Tiefe des Übergangs zum gutleitenden Halbraums

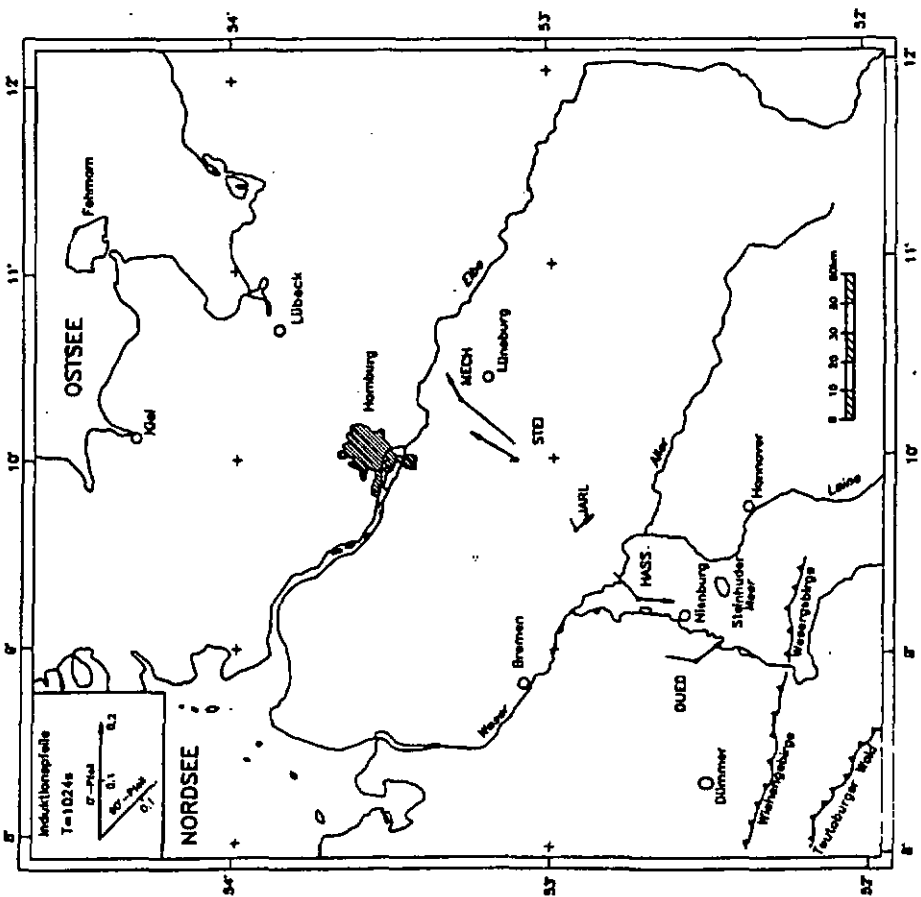
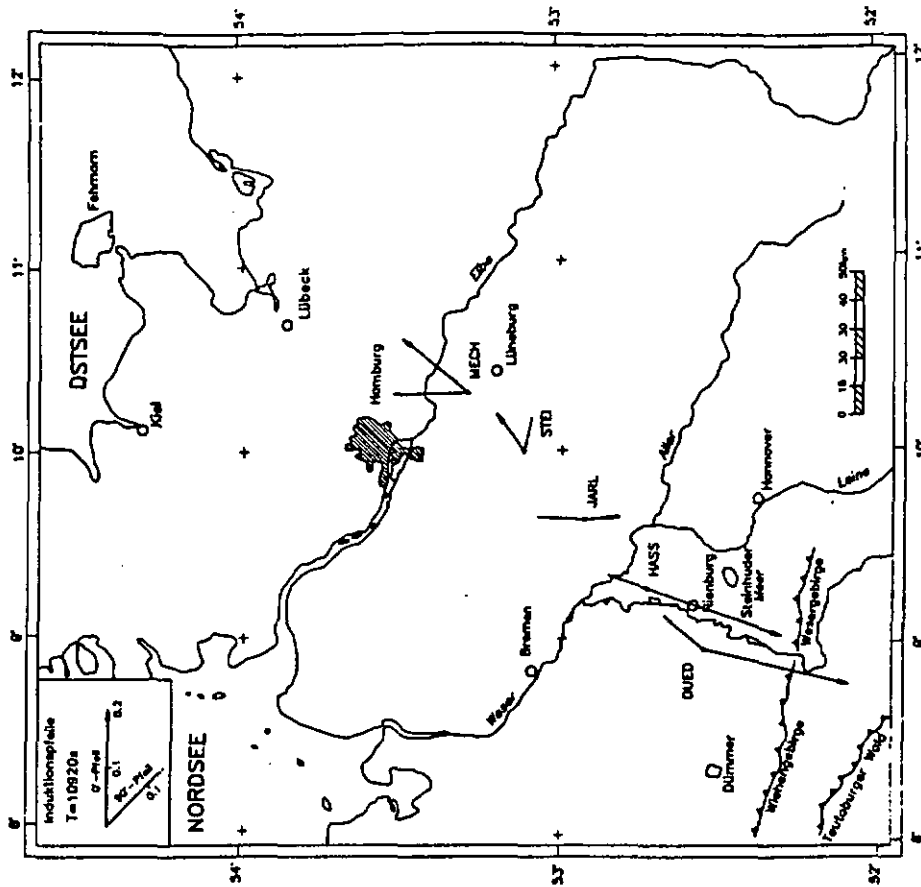


Abbildung 4: Die Induktionspfeile nach SCHMUCKER entlang des Profils Nienburg/Weser - Lauenburg/Elbe für die Perioden  $T = 1024$  s und  $T = 10920$  s.

1D-Modell auf Grundlage der Berdichevsky-Invariante (entzerrt)

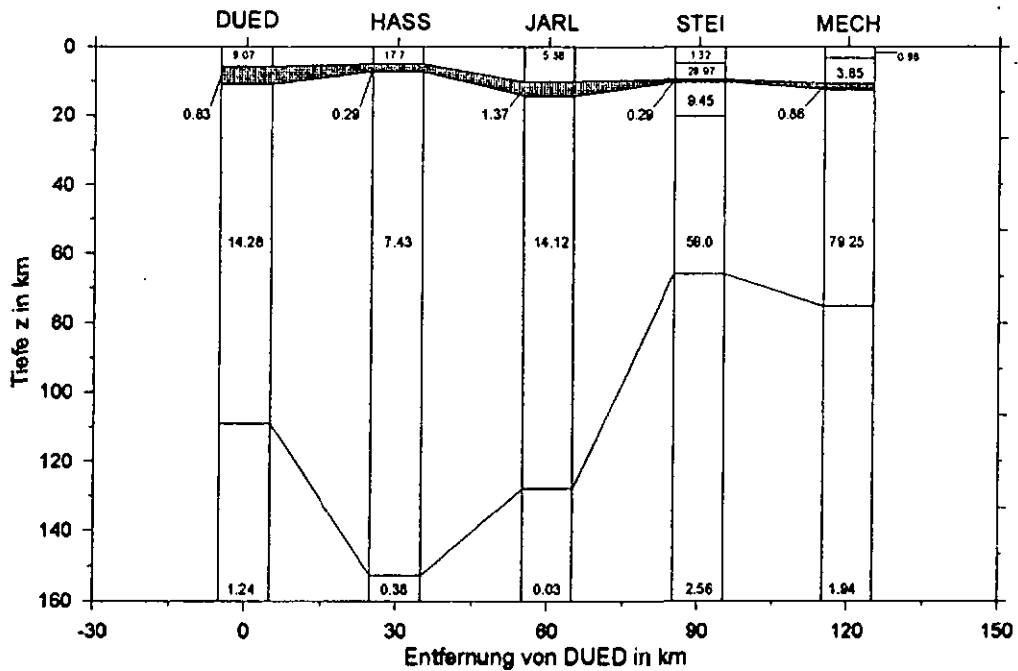
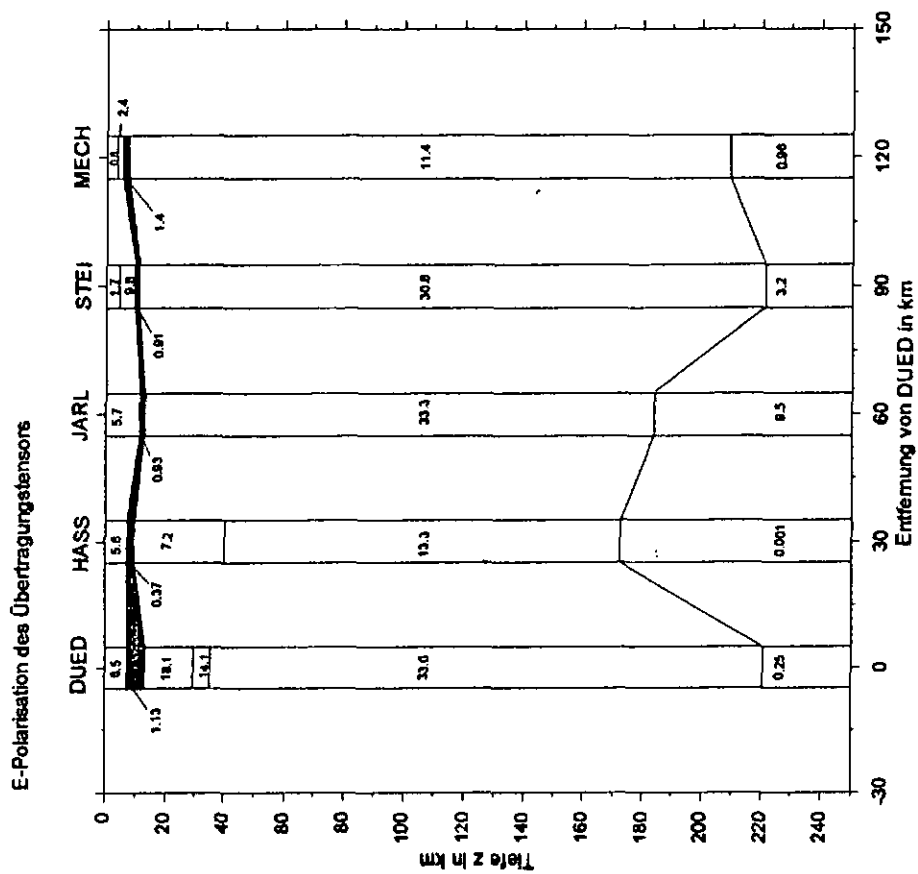
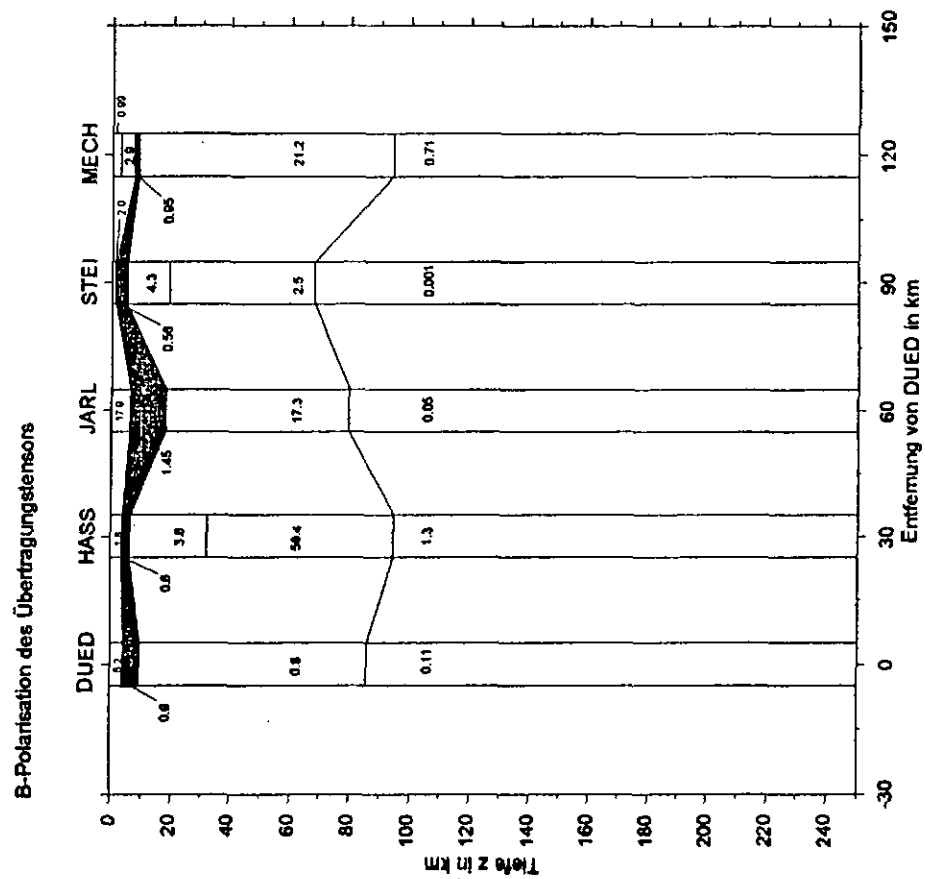


Abbildung 5: Ergebnis der 1D-Modellrechnung für die Berdichevsky-Invariante nach der Entzerrung. Die angegebenen Zahlenwerte entsprechen spezifischen Widerstandswerten in  $\Omega\text{m}$ . Gutleitende Zonen sind schraffiert dargestellt.

bestimmt werden (vgl. Abbildungen 6 a/b). Beide Schnitte zeigen eine im wesentlichen identische Leitfähigkeitsabfolge. Die Modelle der E-Polarisation repräsentieren die maximalen und die der B-Polarisation die minimalen Tiefenlagen des guten Krustenleiters.

Wichtigstes Ergebnis der Modellrechnung mit langperiodischen MT-Daten sind die sehr kleinen spezifischen Widerstandswerte des gutleitenden Halbraums in beiden Polarisationen. Sie grenzen den Halbraum klar gegen die darüberliegenden Schichten ab. Eine genaue Festlegung der Tiefenlage des gutleitenden Halbraums ist durch 1D-Modelle nicht möglich, jedoch werden obere und untere Grenzen seiner Tiefenlage angegeben. So ergibt die B-Polarisation eine mittlere Tiefe von ca. 80 km und die E-Polarisation von ca. 200 km. Um eine genauere Bestimmung der Tiefenlage und eine Bestätigung der Leitfähigkeitsverteilung des Profils zu erhalten, sind ergänzende 2D-Modellrechnungen somit unbedingt notwendig.

Für Norddeutschland bedeutet dieses Ergebnis, daß durch die Erweiterung des auswertbaren Periodenbereichs bis zu 20 000 s trotz extrem hochleitender Deckschichten die Existenz eines gutleitenden Halbraums sicher nachzuweisen ist. Diese gutleitende Zone kann als Asthenosphäre unter Norddeutschland gedeutet werden. Daß sich die Asthenosphäre in den untersuchten Daten als Halbraum und nicht als begrenzte 'Schicht' darstellt, liegt insbesondere an dem noch zu geringen Periodenumfang der Auswertung (vgl. BÄHR, 1992).



**Abbildung 6:** Ergebnisse der 1D-Modellrechnung für die Komponente der E-Polarisation des Impedanztensors (Teil a) und die Komponente der B-Polarisation des Impedanztensors (Teil b). Die angegebenen Zahlenwerte entsprechen spezifischen Widerständen in  $\Omega$ .

## 4 Zusammenfassung

Die Magnetotellurik-Apparatur Typ Münster hat sich als ein leistungsfähiges und robustes Meßgerät erwiesen, mit dem eine Auswertung der Meßdaten bis zu 20 000 s möglich ist. Eine Auswertung noch längerer Perioden ist wünschenswert, würde aber deutlich längere Standzeiten des Gerätes im Feld und vermutlich deutlich bessere E-Feld-Sonden erfordern. Durch gezielte visuelle Auswahl der Zeitreihen, durch den Einsatz von geeigneten Gütekriterien, durch Korrektur der Driften im elektrischen Feld und durch ausreichend tiefes Vergraben der Meßsonden konnte eine gute Qualität der Sondierungskurven erreicht werden, die vor allem keine Temperaturabhängigkeit zeigen.

Die Messungen auf dem Profil Nienburg/Weser - Lauenburg/Elbe haben als Resultate den guten Leiter in der oberen Erdkruste bestätigt und einen gutleitenden Halbraum unter Norddeutschland nachgewiesen. Dies ist gleichbedeutend mit dem Nachweis der Asthenosphäre unter Norddeutschland.

Durch zusätzliche langperiodische MT-Messungen und weiterführende Auswertungen mit Hilfe von 2D-Modellrechnungen sollte die Frage der Tiefenlage der Asthenosphäre in Zukunft genauer geklärt werden.

## 5 Literatur

- Bahr, K. (1992): *Auflösung der Asthenosphäre in elektromagnetischen Sondierungen*, DDG Mittlg. 3/1992, 15-23.
- Berdichevsky, M.N. & Dmitriev, V.I. (1976): *Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves*, KAPG Geophysical Monograph, Budapest, 165 – 221.
- Fischer, G., Schnegg, P.-A., Peguiron, M. & LeQuang, B. V. (1981): *An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme*, Geophys.J.R. astr. Soc. 67, 257 – 278.
- Gurk, M. (1995): *Magnetotellurik zwischen Nienburg/Weser und Lauenburg an der Elbe zur Bestimmung der Leitfähigkeitsverteilung in der oberen und mittleren Kruste*, Diplomarbeit, Inst. für Geophysik, Univ. Münster. [unveröff.]
- Jödicke, H. (1977): *Einzeleffekt-Auswertung magnetotellurischer Registrierungen*, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröff.]
- Jording, A. (1995): *Aufbau einer Magnetotellurik-Apparatur zur Registrierung langer Perioden und Messungen auf dem Profil Nienburg/Weser - Lauenburg an der Elbe*, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik, Univ. Münster. [unveröff.]
- Junge, A., Spitta, P. & Peter, C. (1994): *Vergleich von Auster-Magnetometer und EDA-Fluxgate*, in Bahr, K. und Junge, A. (Hrsg): *Protokoll über das Kolloquium 'Elektromagnetische Tiefenfor-schung' in Höchst/Odenwald vom 28.-31. März 1994*: 428-430; Potsdam, Edinburgh.
- Scheelke, I. (1972): *Magnetotellurische Messungen im Rheingraben und ihre Deutung mit zweidimensionalen Modellen*, Dissertation, Naturwiss. Fak., Universität Braunschweig.
- Schmucker, U. (1959): *Erdmagnetische Tiefensondierung in Deutschland 1957-1959; Magnetogramme und erste Auswertung*, Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. Heft 5.
- Schmucker, U. (1970): *Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States*, Bull. Scripps. Inst. Oceanogr., Univ. Calif., 13.

Sonderdruck aus

Reprint from

**Deutsche  
Geophysikalische  
Gesellschaft e.V.**

PROTOKOLL  
über das 17. Kolloquium  
« ELEKTROMAGNETISCHE TIEFENFORSCHUNG »  
in Neustadt an der Weinstraße  
vom 9.-13. März 1998  
ISSN 0946-7467 ,

**ELEKTRISCH LEITFÄHIGE STRUKTUREN IN DEN PENNINISCHEN  
UND HELVETISCHEN ALPEN GRAUBÜNDENS (OSTSCHWEIZ)**

M. GURK

Geomagnetism Group, Geological Institute, University of Neuchâtel, Switzerland

Herausgegeben von

Karsten Bahr  
Institut für Geophysik  
Herzberger Landstr. 180  
37075 Göttingen

Andreas Junge  
Institut für Meteorologie und Geophysik  
Feldbergstr. 47  
60323 Frankfurt am Main

# Elektrisch leitfähige Strukturen in den penninischen und helvetischen Alpen Graubündens (Ostschweiz)

M. Gurk, (Neuchâtel)

## Einleitung

Die Tiefenstruktur der Schweizer Alpen steht im Blickpunkt kombinierter geowissenschaftlicher Arbeiten, die vor allem mit der Methode der Seismik erfolgreich erkundet wurde. Die Ergebnisse einer Vielzahl größerer und kleinerer Profile wurden auf drei Haupttraversen projiziert, die einen Einblick in die komplexe Tektonik der Alpen geben (Pfiffner, Lehner et al. 1997).

Motiviert durch erfolgreiche Magnetotellurik-Studien im Penninikum der Westschweiz, wo eine elektrisch gutleitende Zone an der Basis der penninischen Decken in guter Übereinstimmung mit seismischen Ergebnissen nachgewiesen werden konnte, sollte die Methode nun auch in den Alpen Graubündens entlang der NFP- 20 Osttraverse (Linie E1, Abbildung 1 und 2) und angrenzender Gebiete angewendet werden.

Das Aufzeigen von Strukturen mit gleicher Charakteristik und Geometrie relativ zur penninischen Front in Graubünden ist für das Verständnis der regionalen Mechanismen, die zum Bau der Alpen beitragen, von großem Interesse.

Abbildung 1 zeigt einen geologischen N-S Schnitt durch das in Abbildung 2 dargestellte Meßgebiet. Basierend auf den Ergebnissen der NFP-20 Osttraverse (Teilstück der European Geotraverse, (Blundell, Freemann et al. 1992)) zeigen beide die Kollisionszone der europäischen und afrikanischen Platte und nach Osten den passiven Kontinentalrand zu den austroalpinen Einheiten. Im Norden befinden sich die tektonischen Einheiten des Helvetikums (Aar-, Gotthard-Massiv) gefolgt von den mesozoischen Sedimenten des Penninikums (hauptanteilig Bündnerschiefer) und den penninischen Kristallindecken Adula, Tambo und Suretta. Im Süden begrenzt die Engadin Linie und die Insubrische Linie das Meßgebiet. Markant bildet sich die tertiäre Intrusion des Bergeller Massivs (30 Ma) auf dem Profil ab. Nach Osten hin treffen wir auf die Strukturen des Austroalpins.

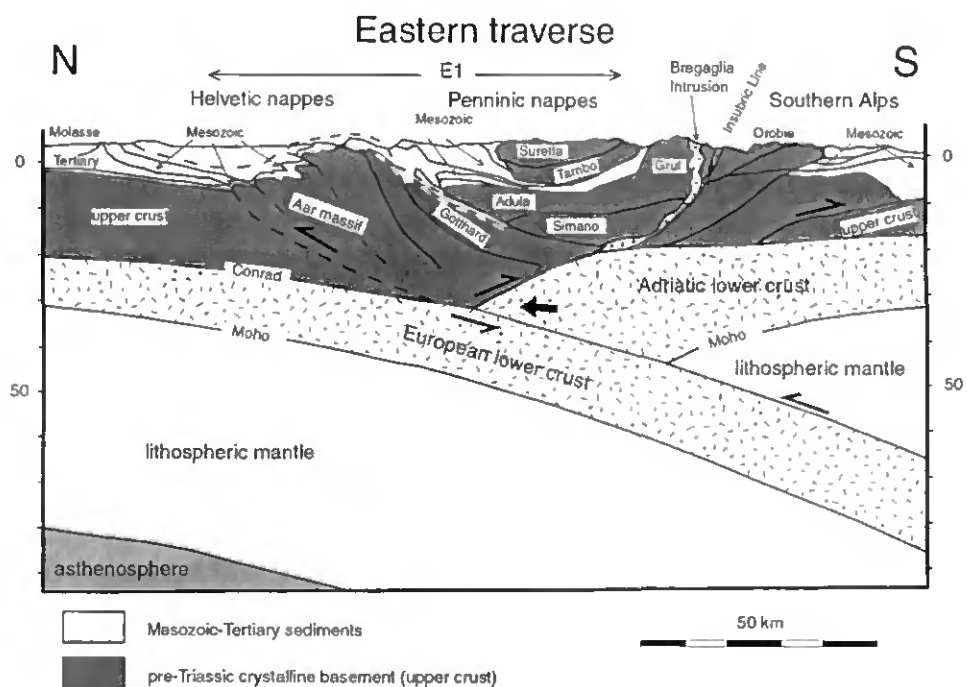


Abb. 1 : Allgemeines geologisches Profil entlang der NFP-20 Osttraverse, erweitert nach Norden in die Molasse und nach Süden in das Po Becken, (Pfiffner and Hitz 1997).

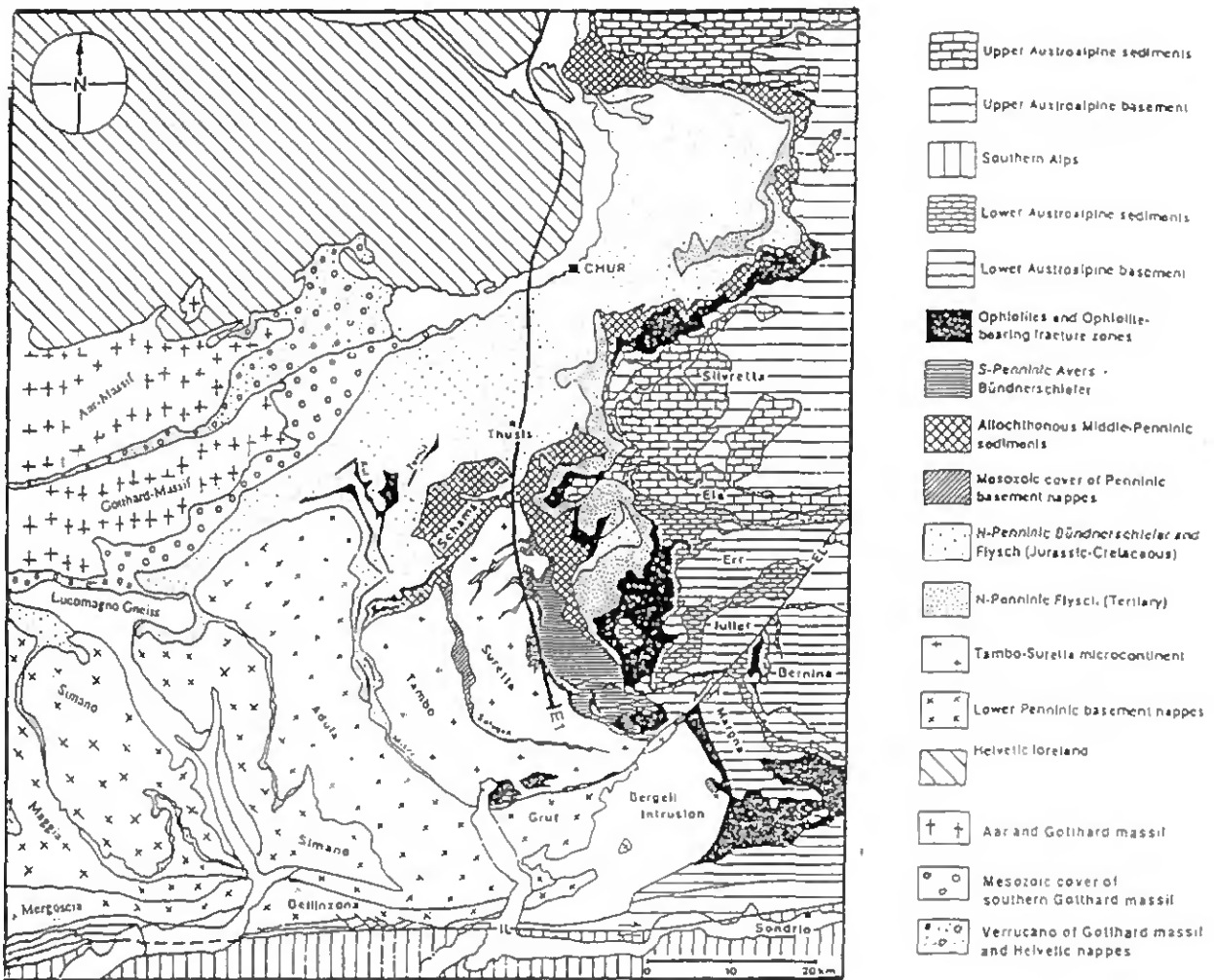


Abb. 2: Tektonische Karte Graubündens und benachbarter Gebiete Italiens und Österreichs, nach Schmid (Schmid, Rück et al. 1990).

In der tektonischen Entwicklung des Orogens sind die penninischen Kristallindecken zunächst übereinander und anschließend seitlich nach Osten unter das Austroalpin abtauchend überschoben worden, so daß dachziegelähnlich in dieser Richtung immer tektonisch höhere Einheiten aufgeschlossen werden. Die einzelnen Kristallindecken können durch Reste ihrer einstigen sedimentären Bedeckung untereinander getrennt sein, die rezent in der Misox Zone, Splügen Zone und den Averser Schiefer anstehen. Ihren Ursprung haben die Gesteine des Penninikum im Tiefseebereich der alpinen Geosynklinale.

Dieser Bereich des alpinen Tethysmeeres war schon vor der eigentlichen Gebirgsbildung (Ende Kreide, Tertiär) von Schwellen durchzogen, die den Ablagerungsraum in verschiedene Teiltröge und pull-apart Becken trennte und von denen aus das Material für die Bildung der Bündnerschiefer als turbiditische Schüttungen eingetragen wurde. Hier entstanden auch die vielfach im Meßgebiet anzutreffenden Ophiolithe.

Sedimentologische Studien an Bündnerschiefern (Steinmann 1994) entdeckten in den Nollaton Serien einen organischen Kohlenstoffgehalt von mehr als 1 wt %. Diese hohe Konzentration organischen Materials läßt auf einen niedrigen spezifischen Widerstand der Sedimente schließen, die wir mit Mithilfe der Magnetotellurik zu kartieren erhoffen.

Die wichtigsten lithostratigraphischen Einheiten der Bündnerschiefer sind die Tomül- und Grava-Decke, die im wesentlichen aus Tonschiefern und sandigen Kalken mit unterschiedlich dicken schiefrigen Zwischenlagen bestehen. Der Quarzgehalt der sandigen Kalke kann stark variieren, quarzreiche Sandsteine sind nicht ungewöhnlich.

Die größeren Tonschieferintervalle zeigen ein breites Spektrum von schwarzen, karbonatfreien bis zu kalkigen Tonschiefern, (Steinmann 1994).

## Vorläufige Ergebnisse der Magnetotellurik-Messungen

Abbildung 3 zeigt die bisher errichteten 64 Meßpunkte. Die Datenaufnahme erfolgte über eigene Aufnahmeapparaturen mit ECA-Magnetfeldspulen (Frankreich) und Filloux-Silberchloridelektroden. Die gewählte Abtastrate betrug 0.24 s. Der auswertbare Periodenbereich liegt für einer Standzeit der Geräte von 2 bis 3 Tagen bei  $T = 1 - 300$  s.

Beispiele für die genügende Datenqualität der Sondierungskurven sind in Abbildung 4 aufgeführt. Die Werte der Anisotropie und Skewness weisen auf eine heterogene Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit hin. Sie zeigen für die Bündnerschiefer und für die östlichen Stationen (Gruppe C2) im Vergleich zu den angrenzenden Strukturen mit ausgeprägter 3-D Charakteristik (Tambo, Suretta und Averser Schiefer) ein eher zweidimensionales Verhalten. Die mesozoischen Sedimente (Bündnerschiefer, Verrucano und Flysche) liefern scheinbare spezifische Widerstände um etwa 1-100  $\Omega\text{m}$  und heben sich gegenüber den penninischen kristallinen Decken und den helvetischen Massiven ( $\rho_s = 1000 - 6000 \Omega\text{m}$ ) deutlich ab. Die Rohdaten liefern jedoch keinen Hinweis auf eine vermutete südliche Erstreckung der Bündnerschiefer unterhalb der Kristallindecken oder eine Verbindung der Bündnerschiefer entlang der Adula-Stirn und unterhalb der Tessiner Kulmination hinüber zu den entsprechenden Sedimenten (Schistes Lustrés) in der Westschweiz.

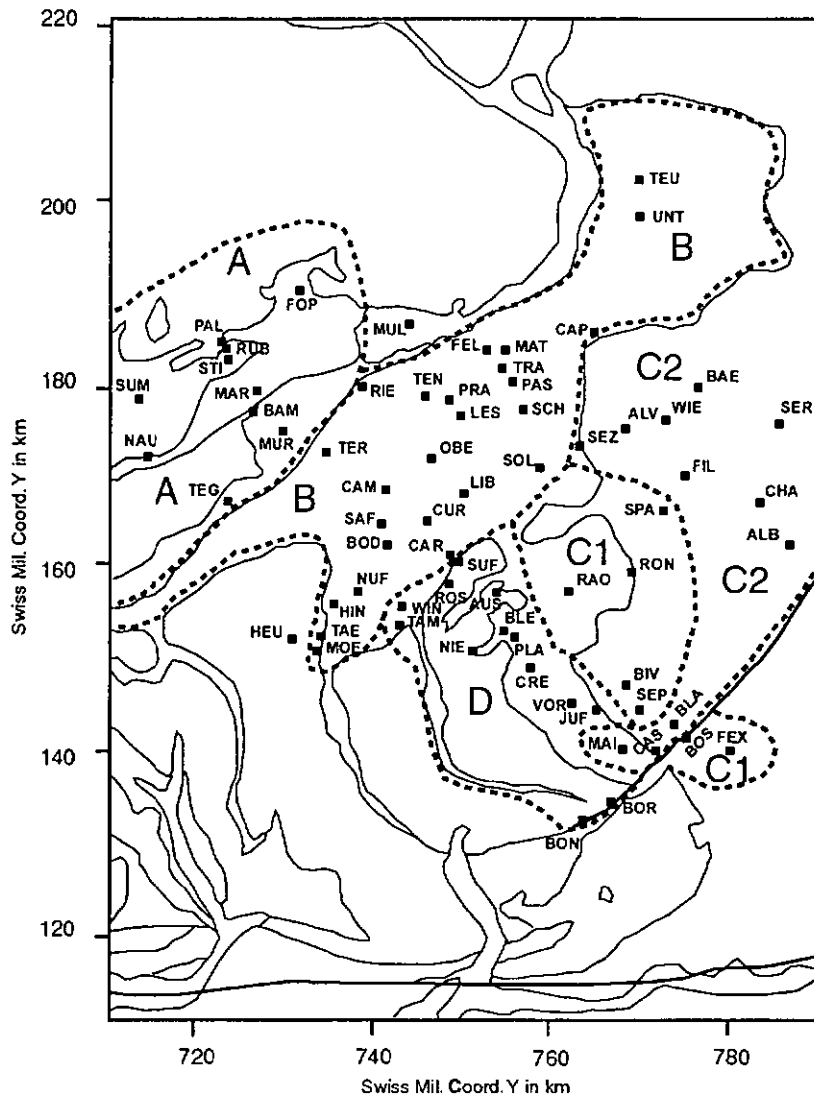
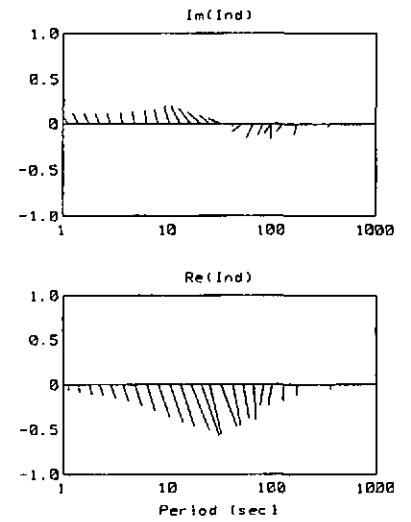
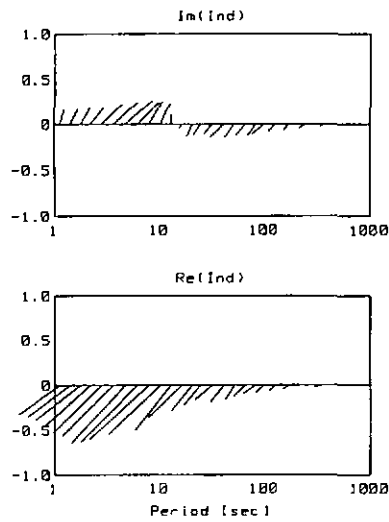
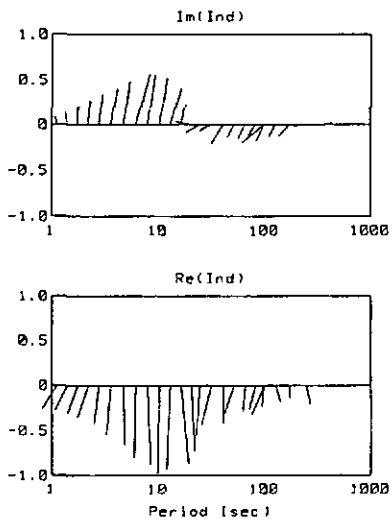
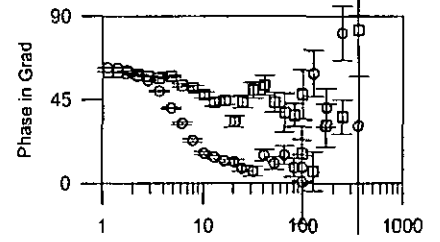
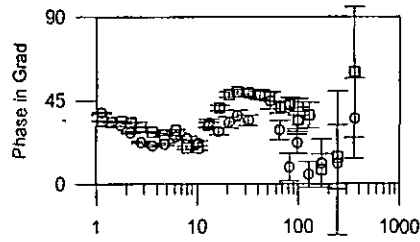
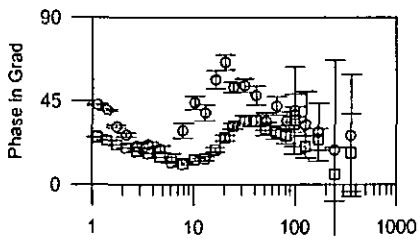
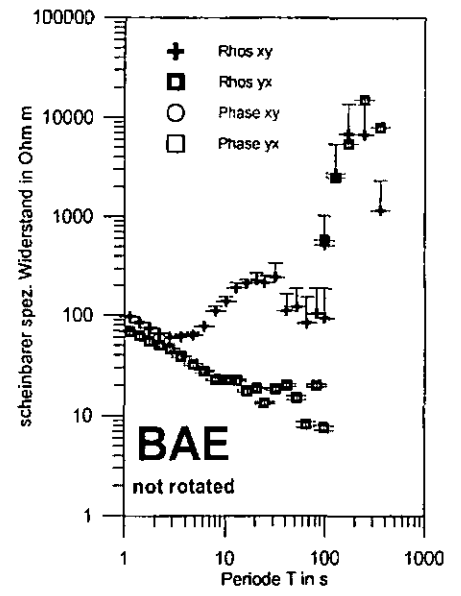
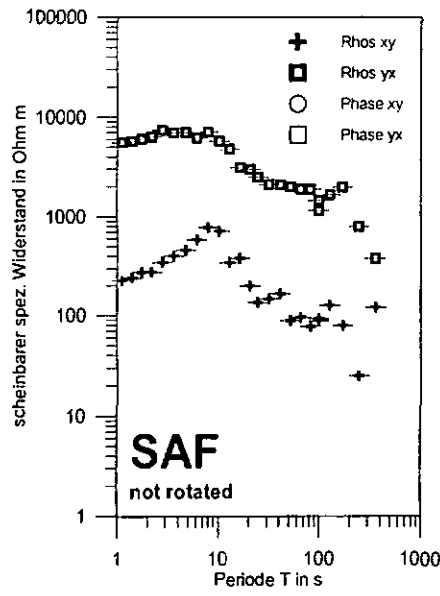
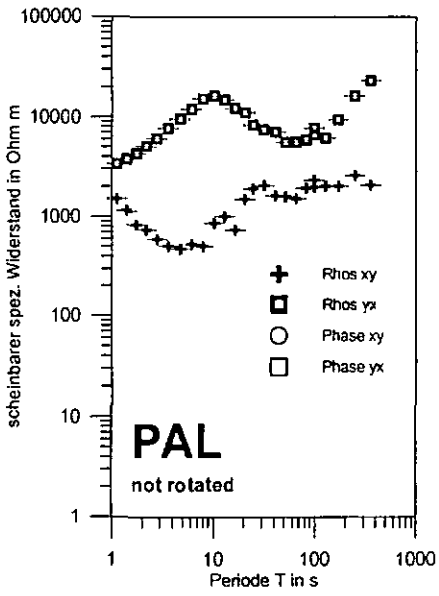


Abb. 3: Die Lage der MT-Meßpunkte (gefüllte Quadrate) in den verschiedenen Gruppen A-D (unterbrochene Linie) mit wichtigen Strukturgrenzen in Graubünden..



PAL (Gruppe A)

SAF (Gruppe B)

BAE (Gruppe C2)

Abb. 4 : Beispiele ungedrehter Sondierungskurven und Induktionspfeile nach Schmucker aus Graubünden.

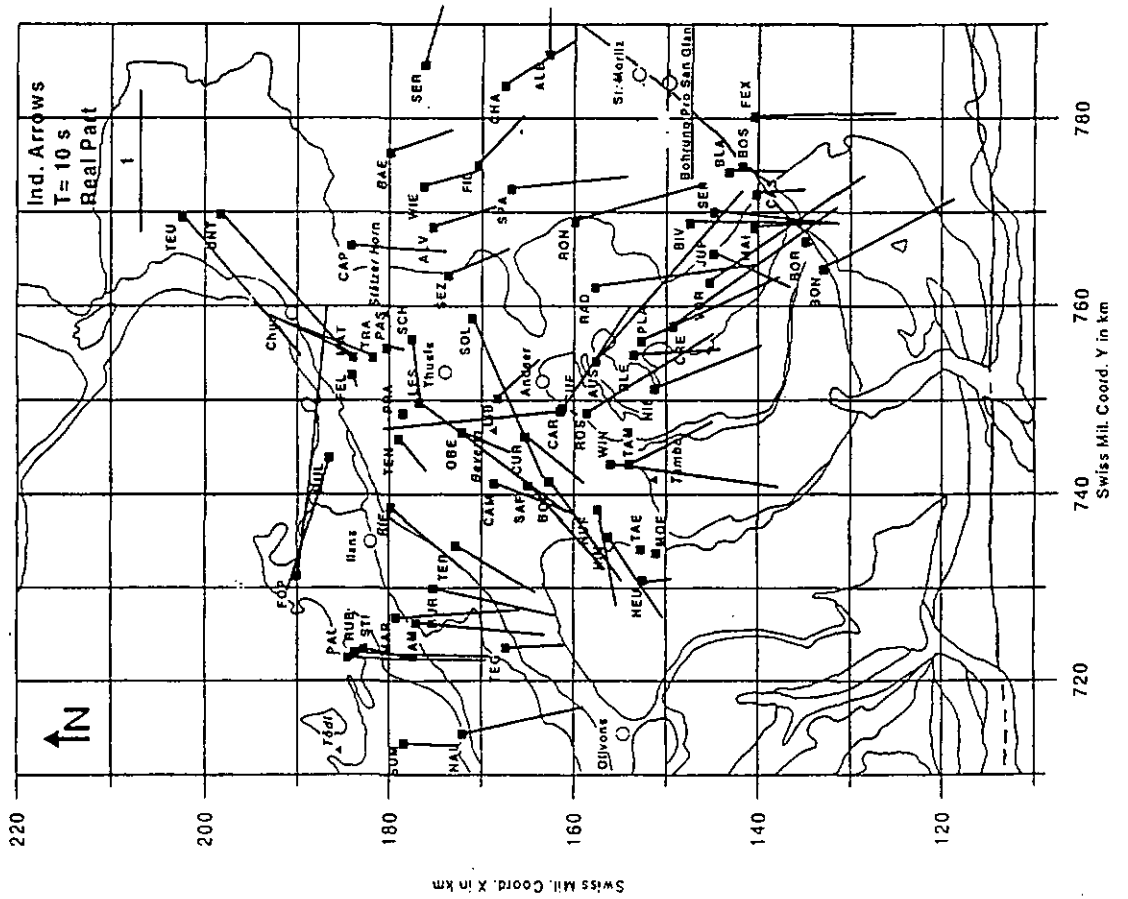
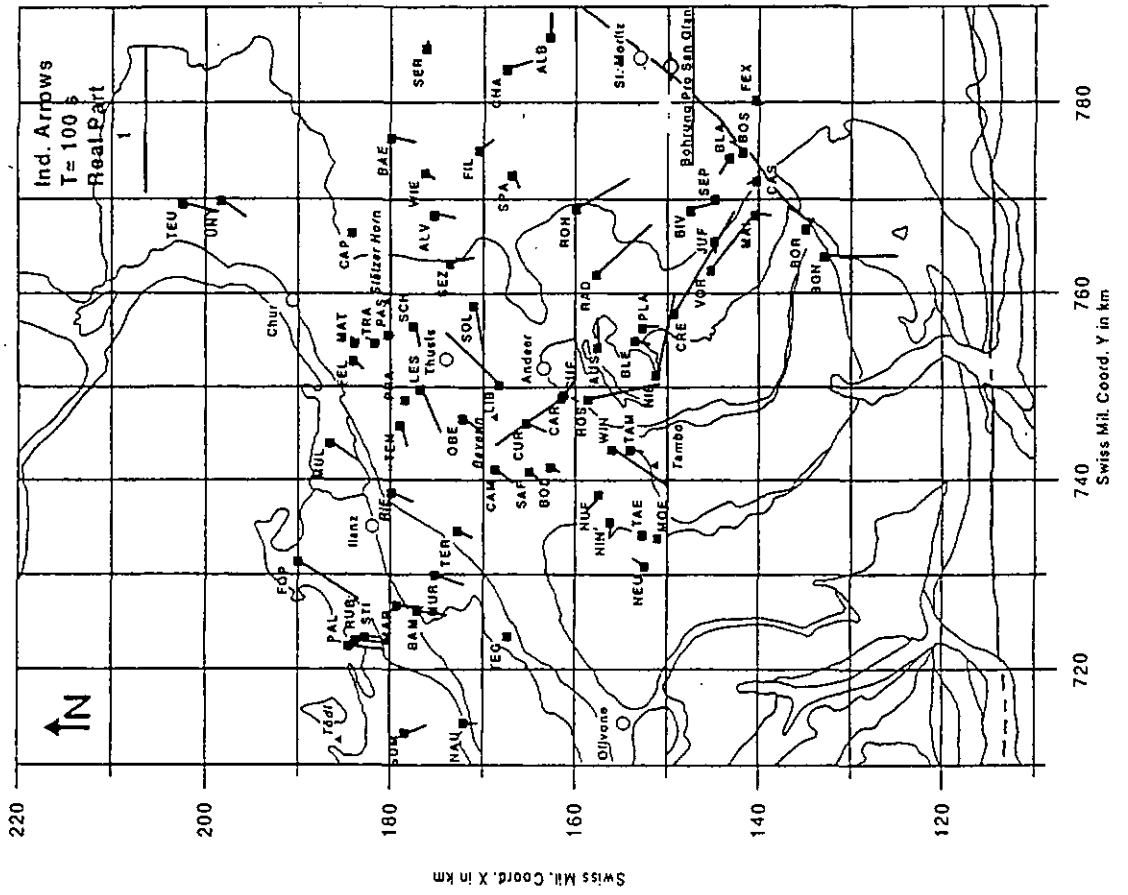


Abb. 5 : Induktionspfeile (Realteile) nach Schmucker für die Perioden  $T=10\text{ s}$  und  $T=100\text{ s}$ .

Als wichtigstes Ergebnis stellt sich für die MT-Meßpunkte auf den Bündnerschiefern ein periodenunabhängiges Umklappen der Realpfeile in deren Streichrichtung ein (Abbildung 5). Die maximale Induktivität liegt bei allen Meßpunkten bei etwa  $T = 10$  s und verschiebt sich nach Osten zu größeren Perioden. Dies markiert den Kontakt der mesozoischen Sedimente zum kristallinen Basement und steht im guten Einklang zu dessen Abtauchen nach Osten.

Auf den Bündnerschiefern und auf den im Norden angrenzenden helvetischen Sedimenten zeigen die Realpfeile etwa in die regionale Streichrichtung ( $65^\circ$ - $70^\circ$  gegenüber Nord) der Schweizer Alpen. Diese Richtung diente auch zur Projektion der seismischen Teilprofile auf die NFP-20 Osttraverse und ist gleich der Richtung der E-Polarisation.

Südlich der Bündnerschiefer zeigen sie in SE Richtung, diejenige Richtung, die für das Penninikum der Westschweizer Alpen signifikant ist. Dieselbe Richtung wurde auch von Teufel (Teufel 1983) auf einem MT-Profil über den Nordrand der Alpen (Molasse) bei Berchtesgaden ermittelt. Die Richtung SE der Realpfeile darf somit mit einer überregionalen Struktur (Molasse oder Penninische Hauptüberschiebung) in Verbindung gebracht werden.

### Regionale und lokale leitfähige Strukturen

Um die Magnetfelddaten zusammen mit den elektrischen Feldern auswerten zu können, soll die Ursache für die anomale Richtung der Realpfeile auf den Bündnerschiefern geklärt werden.

Real- und Imaginärpfeile (vgl. Abbildung 4) zeigen das zu erwartende Verhalten bezüglich einer 2-D Struktur: Zur Periode  $T_{\max}$  der maximalen Induktivität der Realpfeile durchlaufen die Imaginärpfeile Null und wechseln ihre Richtung um  $180^\circ$ . Auffällig sind jedoch die grossen Längen der Realpfeile, die im Untersuchungsgebiet durchaus Werte über 1 erreichen.

Die Sonderstellung der Bündnerschiefer ist in dem Meßgebiet durch deren Einbettung zwischen den Gotthard- und Aar-Massiven und den kristallinen Decken im Süden gegeben und durch ihre Streichrichtung von etwa  $45^\circ$  gegenüber Nord. Nach Nordosten ist ein Kontakt der lokalen Struktur mit den Sedimenten der (Subalpinen) Molasse ( $\rho_s = 1-30 \Omega\text{m}$ ) wahrscheinlich. Die Front der Penninischen Hauptüberschiebung ist ebenfalls ein Kandidat für eine großräumige regionale Struktur in der Ströme induziert und anschliessend in den Bündnerschiefern focussiert werden. Sie streicht etwa entlang der nördlichen Begrenzungslinie der Gruppe B (Abbildung 3) aus, und knickt dann auf der Höhe der Stationen TEU und UNT nach Nordwesten, dem Nordrand des Aar-Massiv folgend, ab. In diesem Fall lägen regionale und lokale Struktur übereinander und rechtwinkelig zueinander. Die Averser Schiefer, eingebettet zwischen der Suretta und der Silvretta Decke, müssen an dieser Stelle ebenfalls als eine mögliche begrenzte Leitfähigkeitsanomalie angesehen werden.

Im folgenden wird der Datensatz in Anlehnung an die von P. Ritter (Ritter and Banks 1994; Ritter 1996) vorgestellten Methode für 2-D Strukturen hin untersucht. Im Mittelpunkt der Betrachtung stehen die komplexwertigen Komponenten  $A$  und  $B$  der unrotierten magnetischen Übertragungsfunktionen aller Stationen, wie sie durch die lineare Beziehung zwischen den horizontalen und vertikalen Komponenten des Magnetfeldes gegeben sind:

$$B_z = A \cdot B_x + B \cdot B_y \quad (1)$$

Unter dem Einfluß magnetischer Verzerrung lassen sich diejenigen Komponenten, die auf der lokalen Leitfähigkeitsanomalie gemessen wurden, wie folgt formulieren :

$$A' = D_{zx}'' \cdot \left[ -Z_E \cdot \sin \Theta_r \cdot \cos \alpha + Z_B \cdot \cos \Theta_r \cdot \sin \alpha \right] \quad (2)$$

$$B' = D_{zx}'' \cdot \left[ +Z_E \cdot \cos \Theta_r \cdot \cos \alpha + Z_B \cdot \sin \Theta_r \cdot \sin \alpha \right], \quad (3)$$

mit  $D_{zx}''$  magnetischer Verzerrungsparameter im Meß-Koordinatensystem;  $Z_B, Z_E$  Impedanzen im 2D-Fall des gedrehten regionalen Koordinatensystems:  $\underline{Z}^0 = \begin{pmatrix} 0 & Z_E \\ Z_B & 0 \end{pmatrix}$ ;  $\Theta_r, \Theta_l$  regionale bzw. lokale Streichrichtung (im Gegenuhrzeigersinn) und  $\alpha = \Theta_l - \Theta_r$  Winkel zwischen regionaler und lokaler Leitfähigkeitsstruktur.

Ohne auf weitere Details einzugehen, können die Übertragungsfunktionen einer jeden Station j bezüglich ihrer Periodenabhängigkeit und tektonischer Charakteristik in die fünf verschiedenen Gruppen A, B, C1, C2 und D eingeteilt werden (vgl. Abbildung 3).

Die Ergebnisse sind in Abbildung 6 dargestellt. Allen Kurven gemein ist ein etwa gegenphasiger Verlauf der Real- und Imaginärteile beider Übertragungsfunktionen, wobei die Imaginärteile die Realteile um einige Sekunden voreilen. Die Amplituden wechseln in den verschiedenen Gruppen und sind daher ein wichtiges Auswahlkriterium.

Allgemein zeigt sich folgendes periodenabhängiges Verhalten: Die Realteile  $A_j$  durchlaufen ein ausgeprägtes Minimum bei ca.  $T = 10$  s und steigen mit zunehmender Periode sanft an, wohingegen die zugehörigen Imaginärteile nach dem Durchfahren eines Maximums eher um die Amplitude Null weiterlaufen.

Die Realteile  $B_j$  zeigen über die Periode kein ausgeprägtes Minimum. Ein schwacher Effekt eines in Nord-Süd verlaufenden Stromsystems mit einer induktiven Response ebenfalls um  $T = 10$  s läßt sich jedoch anhand der zugehörigen Imaginärteile  $B_j$  ausmachen. Generell verlaufen die Imaginärteile ruhiger als die Realteile.

Die Kurven Realteile  $A_j$  der Gruppe C2 (ganz im Osten des Meßgebietes) zeigen nur noch ein schwach ausgebildetes Minimum zu etwas grösseren Perioden  $T$ . Dafür zeigen die Realteile  $B_j$  einiger Stationen dieser Gruppe (SER, CHA, ALB und BAE) bei  $T = 15$  s einen deutlichen Hinweis auf ein in Nord-Süd verlaufendes Stromsystem.

Von diesem Verhalten abweichend bilden auch die Kurven der Realteile  $B_j$  der Gruppe B (Stationen auf den Bündnerschiefern) zur Periode  $T = 10$  s ein Minimum. Die Amplituden beider Realteile dieser Gruppe erreichen in der Regel Maximalwerte von etwa 0 bis -1 oder +1, was sich in den extremen Längen der Realpfeile der Gruppe auswirkt. Dies gilt in auch für die Realteile  $A_j$  und  $B_j$  der magnetischen Übertragungsfunktionen der Gruppe D (Averser Schiefer).

Die Realteile  $B_j$  der Gruppe A verlaufen sehr ruhig um die Amplitude Null, was auf eine schwache Magnetfeldvariation in Ost-West Richtung schliessen läßt und sich direkt in den südwärts gerichteten Realpfeile dieser Gruppe zeigt.

#### Fazit :

Im Vergleich zu den übrigen Gruppen ist somit der Verlauf der Realteile  $A_j$  und  $B_j$  in der Gruppe B fast gleich. In der Gruppe D hingegen ist ihr Verlauf um etwa den Faktor (-1) verschieden. Für die Gruppe A scheint es kaum eine Anregung in Ost-West Richtung zu geben.

Unter welchen Bedingungen sind die Komponenten der Übertragungsfunktionen der Gruppe B gleich und die der Gruppe C um (-1) verschieden?

Diese Frage führt auf den in Abbildung 7 skizzierten Spezialfall bezüglich der geometrischen Konfiguration zwischen lokalen und regionalen leitfähigen Strukturen und ihrer räumlichen Lage im geographischen Koordinatensystem:

2-D Fall :  $\alpha = 0^\circ$  oder  $\alpha = 90^\circ$  (lokale Streichrichtung parallel oder senkrecht zur regionalen Streichrichtung). Dann vereinfachen sich die Gleichungen (2) und (3) zu :

$$\underline{\alpha = 0^\circ} : \quad A^I = D_{zx}'' \cdot [-Z_E \cdot \sin \Theta_r] \quad (4) \quad \underline{\alpha = 90^\circ} : \quad A^I = D_{zx}'' \cdot [-Z_B \cdot \cos \Theta_r] \quad (6)$$

$$B^I = D_{zx}'' \cdot [+Z_E \cdot \cos \Theta_r] \quad (5) \quad B^I = D_{zx}'' \cdot [+Z_B \cdot \sin \Theta_r] \quad (7).$$

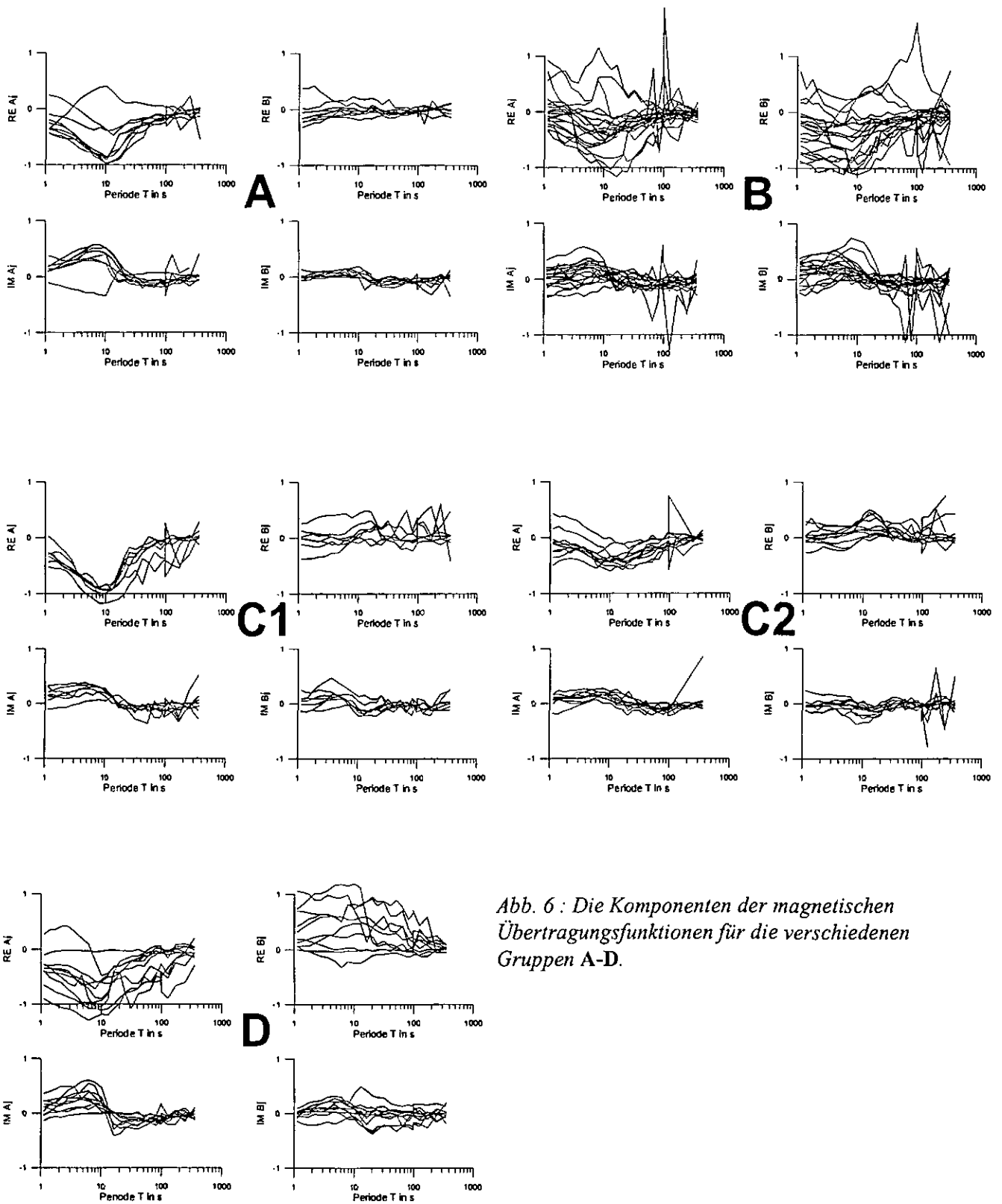


Abb. 6 : Die Komponenten der magnetischen Übertragungsfunktionen für die verschiedenen Gruppen A-D.

Mit regionaler Streichrichtung  $\Theta_r = 45^\circ$  oder  $135^\circ$  ergeben sich folgende Kombinationen aus Tabelle 1): Zuzüglich ist noch der 2-D Fall der nahezu Ost-West streichenden Molasse ( $\alpha = 45^\circ$ ) mitaufgeführt.

	regionale Struktur Penninische Hauptüberschiebung	Regionale Struktur Bündnerschiefer <b>B</b>	regionale Struktur Penninische Hauptüberschiebung ; Averser Schiefer <b>D</b>	regionale Struktur Molasse
<b>B</b>	$\Theta_r = 135^\circ, \Theta_l = 135^\circ$ $\alpha = 0^\circ$ $A' = -D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $B' = -D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A' = B'$		$\Theta_r = 45^\circ, \Theta_l = 135^\circ$ $\alpha = 90^\circ$ $A' = D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $B' = D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A' = B'$	$\Theta_r = 90^\circ, \Theta_l = 135^\circ$ $\alpha = 45^\circ$ $A' = -D_{zx}'' \cdot Z_E / \sqrt{2}$ $B' = +D_{zx}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A' = B'$ für $Z_E = -Z_B$
<b>D</b>	$\Theta_r = 135^\circ, \Theta_l = 45^\circ$ $\alpha = 90^\circ$ $A' = -D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $B' = +D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A' = -B'$	$\Theta_r = 135^\circ, \Theta_l = 45^\circ$ $\alpha = 90^\circ$ $A' = -D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $B' = +D_{zx}'' / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A' = -B'$		$\Theta_r = 90^\circ, \Theta_l = 45^\circ$ $\alpha = -45^\circ$ $A' = -D_{zx}'' \cdot Z_E / \sqrt{2}$ $B' = -D_{zx}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A' = -B'$ für $Z_E = -Z_B$

Tab.1 : Die Komponenten der magnetischen Übertragungsfunktionen  $A'$  und  $B'$  in Abhängigkeit zu den verschiedenen Konfigurationen zwischen regionalen und lokalen leitfähigen Strukturen aus Abb. 7.

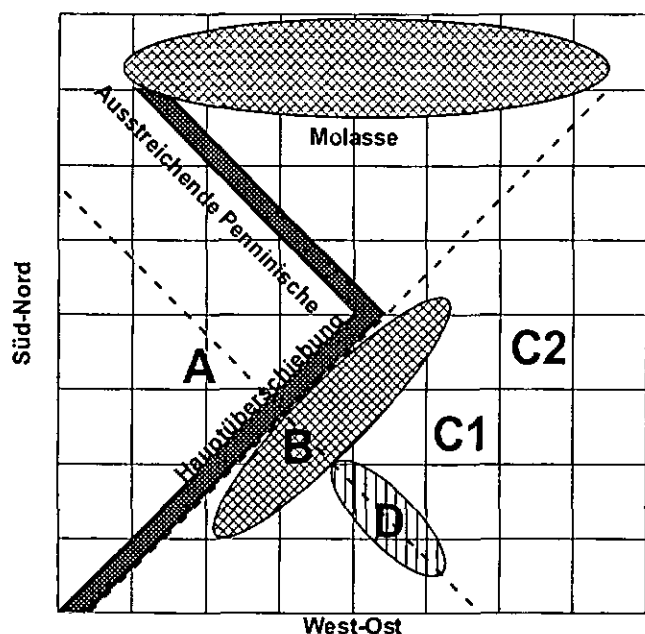


Abb. 7 : Mögliche Konfigurationen lokaler und regionaler leitfähiger Strukturen für die Ostschweizer Alpen. A, B, C1, C2 und D Gruppen der magnetischen Übertragungsfunktionen aus Abbildung 3 und 6, mit B (Bündnerschiefer) und D (Averser Schiefer). Ohne Maßangabe!

## Zusammenfassung

Anhand der oben aufgeführten Überlegungen kann das anomale Verhalten der Realpfeile auf den Bündnerschiefern und gleichzeitig auch auf den Averser Schiefen durch abgelenkte Stromsysteme erklärt werden, die in den regionalen Strukturen Penninische Hauptüberschiebung und (oder) in den Sedimenten der Molasse induziert werden.

Der skizzierte spezielle Verlauf der Front der Penninischen Hauptüberschiebung bietet auch die Möglichkeit die südwärts gerichteten Realpfeile der Gruppe A zu erklären. Die Magnetfeldvariationen in Ost-West Richtung wären innerhalb des rechtwinkligen Dreiecks minimal. Am Eckpunkt ausserhalb der Struktur sollten die Längen der Realpfeile maximal sein. Diese Hypothese muß jedoch noch durch weitere Meßpunkte bekräftigt werden.

Eine Wechselwirkung nur zwischen den beiden lokalen Strukturen Bündnerschiefer und Averser Schiefer ist auch denkbar. Hierzu scheint aber die Längserstreckung der Strukturen zu gering zu sein, um für den Periodenbereich von  $T = 1 - 30$  s, und vermutlich darüber hinaus, in ihnen geeignete Ströme zu induzieren. Daher soll in der weiteren Bearbeitung noch der Periodenbereich der wirksamen magnetischen Verzerrung auf die Daten eingegrenzt werden. Die Anwendung der 'Hypothetical Event Analysis' soll dann zunächst die obigen Ergebnisse bestätigen und die regionalen und lokalen Streichwinkel weiter eingrenzen.

## Literatur :

Blundell, D., R. Freeman, et al. (1992). A continent revealed. The European Geotraverse. Cambridge, Cambridge University Press.

Pfiffner, O. A. and L. Hitz (1997). Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1-E3, E7-E9): eastern Swiss Alps. Results of NRP 20: Deep Structures of the Swiss Alps. P. Heitzmann. Basel, Birkhäuser Verlag: 73-100.

Pfiffner, O. A., P. Lehner, et al. (1997). Results of NRP 20: Deep Structure of the Swiss Alps. Basel, Birkhäuser Verlag.

Ritter, P. (1996). Separation of Local and Regional Information in Geomagnetic Response Functions using Hypothetical Event Analysis. Dept. of Geology and Geophysics. Edinburgh, University of Edinburgh: 168.

Ritter, P. and R. Banks (1994). Magnetische Verzerrung der Übertragungsfunktionen in GDS: Trennung von regionaler und lokaler Information mit Hilfe von "Hypothetical Event Analysis". In Bahr, K. und Junge, A. (Hrsg.): Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Höchst im Odenwald, vom 28. -31. März 1994 : 101-108.

Schmid, S. M., P. Ruck, et al. (1990). "The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland)." Mém. Soc. géol. Fr. 156: 263-287.

Steinmann, M. (1994). "Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz." Jb. Geol. B. -A 137(4): 675-721.

Teufel, U. (1983). Erdmagnetische Tiefensondierung am Alpennordrand. Diplomarbeit, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik. München, Ludwig-Maximilians-Universität: 97.

Sonderdruck aus

Reprint from

**SGEPSS**

EARTH PLANETS AND SPACE  
(1999)

51, 1023-1034

**MAGNETIC DISTORTION OF GDS TRANSFER FUNCTIONS:  
AN EXAMPLE FROM THE PENNINIC ALPS OF EASTERN  
SWITZERLAND REVEALING A CRUSTAL CONDUCTOR**

M. GURK

Geomagnetism Group, Geological Institute, University of Neuchâtel, Switzerland

Herausgegeben von

The Society of Geomagnetism and Earth, Planetary and Space Sciences (SGEPSS);  
The Seismological Society of Japan;  
The Volcanological Society of Japan;  
The Geodetic Society of Japan;  
The Japanese Society for Planetary Sciences.

# Magnetic distortion of GDS transfer functions: An example from the Penninic Alps of Eastern Switzerland revealing a crustal conductor

Marcus Gurk

*Institute of Geology, CH-2000 Neuchâtel, Switzerland*

(Received November 2, 1998; Revised April 12, 1999; Accepted April 12, 1999)

We carried out sixty-four MT and GDS soundings in the eastern Swiss Alps to obtain information on the electrical conductivity distribution. One of the main findings is an anomalous directional behaviour of the real induction arrows over the entire period range ( $T = 1\text{--}300$  s) on the Bündnerschiefer. The Bündnerschiefer occurs between the crystalline Aar and Gotthard massives to the North and the crystalline Penninic nappes (Adula, Tambo, Suretta) to the South within the investigation area. The sediments form an elongated eastwards plunging ramp with a possible conductive link to the Northern Swiss Permo-carboniferous trough (Molasse basin). We consider electric currents induced in various local and regional conductive structures and leaking into the Bündnerschiefer as possible causes for the observed effect upon the electromagnetic field. Applying Hypothetical Event Analysis (HEA) we find a spatial decoupling of the induction processes with depth and a conductivity anomaly presumably due to the northward indentation by the Adriatic plate.

## 1. Introduction

Based on the available seismic, gravimetric and geologic data from the past years, our understanding of the deep structure of the Central Alps has been revised. This part of the alpine mountain belt was formed during the Late Cretaceous and Pliocene (Schmid *et al.*, 1996) by the collision of the European and Adriatic continents. Various long and short seismic profiles together with information from geologic field and laboratory studies have been projected on three major traverses across the Western and Central Alps (Pfiffner and Hitz, 1997). The E1 (Eastern Traverse) profile is part of the European Geotraverse conducted from the active Mediterranean margin to the Precambrian shield in Scandinavia (Blundell *et al.*, 1992). The aim of the combined interpretation of geophysical and geological information (Schmid *et al.*, 1996), was to elucidate the regional mechanisms involved in the building of the Alps. Close to this line about sixty-four MT and GDS sites with a spacing of about 5 km measured the natural magnetic and telluric variations in a period range from  $T = 1\text{--}300$  s. We suggested to search structural and geometrical correlations of well defined series within the Bündnerschiefer to provide additional information about the three-dimensional structure of the upper and lower crust, as well as to reveal similarities or differences in the conductivity distribution of the western and eastern Penninic Alps. However, the initial results show anomalous directional behaviour of the real parts of the induction arrows derived from the GDS data. Similar observations have been documented in several field examples over elongated conductive structures (Arora and Adam, 1992). Generally, we address our observation

to the distortion effect due to the three-dimensional tectonic setting of the conductive structures in the upper and lower crust. Locally, we suspect near-surface inhomogeneities to cause current channelling and/or deflection which is likely to affect the directions of the induction arrows. In this case, the regional electrical strike determined from single site MT data for the computation of reliable TE and TM mode impedances might be misleading (Bahr, 1988; Jones and Groom, 1993).

## 2. Geological Settings

Figure 1 is a map of Switzerland, containing the surveyed area. Figure 2 shows a simplified North-South profile across the eastern Central Alps from the Molasse foredeep to the South Alpine thrust belt crosscutting the three main domains (Coward and Dietrich, 1989). From North to South we find (Fig. 3):

- an external part (Helvetic Aar and Gotthard Massives), followed by
- the Penninic Zone and
- South Alpine Units.

The Penninic Zone consists of imbricate stacks of sedimentary cover and basement slices, including the mesozoic Bündnerschiefer, Avers-Schiefer and the crystalline microcontinents Adula, Tambo and Suretta. Together with ophiolitic rocks they form the remnant of the alpine Thetys, which has been divided by deep sea swells into different pull-apart basins. In one of these basins, the Bündnerschiefer was deposited as turbidity currents. During Tertiary time the intrusion of the Bregaglia massive (30 Ma) took place along the Insubric Line forming the southernmost border of the investigation area. To the East we find the Adriatic passive margin which is the transition zone between the Eastern

and the Western Alps. In this context, the Avers-Schiefer is considered to be either part of an ancient mélangé zone or an accretion prism. Within the orogenic zone, all major tectonic Units have a pronounced easterly axial dip. Consequently, the crustal structure in Eastern Switzerland can be described as a triple junction.

**3. Theoretical Background**

This paper deals with a two-dimensional interpretation of the magnetic response functions which is based on a simplified decomposition model. Therefore all conclusions should be understood as an approximation to the actual three-dimensional conductivity distribution. We benefit from closely spaced sites arranged in an array to show an alternative way of presenting and determining the electrical strike when three-dimensionality affects the induction arrows. To do so, we assume that regional currents which originated in

remote areas are distorted and generate a local anomalous magnetic field that is superimposed on the regional magnetic field. Hence the phase of the anomalous magnetic field equals the phase of the regional electric field. From the observed anomalous magnetic field caused by current channelling at a near surface inhomogeneity we can then derive, from the phase, information about the strike of a regional (hidden) conductive structure. The method of the "Hypothetical Event Analysis" applied to these data can be found in Bailey *et al.* (1974), Banks and Beamish (1984), Ritter (1996) and Ritter and Banks (1998).

**3.1 Magnetic distortion**

The local superposition of an anomalous magnetic field  $B^a$  on the regional magnetic field  $B^r$  causes a magnetic distortion. The measured field  $B$  is therefore the sum of the regional and anomalous magnetic fields:  $B^r + B^a$ . The anomalous field ( $B_x^a, B_y^a, B_z^a$ ) is generated by the spatial deviation of uniform regional currents through or around a local anomaly, which is assumed to be much smaller than the skin depth of the investigated period range (Groom and Bailey, 1991). In this case  $B^a$  can be seen to be in phase with the regional electric field  $E^r$  (Groom, 1988). Similar to the galvanic distortion effect of the regional electric field (Bahr, 1985; Groom, 1988), magnetic distortion of the regional magnetic field can be expressed by a frequency independent real distortion matrix  $D$ :

$$B^a = D \cdot E^r \tag{1}$$

Replacing the regional field  $E^r$  by the product of the regional MT impedance  $Z^r$  and the regional (horizontal) magnetic field  $B^r$ , we obtain:

$$B^a = D Z^r \cdot B^r \tag{2}$$

This replacement is only valid, if the local anomaly is sufficiently removed either horizontally or vertically from the regional lateral conductivity boundaries (Ritter, 1996).

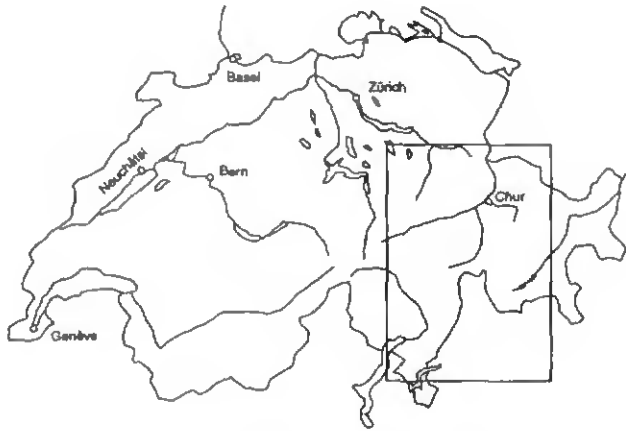


Fig. 1. Location of the investigation area.

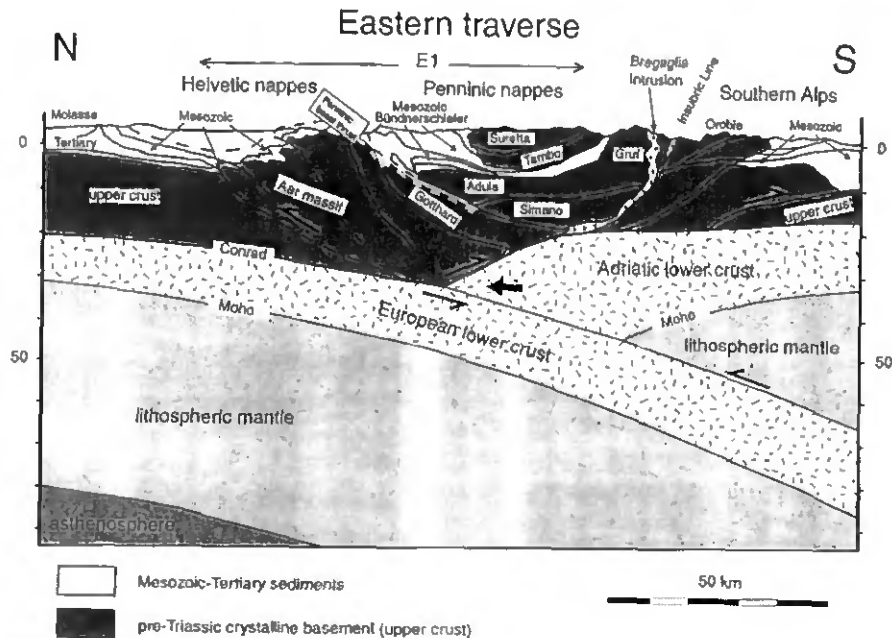


Fig. 2. General geologic profile across the alpine orogen drawn along the trace of the Eastern Traverse but expanded to the Molasse basin and the Po basin (Pfiffner *et al.*, 1997). Line E1 is part of the European geotraverse.

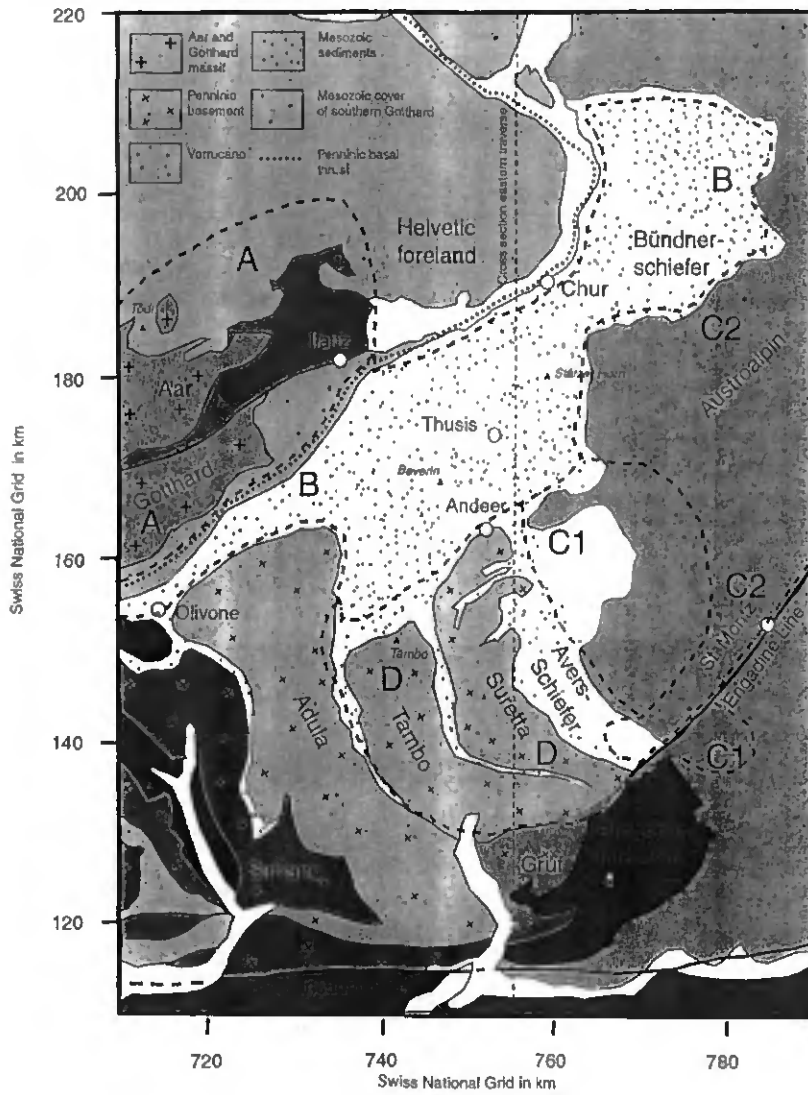


Fig. 3. Simplified tectonic map of the Graubünden with 5 different groups (A–D, dashed lines) of magnetic transfer functions.

Explicitly, if the regional conductivity distribution is two-dimensional, the latter equation can be expressed as follows:

$$\begin{pmatrix} B_x^a \\ B_y^a \\ B_z^a \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} D_{xx} & D_{xy} \\ D_{yx} & D_{yy} \\ D_{zx} & D_{zy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} 0 & Z_E \\ Z_B & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x^r \\ B_y^r \end{pmatrix} \quad (3)$$

with  $Z_E, Z_B$  being the principal impedances in the coordinate system of regional strike  $\theta_r$  (counter-clockwise). In the coordinates of the measurement we obtain for the vertical component:

$$B_z^a = (D_{zx}, D_{zy}) \mathbf{R}_{\theta_l} \begin{pmatrix} 0 & Z_E \\ Z_B & 0 \end{pmatrix} \mathbf{R}_{\theta_r}^T \begin{pmatrix} B_x^r \\ B_y^r \end{pmatrix} \quad (4)$$

$$\Rightarrow B_z^a = A^l \cdot B_x^r + B^l \cdot B_y^r. \quad (5)$$

The components  $A^l$  and  $B^l$  (see also Eqs. (7) and (8)) of the local transfer function depend only on the regional impedances  $Z_E, Z_B$ , the strike of the local inhomogeneity  $\theta_l$ , the strike of the regional structure  $\theta_r$ , their difference  $\alpha = \theta_l - \theta_r$ , and a real distortion parameter. In practice, if we measure magnetic variation over an inhomogeneity and

if magnetic distortion is present, Eq. (5) substitutes for the commonly used equation by Schmucker (1970):

$$B_z = A \cdot B_x + B \cdot B_y. \quad (6)$$

Consequently, the real induction arrows might not indicate the local strike, nor the regional one, but a mixture of both.

#### 4. Measured Induction Arrows

The inclusion of the imaginary induction arrows in the examination gives a quantitative measure for the influence of a three-dimensional conductivity distribution in the investigation area. In Fig. 4 real and imaginary induction arrows for six representative sites are plotted over the period. Using the convention by Schmucker (1970), the real induction arrows point towards a more resistive region, perpendicular to the strike of the lateral resistivity contrast. Furthermore, in the period range of induction, we expect the imaginary arrows to be opposed to the direction of the real arrows. At the period of maximum induction, indicated by the maximum amplitude of the real induction arrows, the imaginary arrows change their sign and direction by 180°. Generally, the measured

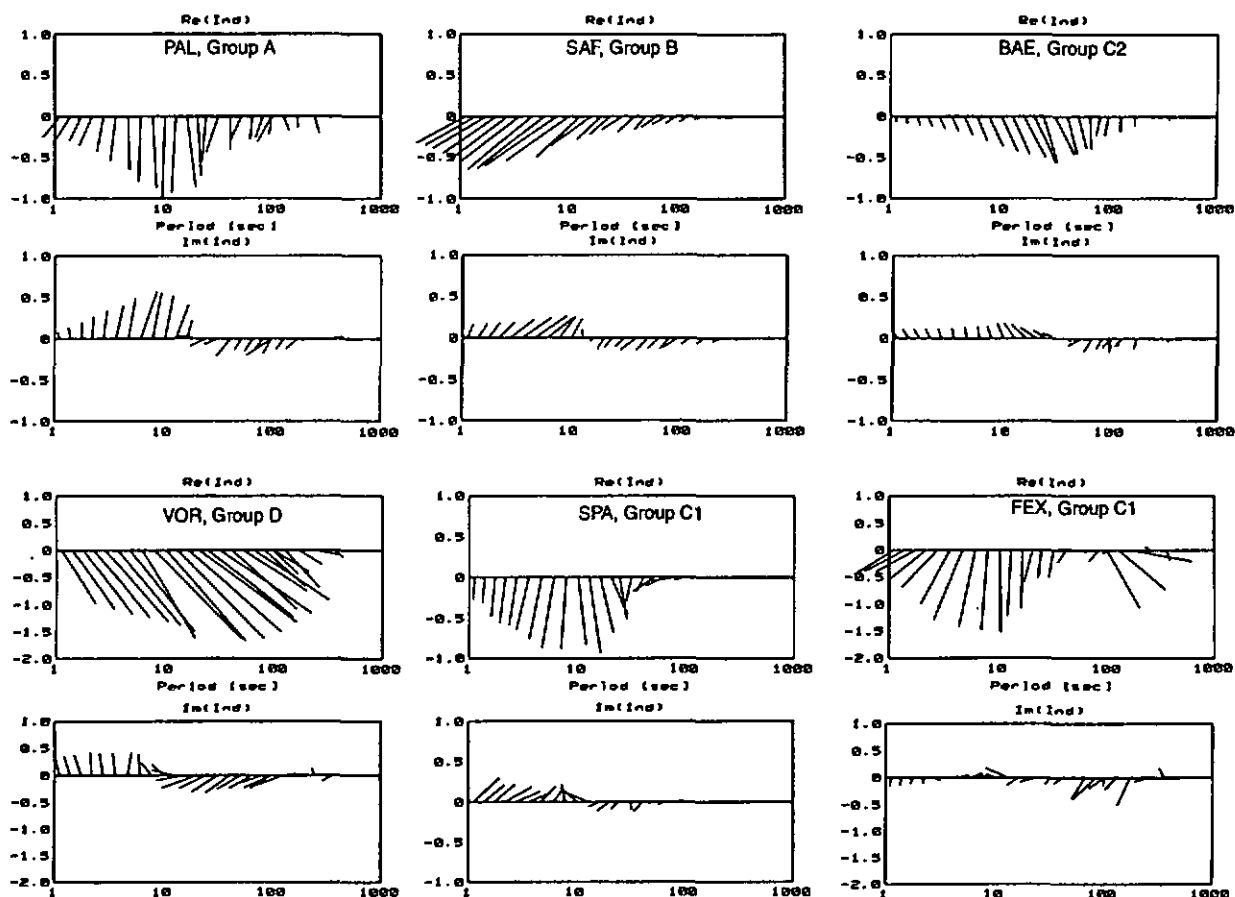


Fig. 4. Real and imaginary induction arrows in Schmucker convention for six representative GDS sites of each group of Fig. 3 over the period.

imaginary induction arrows in Fig. 4 do not significantly show different behaviour to what we would expect for a two-dimensional structure. Except for some sites, they do not indicate any influence of other conductors nearby. Figures 5 and 6 show the real induction arrows for the representative periods  $T = 10$  s and  $T = 100$  s together with the location of MT/GDS sites and important structural boundaries in the investigation area.

From other induction studies in the Penninic Alps of western Switzerland (Schnegg, 1998) and in the area between the Rhinegraben, the Bohemian Massive and the Central Alps (Berkold, 1978), we know that the predominant direction for real induction arrows is south-eastwards. The Molasse foredeep contributes to this direction (Richards *et al.*, 1982). This sediment basin (1–30  $\Omega\text{m}$ ) extends over 800 km from Vienna to Geneva, and is partly overridden and incorporated in the orogenic wedge of the northerly propagating Alpine front (Schlunegger *et al.*, 1997). Geological and geophysical observations confirm that the Bündnerschiefer in the investigation area is situated between Penninic basement slices and the Helvetic massives. The Bündnerschiefer forms an elongated, eastwards plunging ramp with a considerable extension beneath the Austroalpine Units. We consider the unit's resistivities comparable with flysch sediments (20–100  $\Omega\text{m}$ ) or lower due to high organic carbon content ( $\geq 1$  wt%) (Steinmann, 1994).

Since the Bündnerschiefer can be regarded as a quasi two-dimensional structure, the azimuth of the induction arrows

should be perpendicular to the strike of this inhomogeneity and point south-east or north-west. However, a rather different behaviour can be observed in the data. Apart from the expected predominant south-eastward direction of the real induction arrows, we also find real induction arrows (Figs. 5 and 6) on the Bündnerschiefer and in adjacent areas of the Helvetic mesozoic cover sediments indicating the main Swiss alpine strike direction ( $65^\circ\text{N}$ – $70^\circ\text{N}$ ). The particular geometry of the tectonical setting leads to the assumption that a flow-around of telluric currents (Rokityansky, 1982) along the surface boundary of the Bündnerschiefer might be responsible for this anomalous directional behaviour of the real induction arrows. The very long induction arrows for the period  $T = 10$  s together with their directional behaviour indicate that a major lateral contrast in conductivity and geometry is present between the mesozoic sediments and the resistive Penninic basement. In particular, the change of direction next to the site SUF marks the direct and steep contact of both structures. Induced polarization measurements near the site RON (Suana, 1984) obtained surface resistivities for crystalline rocks of the Penninic domain of about 8000  $\Omega\text{m}$ . Deep geoelectric surveys in the Southern Alps of Orobic revealed the existence of a substratum with high resistivity values of 15000–40000  $\Omega\text{m}$  (Alfano *et al.*, 1994). Similar resistivity values are found by this method to be typical for the exposed mantle rocks of the Ivrea Zone (Blohm, 1977). These values strongly suggests the existence of lateral conductivity contrasts between  $10^0$  and  $10^3$  and deep penetration

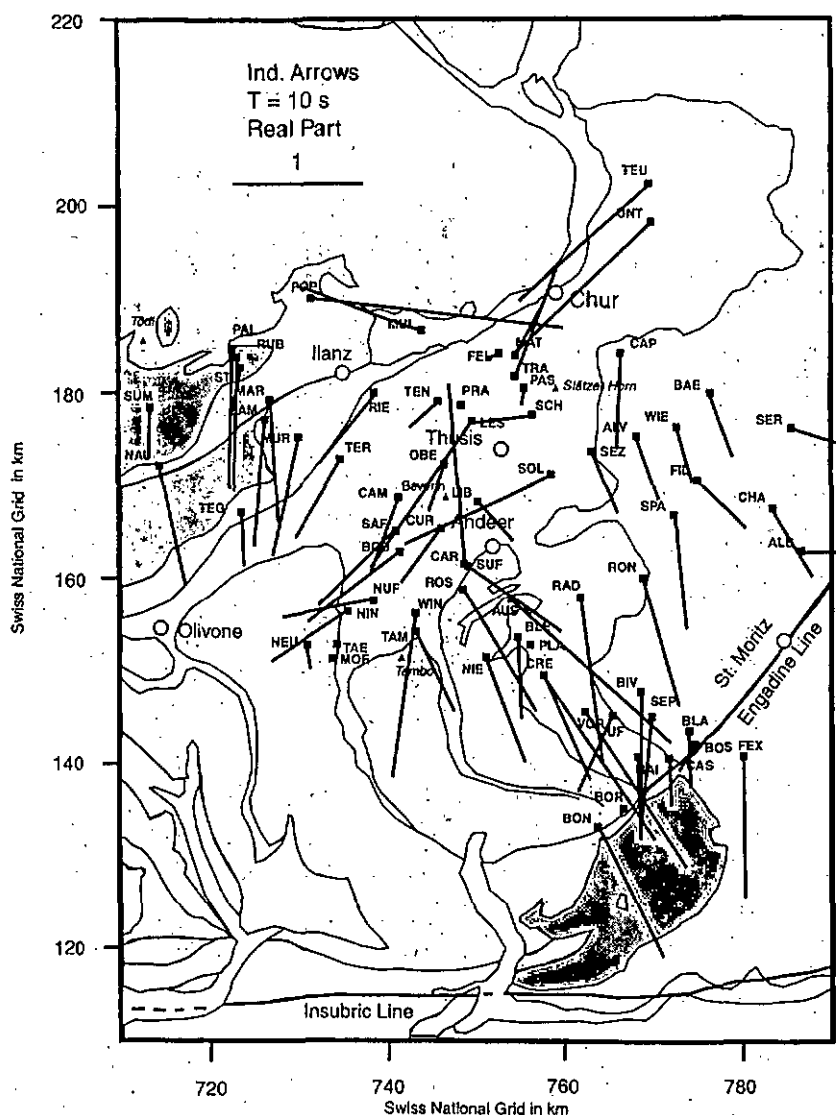


Fig. 5. Real induction arrows in Schmuicker convention for the 64 MT/GDS sites (filled squares) for the period  $T = 10$  s.

depths of the electromagnetic field in the host medium from the mesozoic sediments.

### 5. Local and Regional Conductive Structures

The induction arrow map shows indications for magnetic distortion of GDS data due to a possible current channelling or deflection effect. We do not know the origin of these currents. They may be related to local or regional induction processes. These currents can also be injected from structures elsewhere at the surface of the globe, outside the survey area (Fischer, 1984). Consequently, the investigation area may be too small to account for regional or global effects on the data. To determine whether this is the case, a difference field GDS data set would be useful. Such a data set would eliminate the influence of a possible regional magnetic field. At present, these data are unavailable.

Magnetic distortion on a local conductive structure depends not only on the lateral conductivity contrast, but also on its dimension relative to the skin depth of the penetrating fields, the shape and geometry of the inhomogeneity compared to the host rocks (Ritter, 1996). Therefore, in a small

conductive body at shallow depth, short period induction processes will evoke a local magnetic field. For longer periods, the same structure can also deviate or concentrate telluric currents originating from a deep regional structure. This will create an additional anomalous static magnetic field on the local response of the inhomogeneity (Ritter, 1996). The Bündnerschiefer and Avers-Schiefer may be local conductive structures, embedded between crystalline rocks, while the Molasse foredeep has to be considered as the dominant regional structure with a possible conductive link to the Bündnerschiefer. The length of the prismatic ramp formed by the Bündnerschiefer is about 80 km, whereas the Avers-Schiefer is 30 km. The lengths of these structures compared with the estimated skin depths in their host media shown on Table 1 are small for periods longer than  $T = 10$  s and resistivity values of the host rocks greater than  $1000 \Omega\text{m}$ . This indicates, that if magnetic distortion is present in the data, the magnetic transfer functions are mostly affected for periods longer than  $T = 10$  s. Furthermore, the whole data set can be distorted if the host rocks reach resistivity values of  $100000 \Omega\text{m}$ .

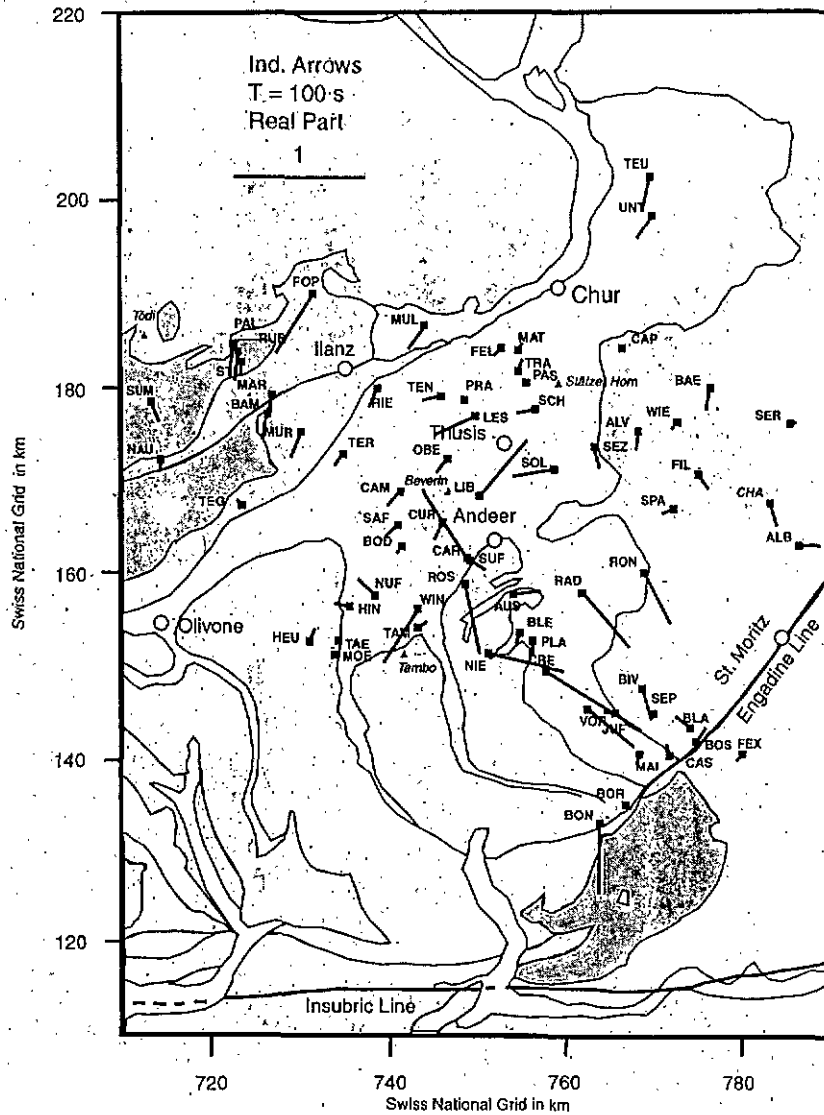


Fig. 6. Real induction arrows in Schmucker convention for the 64 MT/GDS sites (filled squares) for the period  $T = 100$  s.

Table 1. Skin depths for various periods  $T$  and host rock resistivities  $\rho$ .

$\rho$ in $\Omega\text{m}$	$T = 1$ s	$T = 10$ s	$T = 100$ s
10	1.6 km	5 km	16 km
100	5 km	16 km	50 km
1000	16 km	50 km	160 km
100000	50 km	160 km	500 km

Schnegg (1998) found a high conductive ( $0.2 \Omega\text{m}$ ) slab in the western Swiss Alps at the base of the Penninic nappes. This slab assumes the shape of the alpine arc. In analogy, we expect a similar or possibly genetically the same structure related to the Penninic basement in eastern Switzerland. In this context, the outcrop of the basal Penninic thrust represents the shape of a possible regional conductive structure into which electric currents might be induced and finally injected into the Bündnerschiefer. We will now focus on the components A and B of the magnetic transfer function so

that we can use their significance to delineate the channel geometry and to separate different local structures. To do so, the magnetic transfer functions of each station of the entire data set are grouped according to their behaviour over period, tectonic setting and their amplitudes into five groups shown in Figs. 3 and 7:

- 1) Group A: Helvetic sediments and basement
- 2) Group B: Bündnerschiefer, mesozoic sediments
- 3) Group C1: Austroalpine
- 4) Group C2: Austroalpine
- 5) Group D: Avers-Schiefer, mesozoic sediment.

Figure 7 shows plots of the real (RE) and imaginary (IM) components of the magnetic transfer functions for each site  $j$  of a group. In the period band  $T = 10$  s the minimum of the RE  $A_j$  curves of group A and C1 show strong evidence for a current flow in East-West direction. This effect is smaller in group C2. The minimum in RE  $A_j$  from group A to C1 and further to C2 are shifted towards longer peri-

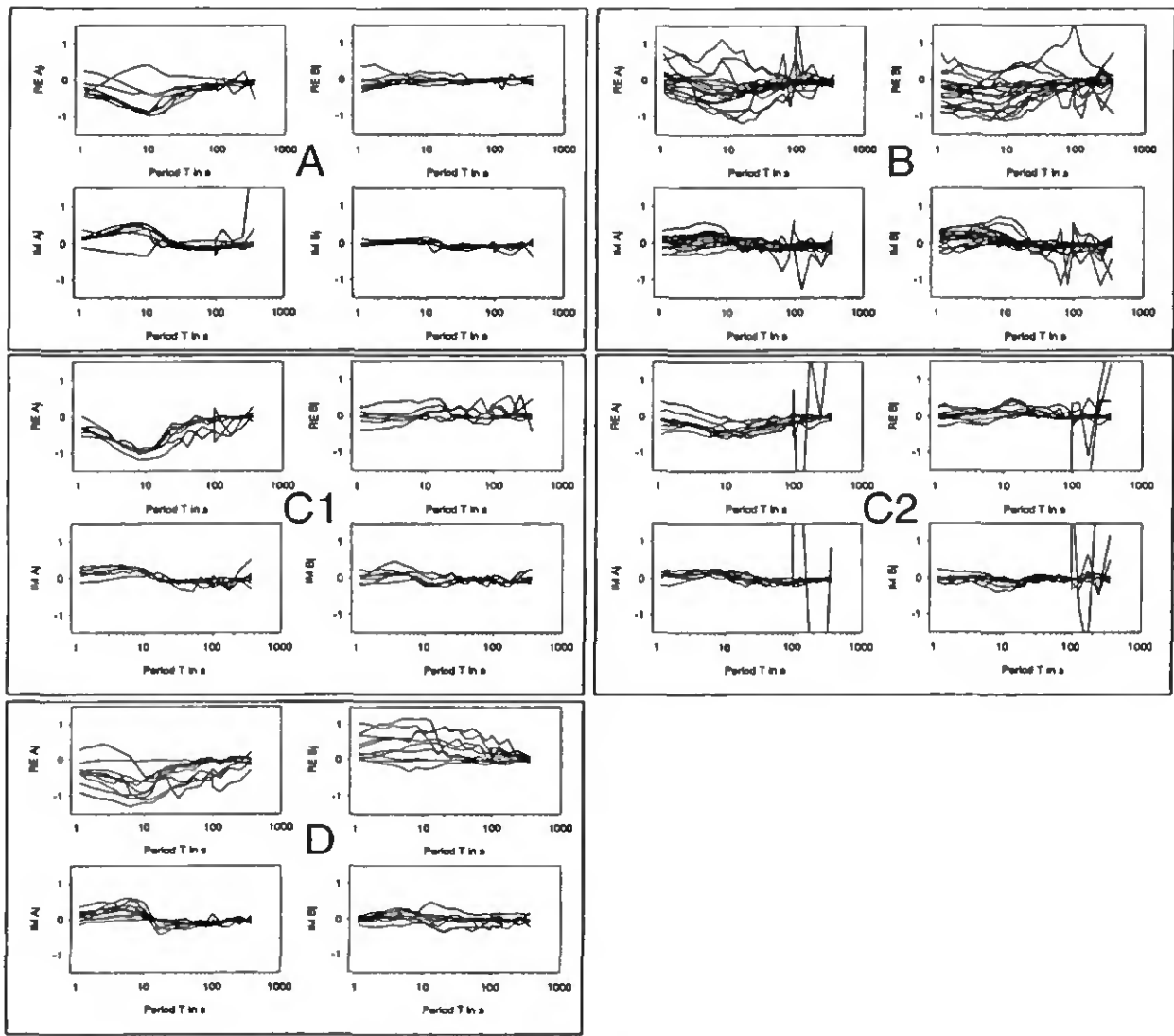


Fig. 7. Real and imaginary parts of the magnetic transfer functions (rotation: 0°N) for groups A–D.

ods. This is a consequence of the eastwards dipping tectonic units. However, the maximum of the RE  $B_j$  values for the most eastern sites SER, CHA, ALB and BAE of the C2 group are now influenced by a North-South trend of the electric current. Overall, real and imaginary parts in groups A, C1 and C2 show a smoother behaviour over period and comparable amplitudes. In contrast, the magnetic transfer functions of group B and D show different behaviour. In Fig. 7 we find the real parts of both components in group B similar in amplitude and over period, whereas in group D they show inverse sign. The relationship between the magnetic data in group B and in group D can be explained in terms of the magnetic distortion theory for two-dimensional structures:

If magnetic distortion is present in the data of one of the groups, we obtain for the components of the local transfer function the following expression (Ritter, 1996).

$$A^l = D''_{zx} \cdot [-Z_E \cdot \sin \theta_r \cdot \cos \alpha + Z_B \cdot \cos \theta_r \cdot \sin \alpha] \quad (7)$$

$$B^l = D''_{zx} \cdot [+Z_E \cdot \cos \theta_r \cdot \cos \alpha + Z_B \cdot \sin \theta_r \cdot \sin \alpha] \quad (8)$$

with:  $D''_{zx}$  magnetic distortion parameters in measurement coordinates,  $Z_E$ ,  $Z_B$  principal impedances in the coordinate

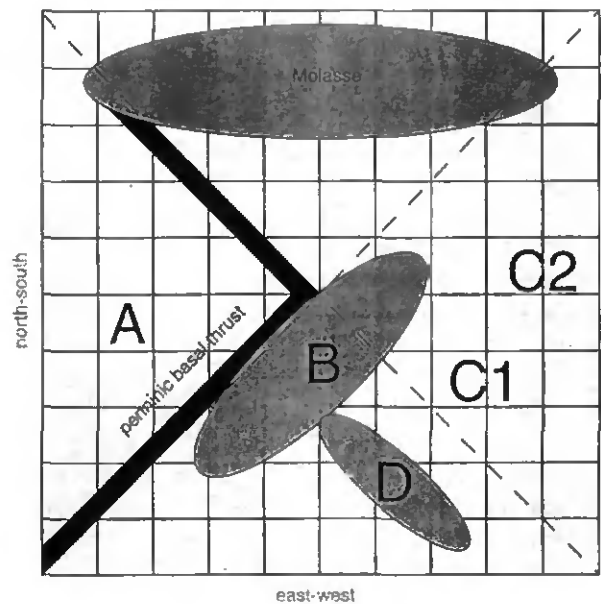


Fig. 8. Possible configuration of local and regional conductive structures in the Eastern Swiss Alps. A–D are groups of magnetic transfer functions of Fig. 7. No scale!

Table 2. The components of the magnetic transfer functions for different configurations of local and regional conductive structures.

	REGIONAL structure penninic basal thrust: $\Theta_r = 135^\circ$	REGIONAL structure Bündnerschiefer B: $\Theta_r = 135^\circ$	REGIONAL structure penninic basal thrust ; Avers-Schiefer D: $\Theta_r = 135^\circ$	REGIONAL structure Molasse basin: $\Theta_r = 90^\circ$
<b>B</b> <b>L</b> <b>O</b> <b>C</b> <b>A</b> <b>L</b>	$\Theta_r = 135^\circ, \Theta_l = 135^\circ$ $\alpha = 0^\circ$ $A^i = -D_{\alpha}'' \cdot Z_E / \sqrt{2}$ $B^i = -D_{\alpha}'' \cdot Z_E / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A^i = B^i$	Regional Structure Bündnerschiefer $\downarrow$ Local Structure Bündnerschiefer	$\Theta_r = 45^\circ, \Theta_l = 135^\circ$ $\alpha = 90^\circ$ $A^i = D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $B^i = D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A^i = B^i$	$\Theta_r = 90^\circ, \Theta_l = 135^\circ$ $\alpha = 45^\circ$ $A^i = -D_{\alpha}'' \cdot Z_E / \sqrt{2}$ $B^i = +D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A^i = B^i \text{ for } Z_E = -Z_B$
<b>D</b> <b>L</b> <b>O</b> <b>C</b> <b>A</b> <b>L</b>	$\Theta_r = 135^\circ, \Theta_l = 45^\circ$ $\alpha = 90^\circ$ $A^i = -D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $B^i = +D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A^i = -B^i$	$\Theta_r = 135^\circ, \Theta_l = 45^\circ$ $\alpha = 90^\circ$ $A^i = -D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $B^i = +D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A^i = -B^i$	Regional Structure Avers-Schiefer $\downarrow$ Local Structure Avers-Schiefer	$\Theta_r = 90^\circ, \Theta_l = 45^\circ$ $\alpha = -45^\circ$ $A^i = -D_{\alpha}'' \cdot Z_E / \sqrt{2}$ $B^i = -D_{\alpha}'' \cdot Z_B / \sqrt{2}$ $\Rightarrow A^i = -B^i \text{ for } Z_E = -Z_B$

system of regional strike  $\theta_r$ ,  $\alpha = \theta_l - \theta_r$  and  $\theta_l$  local strike (angles counted counter-clockwise).

This leads to special cases due to the geometric configuration of local and regional conductive structures and their spatial constellation as shown in Table 2 and in the simple model in Fig. 8.

### 1) geometric configuration

Regional strike parallel or perpendicular to local strike:

$\alpha = 0^\circ$  :

$$A^i = D_{\alpha}'' \cdot [-Z_E \cdot \sin \theta_r] \quad (9)$$

$$B^i = D_{\alpha}'' \cdot [+Z_E \cdot \cos \theta_r]. \quad (10)$$

$\alpha = 90^\circ$  :

$$A^i = D_{\alpha}'' \cdot [+Z_B \cdot \cos \theta_r] \quad (11)$$

$$B^i = D_{\alpha}'' \cdot [+Z_B \cdot \sin \theta_r]. \quad (12)$$

### 2) spatial constellation

Since we do not know which of the introduced structures of the area is local or regional, we listed the respective combinations of parameters for regional strike directions of  $\theta_r = 45^\circ$  and  $135^\circ$  in Table 2. In addition, the East-West orientated ( $\alpha = 45^\circ$ ) Molasse basin is also shown. The Table provides a series of permutations which combine regional and local conductive structures to generate the observed relationship between the real transfer functions of Group B and D.

The Molasse basin is the only case which depends on both principal impedances  $Z_E$  and  $Z_B$ . This structure can be responsible for the anomalous direction of the real induction arrows on the Bündnerschiefer only if the regional conductivity distribution is one-dimensional ( $Z_E = -Z_B$ ). However, we should not exclude this basin to be the origin of currents injected into the Penninic sediments, since the overall dominating azimuth for real induction arrows in the central Alps seems to be caused by its sedimentary filling. If the Penninic basal thrust represents a L shaped regional

conductive structure as shown in Fig. 8, it has the ability to cause the observed effects upon the magnetic transfer functions of group B as well as for group D. If we regard the Bündnerschiefer as a regional conductive structure and the Avers-Schiefer as a local conductive structure, we can explain the effect on the magnetic field in group D but not in group B, and vice versa. But we have to point out that the Avers structure does not exceed the required longitudinal extension to allow currents be induced in the observed period band and presumably for much longer periods. The continuation of the Bündnerschiefer beneath Middle Penninic, South Penninic and Austroalpine units to the East is generally considered. From these observations following conclusions can be made:

- Any superposition of conductive structures of regional extension with an azimuth of a multiple of  $45^\circ$  N can cause the magnetic distortion in GDS data in the investigation area.
- If the conductivity distribution in the Molasse basin is one-dimensional, the current channelling effect of the Bündnerschiefer (with  $\alpha = 45^\circ$ ) can be responsible for distortion effects in the data.
- The superposition of point 1 and point 2 can cause the observed induction arrow pattern.
- The Avers-Schiefer are local, the Bündnerschiefer are regional inhomogeneities.

## 6. Hypothetical Event Analysis

To verify the validity of the model obtained in the previous section, the method of Hypothetical Event Analysis (HEA) has been applied to the measured data set. This method uses a hypothetical uniform external horizontal field  $B_h^*$  of specified polarization  $\vartheta^*$  to calculate a predicted vertical magnetic

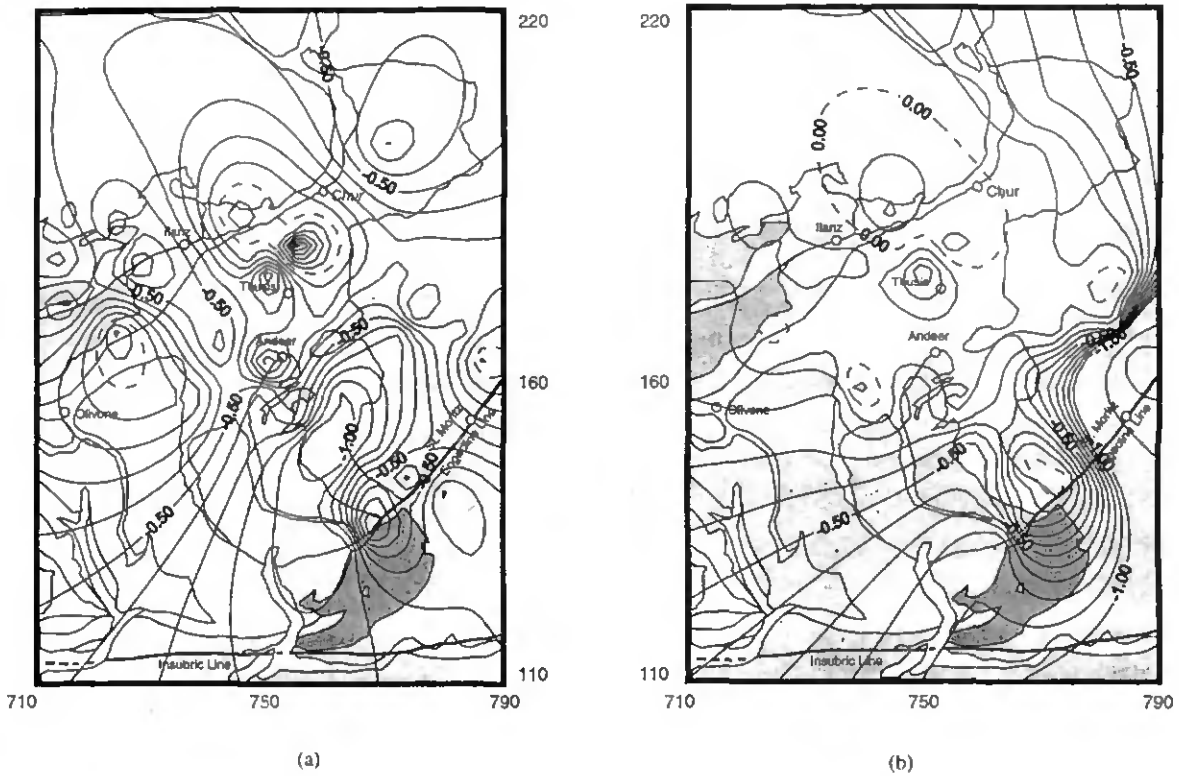


Fig. 9. Hypothetical event map of the anomalous vertical magnetic field: real part, Azimuth of regional field relative to magnetic North:  $0^\circ$ . Period  $T = 4.7$  s (a), Period  $T = 126$  s (b). Amplitude of horizontal field: 1 nT, phase of the horizontal field:  $0^\circ$ .

field  $B_z^p$  for all stations in a data array. All variations in the generated predicted map are of internal origin and are caused by channelling effects or induction (Bailey, 1974). From a calculated predicted map of  $B_z^p$  for each period  $T$  and different polarizations  $\vartheta^*$ , we try to infer the anomalous current distribution and therefore to analyse the three-dimensional conductivity structure with depth:

$$B_z^p = A \cdot B_x^* + B \cdot B_y^*. \quad (13)$$

In practice, a horizontal field of 1 nT is chosen to generate maps of the anomalous field (Bailey, 1974):

$$B_z^p = (A, B) \begin{pmatrix} 1 \cdot \cos \vartheta^* \\ 1 \cdot \sin \vartheta^* \end{pmatrix}. \quad (14)$$

Consequently, if the hypothetical event is polarized in the East or North direction relative to the magnetic North with zero phase, the predicted value  $B_z^p$  reduces to one of the principal magnetic response functions:

$$B_z^p = A \text{ for } \vartheta^* = 0^\circ \quad (15)$$

$$B_z^p = B \text{ for } \vartheta^* = 90^\circ. \quad (16)$$

The polarization in the North direction should drive a current in East-West direction, whereas an eastwards polarized magnetic field drives currents in the North-South direction through the area of interest.

The simplified analysis of the magnetic transfer function in the previous section already implied the main strike directions for the structures to be either  $90^\circ$ N,  $45^\circ$ N or  $135^\circ$ N. In Figs. 9, 10 and 11 we used polarizations according to these

directions to generate HEA maps of the real part of the magnetic field for the periods  $T = 4.7$  s and  $T = 126$  s. Current concentration are indicated by the spatial gradients ( $\pm 1$  nT) in the vertical magnetic field. Figures 9(a) and 9(b) show the effect of a North-South polarized horizontal magnetic field, that drives an electric current in East-West direction. In Figs. 10(a) and 10(b) we generate a current flow along the strike of the Bündnerschiefer (North-East), whereas in Figs. 11(a) and 11(b) the direction of the current flow is South-East.

Regardless of the polarization angle, we find, for the short periods a complex pattern of anomalies mainly generated on the mesozoic sediments. On the other hand, the Helvetic Domain, the Penninic basement slices and the Austroalpine Units are almost free from channelling effects. Significantly, the HEA maps for  $T = 126$  s contrasts with the previous cases and show a dominating anomaly under the Austroalpine Units. The anomaly forms a wedge and is strongly associated with the strike of the Engadine Line (strike-slip fault), whereas the anomalies for the shorter periods on the Penninic sediments have virtually disappeared.

From the model in Fig. 8, we would expect an anomaly pattern which is correlated with the basal Penninic thrust and the mesozoic sediments Bündnerschiefer and Avers-Schiefer. In fact, the HEA map for a magnetic field with an azimuth of  $135^\circ$ N and  $T = 4.7$  s (Fig. 10(a)) produces the most straight forward current channelling system. Here we find a strong anomaly in front of the Tambo and Suretta nappes which deviates into the Avers-Schiefer and stops at the end of the Engadine Line. Another current channelling effect might be associated with the Verrucano, which separates the Aar and

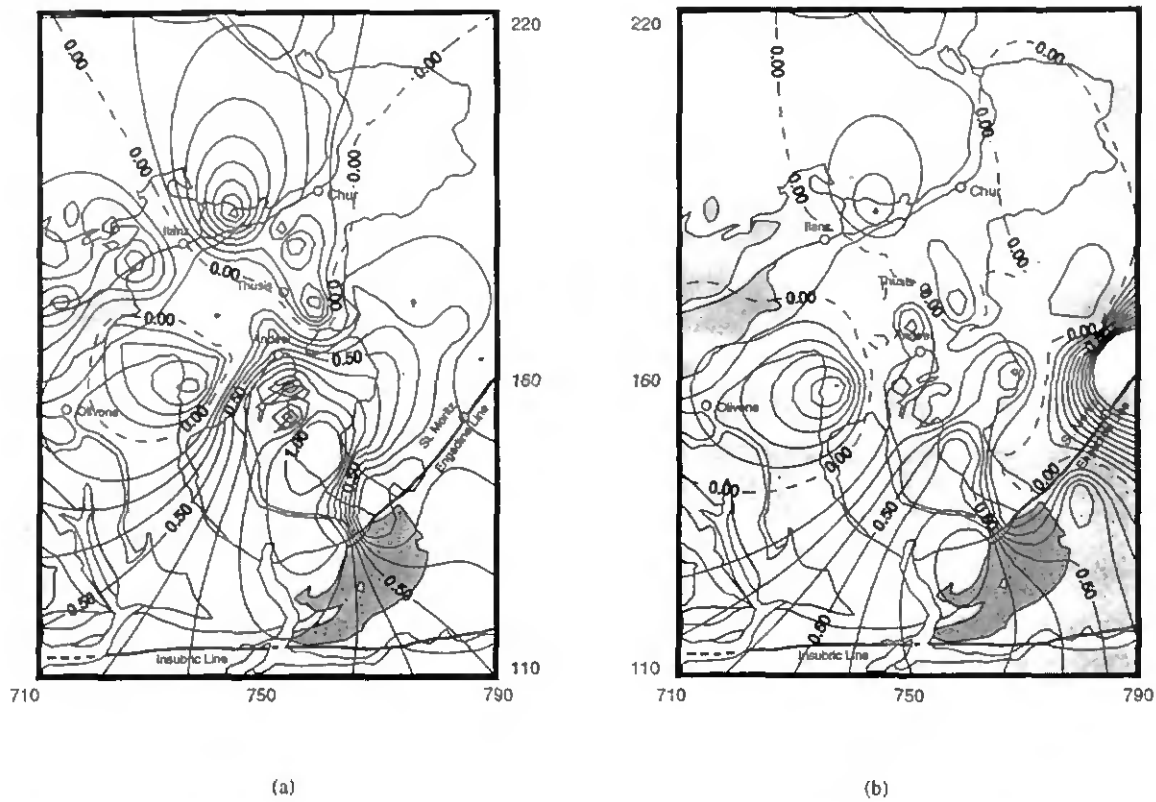


Fig. 10. Hypothetical event map of the anomalous vertical magnetic field: real part, Azimuth of regional field relative to magnetic North:  $45^\circ$ . Period  $T = 4.7$  s (a), Period  $T = 126$  s (b). Amplitude of horizontal field: 1 nT, phase of the horizontal field:  $0^\circ$ .

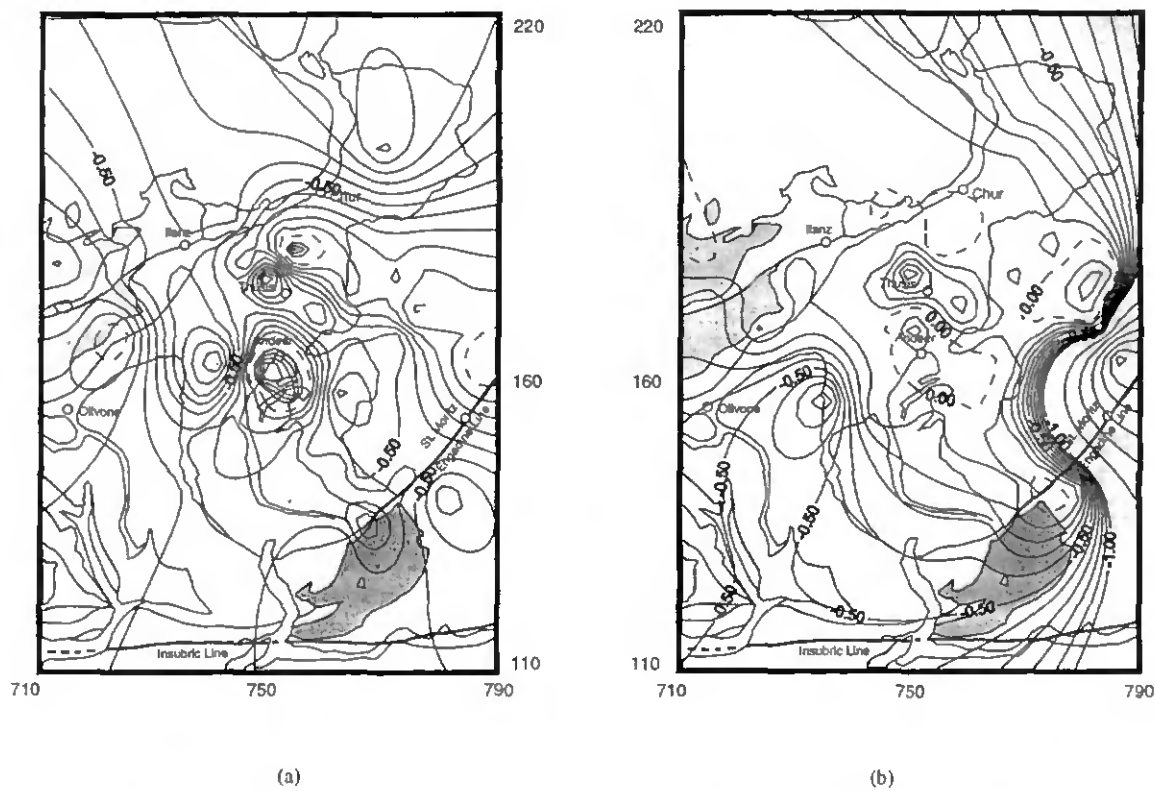


Fig. 11. Hypothetical event map of the anomalous vertical magnetic field: real part, Azimuth of regional field relative to magnetic North:  $135^\circ$ . Period  $T = 4.7$  s (a), Period  $T = 126$  s (b). Amplitude of horizontal field: 1 nT, phase of the horizontal field:  $0^\circ$ .

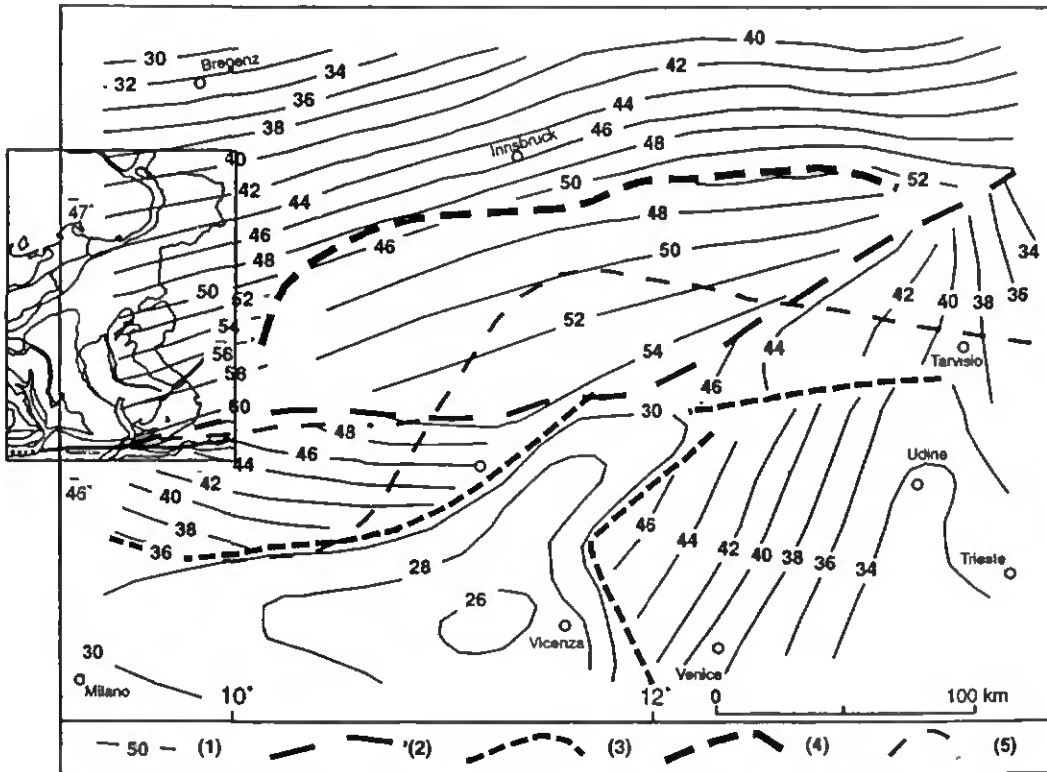


Fig. 12. Depth contour lines 1) of the Moho boundary (km) inclusive the location of the investigation area. The major near vertical offsets and overriding fronts are plotted. 2) Moho overriding front; 3) offset > 10 km; 4) offset < 10 km; 5) Insubric Line. After Cassinis *et al.* (1997).

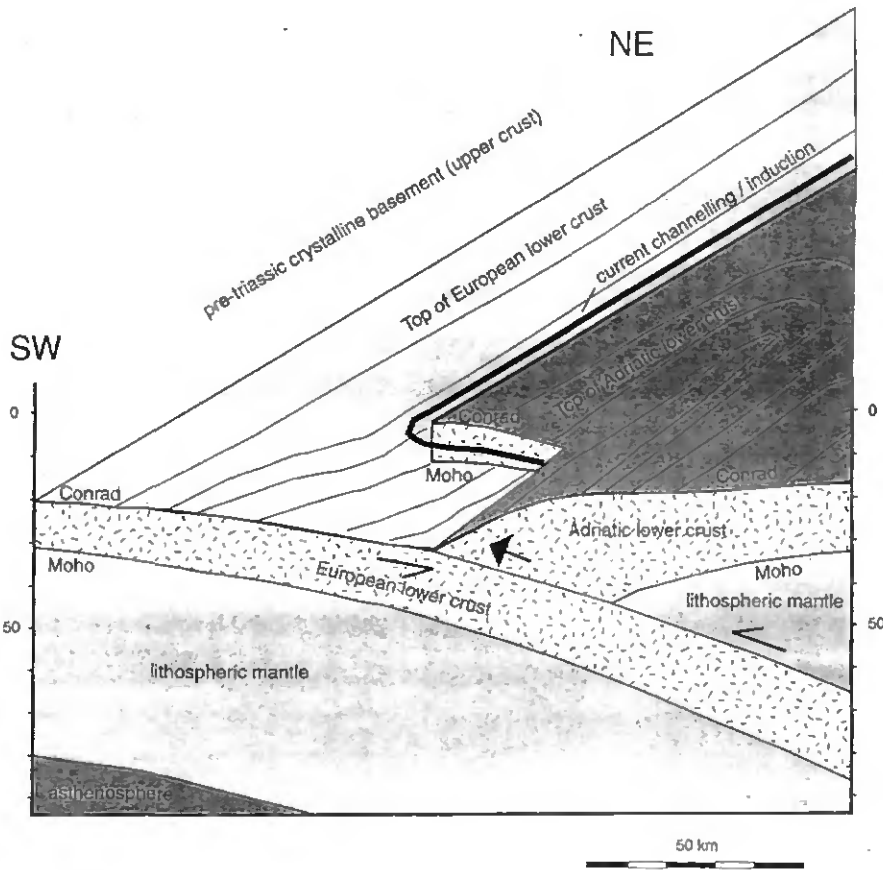


Fig. 13. Simplified model of the top of lower crust from the trace of the Eastern traverse (Penninic Domain) to the North-East (Austroalpine) showing the indentation by the Adriatic plate and the presumed current channelling/ induction. The upper crust is stripped off. After Pfiffner *et al.* (1997) and Cassinis *et al.* (1997).

Gotthard massive. The anomaly to the North-East of Thisis is probably due to internal structures of the Bündnerschiefer. However, the current system in this pattern moderately reflects the boundaries of the magnetic transfer functions found for the groups A–D.

## 7. Conclusion

The HEA shows a spatial decoupling of induction processes with depth. For short periods ( $T = 1\text{--}10$  s), induction and/or current channelling is related to the mesozoic sediments and their internal inhomogeneities. For periods longer than  $T = 126$  s, induction and/or current channelling is limited to the Austroalpine and Penninic basement. The model of a L shaped structure associated with the basal Penninic thrust cannot be confirmed. A structural conductivity anomaly with a strike of  $45^\circ\text{N}$  respectively  $135^\circ\text{N}$  is found at depth. Thus, the conductivity distribution in this part of the Alps is strongly three-dimensional. The correlation of the deep conductor with the Engadine Line implies that this strike slip fault is of lower crustal origin.

## 8. Discussion

Little is known about the deep structure of the transition zone from the Western to the Eastern Alps. Recent seismic refraction studies, however, revealed a region partially lacking of lower crustal reflectivity. This is probably related to strong energy scattering along complex deformation structures (Pffner *et al.*, 1997). Figure 12 (after Cassinis, 1997) shows depth contour lines of the Moho boundary derived from seismic and gravity data together with our investigation area (box). Line (4) represents a strip of an Moho offset ( $< 10$  km) due to a possible Adriatic indenter which forms in its western part a wedge bearing the geometric properties necessary to explain the revealed deep conductivity anomaly. Since their data resolutions is quite poor, we can shift this structure some kilometers to the West. In our model shown in Fig. 13, this Moho offset is caused by a strip of peeled Adriatic lower crust/mantle overlaying the European lower crust (stacked lithosphere). As a fact of this offset, good conductive Adriatic lower crust lies side by side with resistive European upper crust, creating a sharp lateral conductivity contrast. In this context, a North-South component of current flow found by Berkold (1974, 1976) south of the Tauern might be associated to the same regional anomaly.

**Acknowledgments.** This work was supported by Swiss National Science Foundation grants 20-47135.

## References

- Alfano, L., G. Lorenzoni, C. Melachi, M. Mochi, G. Nuttini, F. Pirella, and M. E. Soffientini, A deep geoelectrical survey in the Southern Central Alps, *Ann. Geofisica*, XXXVII(5), 1185–1198, 1994.
- Arora, B. R. and A. Adam, Anomalous directional behaviour of induction arrows above elongated conductive structures and its possible causes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 74, 183–190, 1992.
- Bahr, K., Magnetotellurische Messungen des Elektrischen Widerstandes der Erdkruste und des oberen Mantels in Gebieten mit Lokalen und Regionalen Leitfähigkeitsanomalien, Ph.D. Thesis, G. August Univ., Göttingen, 1985.
- Bahr, K., Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, *J. Geophys.*, 62, 119–127, 1988.
- Bailey, R., R. Edwards, G. Garland, R. Kurtz, and D. Pitcher, Electrical conductivity studies over a tectonical active area in Eastern Canada, *J. Geomag. Geoelectr.*, 26, 125–146, 1974.
- Banks, R. J. and D. Beamish, Local and regional induction in the British Isles, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 79, 539–553, 1984.
- Berkold, A., Erdmagnetische Tiefensondierung in Süddeutschland und in den Alpen, in *Elektromagnetische Tiefenforschung*, edited by A. Berkold, pp. 58–70, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft, Grafrath/Bayern, 1974.
- Berkold, A., On the distribution of the electrical conductivity in the area between the Rhinegraben, the Bohemian Massive and the Central Alps, *Acta Geodaet., Geophys. and Montanist. Acad. Sci. Hung. Tomus*, 13(3–4), 437–440, 1978.
- Berkold, A., M. Beblo, and K. Kemmerle, On the distribution of the electric conductivity below the Eastern Alps, *Geol. Rundschau*, 65(2), 715–732, 1976 (reprint).
- Blohm, E.-K., Ultrabasisches Mantelmaterial: Tiefengeoelektrik beim Ultramaftit-Körper von Finero, 10 pp., *Endbericht zur DFG-Sachbeihilfe Bl 131/1. Archiv BGR/Nfb 77 855*, Hannover, 1977.
- Blundell, D., R. Freemant, and St. Müller, (eds.), *A Continent Revealed. The European Geotraverse*, 275 pp., Cambridge University Press, Cambridge, 1992.
- Cassinis, R., F. Federici, A. Galmozzi, and S. Scarascia, A three-dimensional gravity model of crustal structure in the Central-Eastern Alpine sector, *Ann. Geofisica*, XL(5), 1095–1107, 1997.
- Coward, M. and D. Dietrich, Alpine tectonics—an overview, in *Alpine Tectonics*, edited by M. Coward, D. Dietrich, and R. G. Park, 4S, pp. 1–29, Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989.
- Fischer, G., The North Pyrenean magnetic anomaly re-examined, *Ann. Geophysicae*, 2(2), 181–186, 1984.
- Groom, R. W., The effects of inhomogeneities on magnetotellurics, Ph.D. Thesis, Univ. Toronto, 1988.
- Groom, R. W. and R. C. Bailey, Analytic investigation of the effect of near-surface 3D galvanic scatters on MT tensor decomposition, *Geophysics*, 56, 496–518, 1991.
- Jones, A. G. and R. W. Groom, Strike-angle determination from the magnetotelluric impedance tensor in the presence of noise and local distortion: rotate at your peril!, *Geophys. J. Int.*, 113, 524–534, 1993.
- Pffner, O. A. and L. Hitz, Geologic interpretation of the seismic profiles of the eastern traverse (lines E1–E3, E7–E9): Eastern Switzerland, in *Deep Structure of the Swiss Alps*, edited by O. A. Pffner, P. Lehner, P. Heitzmann, St. Mueller, A. Steck, 380 pp., Birkhäuser Verlag, Basel, 1997.
- Richards, M. L., U. Schmucker, and E. Steveling, Electrical conductivity in the Urach geothermal area, a geomagnetic induction study using pulsations, in *The Urach Geothermal Project (Swabian Alb Germany)*, edited by H. Ralph, pp. 301–311, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1982.
- Ritter, P., Separation of local and regional information in geomagnetic response functions using hypothetical event analysis, Ph.D. Thesis, University of Edinburgh, Edinburgh, 1996.
- Ritter, P. and R. Banks, Separation of local and regional information in distorted GDS response functions by hypothetical event analysis, *Geophys. J. Int.*, 135, 923–942, 1998.
- Rokityansky, I., *Geoelectromagnetic Investigation of the Earth's Crust and Mantle*, 381 pp., Springer Verlag, Berlin, 1982.
- Schlunegger, F. R., A. Matter, D. W. Burbank, and E. M. Klaper, Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse basin and Alpine orogenic events, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 109, 225–241, 1997.
- Schmid, S. M., O. A. Pffner, N. Froitzheim, G. Schönborn, and E. Kissling, Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps, *Tectonics*, 15(5), 1036–1064, 1996.
- Schmucker, U., Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, *Bull. Scripps. Inst. Oceanogr.*, 13, pp. 1–165, Univ. Calif., 1970.
- Schnegg, P.-A., The magnetotelluric survey of the Penninic Alps of Valais, *Matériaux pour la Géologie de la Suisse*, 32, 76 pp., Swiss Geophysical Commission, 1998.
- Steinmann, M., Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz., *Jb. Geol. B.-A*, 137(4), 675–721, 1994.
- Suana, M., Die Manganerzlagertstätten von Tinizong (Oberhalbstein, Graubünden), *Beiträge zur Geologie der Schweiz*, 64, 92 pp., Schweizerische Geotechnische Kommission, 1984.

**SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT  
SOCIETE GEOLOGIQUE SUISSE**

Prof. J. Remane, Rédacteur *Eclogae geologicae Helvetiae*  
c/o Institut de Géologie  
Rue Emile-Argand 11, CH-2007 Neuchâtel  
tél. +41 (0)32 718 2678  
fax +41 (0)32 718 2601  
E-mail : jurgen.remane@geol.unine.ch

Institut de Géologie  
M. Marcus Gurk  
Emile-Argand 11  
2007 Neuchâtel

Neuchâtel, le 24 novembre 1999

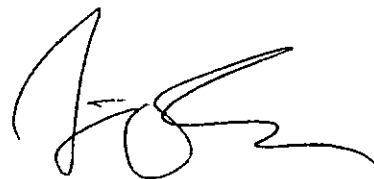
Cher Monsieur,

En tant que rédacteur des *Eclogae geologicae Helvetiae*, je tiens à vous remercier de l'envoi de votre manuscrit intitulé :

**Integration of geophysical methods to study the fold geometry of the  
Tschera nappe, eastern Switzerland**

Celui-ci a été envoyé à un membre du Comité de rédaction qui désignera deux spécialistes pour relecture. Je vous donnerai des nouvelles dès que j'aurai l'avis des relecteurs.

Dans cette attente, je vous prie d'agréer, cher Monsieur, mes salutations les meilleures.



prof. Jürgen Remane

# Integration of geophysical methods to study the fold geometry of the Tschera nappe, eastern Switzerland

-Geophysical methods over the Tschera nappe-

Marcus Gurk<sup>1</sup>, Frank Bosch<sup>2</sup>, Nathalie Challandes<sup>3</sup> & Jürgen Bigalke<sup>4</sup>

*Keywords:* self-potential, magnetic method, VLF, induction arrows, graphite

## ABSTRACT

A combined survey using the self-potential (SP), magnetic profiling and continuously measuring Radio-Frequency Electro-Magnetic (RF-EM) method has been carried out to study the fold geometry and the lithostratigraphy of the Tschera nappe. The sub-unit of the Schams nappe is situated between the steep structural contact of the Mesozoic sediments (Bündnerschiefer) and the crystalline Penninic Suretta nappe (Rofna Porphyry) in Graubünden, eastern Switzerland.

Originally, the measurements have been initiated to give evidence for the existence or the absence of a presumed electrical high conductivity zone of large lateral extent within this major contact. If the conductivity anomaly exists, the zone can contribute to the directional dualism of the real parts of induction arrows observed in the magnetotelluric (MT) and geomagnetic deep sounding (GDS) survey of Graubünden. Contrary the absence of such a high conductive zone supports the magnetic distortion hypothesis for magnetic transfer function in the Graubünden. This major contact is therefore an important key for the understanding of electromagnetic induction processes in the central Alps. The change of direction of the real induction arrows occurs over the entire period range ( $T=1-300$  s) between two MT/GDS sites over a 400 m distance on the Tschera/Gelbhorn nappe. This implies that a major contrast in conductivity with considerable lateral and vertical extent is present in this contact zone.

The first analysis of the order of a set of self-potential and magnetic anomalies images a tight fold. Since the symmetry of the anomalies allows for a north or a south vergent fold, the self-potential anomalies have been modelled to determine the most reliable geometry within the nappe.

The RF-EM method confirms the SP anomalies and detects the structural contact on both sides of the sub-unit. Finally, the geophysical findings have been well documented by a geological survey, showing the presence of graphite in the Tschera nappe. However, the assumed presence of a super-regional conductivity zone with the required lateral and vertical extension can not be confirmed.

## 1. Introduction

There are not many case histories where simple geophysical methods can help the geologist to understand complicated structural tectonic settings and changes in lithostratigraphy in the absence of reliable outcrops. In this paper we present a combination of the self-potential (SP) and magnetic method in which their responses are

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Geometrie und die Lithostratigraphie der ostschweizerischen Tscheradecke waren das Ziel einer kombinierten geophysikalischen Messreihe unter Verwendung von Eigenpotential (SP), magnetischen und kontinuierlichen Radio-Frequenz elektromagnetischen Verfahren (RF-EM). Die Tscheradecke ist eine Untereinheit der Schamer Decke und markiert in Graubünden den strukturellen Kontakt zwischen den mesozoischen Sedimenten (Bündnerschiefer) im Norden und der penninischen Kristalldecke Suretta (Rofna Porphyry) im Süden. Flächendeckende magnetotellurische (MT) Messungen und geomagnetische Tiefensondierungen (GDS) zeigen in Graubünden einen Richtungswechsel der reellen Induktionspfeile ( $T=1-300$  s). Dieser periodenunabhängige Richtungswechsel stellt sich zwischen zwei Messpunkten über eine Distanz von ca. 400 m auf der Tschera/Gelbhorn Decke ein, und weist somit auf eine grossräumige gutleitende Störzone innerhalb des Kontaktes hin.

Falls diese leitfähige Störzone existiert, kann sie eine Erklärung für das beobachtete Verhalten der Induktionspfeile liefern. Dementgegen deutet das Ausbleiben einer angenommenen grossräumigen elektrisch gutleitenden Zone in diesem Kontakt auf eine magnetische Verzerrung der Magnetfelddaten.

Die vorläufige Analyse einer Reihe von Eigenpotential und magnetischen Anomalien zeigt eine steile Falte mit unbestimmtem Einfallswinkel. Um einen genaueren Aufschluss über die Geometrie innerhalb der Tscheradecke zu erhalten, wurden die SP Daten modelliert. Die RF-EM-Messungen belegen die SP Ergebnisse und zeigen zusätzlich zu beiden Seiten den strukturellen Kontakt zwischen der Tschera Decke und den umliegenden Einheiten. Alle geophysikalischen Beobachtungen wurden durch eine anschließende geologische Begehung des Messgebietes bestätigt, wie z.B. das Vorhandensein einer graphitisierten Störzone.

Die Existenz einer überregionalen elektrisch leitfähigen Störzone entlang des strukturellen Kontaktes kann jedoch nicht bestätigt werden.

used as a lithostratigraphic marker. Additional RF-EM soundings are performed to support the magnetic and SP technique and to search for the nappe limits of the Tschera unit. The high-resolution geophysical techniques for shallow application benefit from minimum weight and logistic requirement. They are ideally suited in the rough alpine region of eastern Switzerland (Fig.1).

In contrast to the findings in the western Swiss Alps (Schnegg 1998), the MT/GDS survey in eastern Switzerland (Gurk 1999) revealed a change of direction of the real part of the induction arrows over the entire period range ( $T=1-300$  s). Induction arrows are a parameter of the induced magnetic field to map lateral changes in the electrical conductivity distribution of the subsurface. Their change in direction coincides in Graubünden with the structural contact (SW-NE) between the Mesozoic Bündnerschiefer and the Penninic basement slices (Fig. 1). As the arrows point towards a region of lower electrical conductivity (Wiese 1962) we expect to find a highly conductive zone within this structural discontinuity. This major contact is therefore an important key for the understanding of the electromagnetic induction processes in the Central Alps. Especially the conspicuous change of direction of the induction arrows between the two sites CAR and SUF over the Tschera unit (Fig. 1) encouraged us to investigate the contact at this place more precisely with various geophysical methods.

## 2. Geological outline

The Tschera and Gelbhorn nappe (Fig. 2) are sub-units of the Schams nappe, which is the allochthonous part of the Mesozoic sedimentary cover of the imbricated Tambo/Suretta basement slices. The structural contact of the Bündnerschiefer further to the North and the crystalline Suretta nappe to the South is characterised by the presence of various sediments. The series includes Plattensandstein, anoxic black shales and various Triassic carbonates. The rocks form a compressed series of steep and deep reaching (detached) sedimentary bands divided by thrusts. The black shales exhibit a high content of organic carbon (Schmid, Rück et al. 1990). The alteration of competent and incompetent layers creates an eroded, smoothly varying morphology without any remarkable outcrops (Fig. 9a). Therefore, detailed geological mapping of the units is difficult.

Structural discontinuities are promising candidates to create conductive zones. Besides high conductive structures caused by partial melts (Shankland and Waff 1977), (Schmelting 1986), there are two other principal conductivity mechanisms producing low resistivity zones. Increased conductivities can result from electronically conducting ores such as interconnected graphite or pyrite minerals, or arise from an ionically current flow caused

by fluids (Jödicke 1992). Apart from the non-linear induced polarisation method (Bigalke and Junge 1999), standard resistivity field surveys do not allow to distinguish between these two conductance mechanisms. However, SP-anomalies with magnitudes of several hundreds of millivolts are an important argument for the existence of electronically conducting ore minerals (Sato and Mooney 1960).

A general hydrological model for fluid transport and escape of brines in the Western Alps is given in Fig. 3 (Arthaud and Dazy 1989). Their model reflect the tectonic setting of the stacked penninic basement slices either in a N-S or in an E-W cross-section. The expected enhanced conductivity along deep reaching thrusts in the studied contact zone can then caused by migrated brines from the lower crust.

Graphite, as a conductive solid phase, is another reasonable candidate able to cause enhanced conductive zones (ELEKT-B-Group, 1997).

In Fig. 4, we find that both conductivity mechanisms are, at first sight, possible in the area of interest: Several sources and sinks are arranged along the major thrusts. However, the water in these sources reach conductivity values of about  $200 \mu\text{S}/\text{cm}$  ( $T=26^\circ\text{C}$ ). They contrast with those extremely high conductivities in excess of  $15000 \mu\text{S}/\text{cm}$  at  $T=5.6^\circ\text{C}$  (ca.  $0.65 \Omega\text{m}$ ) measured in the mineral springs of Scuol-Tarasp/Inn valley, 50 km to the East (Bissig 1997). Their isotopic  $\text{CO}_2$  significance is typical for thermo-metamorphic reactions in carbonates from the crust (Wexsteen, Jaffé et al. 1988).

On the other hand, metamorphic organic matter up to a coal rank of semi-graphite is present in Graubünden (Erdelbrock 1994), (Mählmann 1995), (Mählmann 1996). (Weh, Mählmann et al. 1996) state, that in many cases, structural and metamorphic discontinuities coincide.

Hence, due to the enhanced organic carbon content of the black shales in the Tschera unit, we expect, in analogy to the MT/GDS survey in the Alps of Valais (Schnegg 1998), to find a graphite conductivity anomaly.

Fig. 4 (see also Fig 9a) shows profile A (length: 800 m, orientation:  $309^\circ$  N). It was conducted nearly perpendicular, from the Suretta nappe to the Gelbhorn unit crosscutting the Tschera nappe. Also included are the induction arrows (pointing away from a good conductor) for the period  $T=100$  s of the two MT/GDS sites CAR and SUF. Since the

change of direction of the induction arrows is in Graubünden almost independent of the signal period (Gurk 1999), this supports our initial hypothesis that a major lateral change in conductivity might exist over these narrow sequences.

### 3. Data acquisition

#### 3.1 Self-potential

Ore mineralisations often produce a natural negative electrical potential along the earth's surface. SP-anomalies are nearly invariant in time and can have a magnitude of up to -1.8 V (Gay 1967). Thermoelectric and/or electrokinetic coupling processes are able to generate SP anomalies (Fittermann 1979), but they can also be produced by electrochemical processes similar to those in a galvanic cell. Geological structures showing such processes are called geobatteries (Sivenas and Beales 1982). The conceptual model of a self-potential anomaly caused by a geobattery is shown in Fig. 5. According to Sato & Mooney (1960) a steeply inclined metallic conductor (graphite, pyrite, ores, etc.) connects the oxidising milieu in the subsurface and the reducing environment at depth. Due to the chemical energy of the gradient of the redox potential, electrons flow within the conductor from its lower end - the anode of the battery - upwards to the cathode. The charge conservation is provided by a simultaneous flow of ions in the formation and the voltage drop at the surface can be measured as SP anomaly. Geobatteries may produce SP magnitudes of several hundreds of millivolts and are a strong indication for interconnected electronically conducting minerals (Bigalke and Grabner 1997), (Stoll, Bigalke et al. 1995). The background values may be affected by natural induced telluric (eddy) current systems. If this is the case, its electric field is superimposed on the self-potential anomaly and causes rapid fluctuations or a slow trend in the data.

The self-potential measuring equipment consists of a pair of non-polarisable Cu-CuSO<sub>4</sub> electrodes arranged on a spade stick and a voltmeter to measure the potential differences between the two electrodes. One electrode (the base) is kept fixed whereas the second electrode is used to sample the field every 20 m. On the anomalies the step is reduced to 1.0 m or less.

#### 3.2 Magnetic

The measurement of the total magnetic field was performed with a Geometrics G 816 proton precession magnetometer. We started with a sampling interval of 10 m to find the main anomalies and to document the magnetic background. On the anomalies the measuring interval is reduced to 1.0 or 0.2 m. All values have been corrected for time variations using data of the Neuchâtel Geomagnetic Observatory.

#### 3.3 RF-EM

The method is an enhancement of the traditional VLF-EM (Very-Low Frequency Electromagnetic) method. It uses electromagnetic signals of permanently transmitting remote sources provided by terrestrial radio broadcasting antennas in the extended frequency range of 15-300 kHz.

The instrumentation we have used has been developed at the Centre d'Hydrogéologie of Neuchâtel (Turberg and Müller 1992). It measures continuously the local horizontal and vertical magnetic fields with two orthogonal induction coils. For a chosen frequency, the device determines directly the "in-phase" and "out-of-phase" components of the secondary to primary magnetic field's ratio, i.e. the real and imaginary part of the magnetic transfer function. Datalogging with 1 Hz or 4 Hz sampling rate can be chosen. Data obtained on a profile yield resistivity contrasts in the subsurface that directly reflect geological features such as fractures, faults or lateral facies/permeability variations.

The measuring system provides two possibilities for data acquisition:

- self orientating antenna used with a vehicle,
- handheld antenna for use in difficult terrain.

We applied the handheld system for this survey. Compared to the imaginary parts, the real parts of the transfer function are much more affected by shaking the antenna while continuously walking. Using the handheld system, they are generally of minor quality and are not subject of this paper.

The frequency we used is 216 kHz with 4 Hz sampling rate and 20.3 kHz with 1 Hz sampling rate. According to subsurface apparent resistivities of about 1000-3000 Ωm obtained in previous geoelectric mapping and soundings along the profile (not discussed in this paper), these frequencies provide estimated penetration depths  $\delta$  shown in Table 1.

	$\rho_s = 1000 \Omega\text{m}$	$\rho_s = 3000 \Omega\text{m}$
$f=216 \text{ kHz}, 221^\circ \text{ N}$	$\delta= 30 \text{ m}$	$\delta= 60 \text{ m}$
$f=20.3 \text{ kHz}, 144^\circ \text{ N}$	$\delta= 110 \text{ m}$	$\delta= 192 \text{ m}$

Tab. 1: Estimated skin-depths against apparent resistivities of the subsoil and signal frequency of the RF-EM technique (and direction of transmitter against North)

#### 4. Observations

A preliminary survey showed that all kinds of magnetic and SP anomalies are found with stable background values in the profile interval 0-320 m (A'-A). So we restrict our presentation to this 320 m long part of the profile. The results of the three methods are presented in Fig. 6. The most striking anomalies are found with the self-potential and the magnetic method, whereas the RF-EM method shows a complex series of responses.

The magnetic and SP values create an ordered series of anomalies:

Starting from SE, the series begins with magnetic anomaly **M1** at 143 m, which is followed directly by a broad self-potential anomaly **SP1** with its minimum of about -270 mV at 149 m.

The series continues with the sharp magnetic anomaly **M2** at 181 m and self-potential anomaly **SP2** of about -300 mV at 229 m. The intermediate self-potential anomaly **SPi** (190 m) between **SP1** and **SP2** reaches only -150 mV. Beyond 200 m, the magnetic data show a smooth trend to higher values which ends with a sudden step (**M3**) to lower magnitudes at 250-260 m followed by two small anomalies **M4** and **M5** (274 m, 300 m) at the left side of the profile. If we focus on the magnitudes of the magnetic anomaly pairs (**M1/M2**), (**M4/M5**), we state that this series starts with a low amplitude anomaly (**M1**) followed by the high amplitude **M2** anomaly. The pair on the left side of the profile shows the inverse order.

##### 4.1 The shape of the self-potential anomalies

The dip of a buried conductor, or ideally a dyke with infinite lateral extension, can be estimated from the shape of the anomaly. A vertical dyke, as shown in Fig. 5, produces a symmetric SP anomaly, whereas a dyke with a certain dip distorts the anomaly shape. Anomaly **SP2** is in such a way distorted, that the NW shoulder is lower than the SE one. This behaviour corresponds to the model of a right dipping dyke (Telford, Geldart et al. 1990). It is difficult to draw the same

conclusion for **SP1**. This anomaly cannot be described by a simple dyke model. Nevertheless, a predominant right dipping feature seems to be present in the data.

The **SPi** anomaly shows an effect of a NW dipping structure.

##### 4.2 The shape of the magnetic anomalies

Similar estimation about the dip of a buried dyke can be made for magnetic anomalies (Telford, Geldart et al. 1990). But unfortunately, both magnetic anomaly pairs (**M1/M2**) and (**M4/M5**) are too close to each other. Therefore, no magnetic background values can be found between the anomalies and the analysis of their shape will be misleading. However, the sudden step (**M3**) to lower magnetic values, as mentioned above, is typical for a contact between two blocks of different susceptibilities.

##### 4.3 RF-EM sounding curves

Before analysing the RF-EM data, some aspects of the method should be considered:

The RF-EM technique is a true 2-D method for vertical structures. It obtains the magnetic transfer functions over a profile assuming E-polarisation.

Therefore, the instrument actually yields the magnetic field components:  $B_z/B_y$ , with  $y'$  normal to the strike of the structure.

As listed in Tab. 1, the directions of the transmitter do not allow the precise E-polarisation case. Consequently a mixture of polarisation results in a distorted sounding curve. Additionally the dip of a buried conductor will deform the RF-EM response (Neill and Labson 1991-1993). This fact do severely impede the RF-EM interpretation.

##### 216 kHz RF-EM:

This sounding curve shows two branches of similar slope divided by a steep gradient in the middle of the profile. From the right to the left, the transfer functions of the first branch (110-180 m) decrease from values of about 10 % down to -5 %. The strong gradient in the uppermost right values results from an electric power line crosscutting the profile at zero meter. The second branch (220-300 m) shows signals decreasing from 10 % to 0 %. This branch is, compared to the first one, shifted (by a constant factor) to slightly higher values. Both branches show an anomaly pattern that can be correlated to those (**SP1**, **SP2**) of the self-potential survey, whereas only the inflection point at 260 m directly coincides

with the sudden step (**M3**) in the magnetic data. The biggest change of the amplitudes is shown in the middle of the profile. At this position we also find the broad **SPi** anomaly in the self-potential data. The change rises from ca. 2 % at 180 m to ca. 9 % at 220 m and looks like the superposition of two signals yet far away enough from each other to be separated. Inflection points are found at 186 m and 210 m, giving a hint for a thrust and/or a major change in the lithology between these positions.

#### 20.3 kHz RF-EM:

This sounding curve is less smooth because of the decreased sampling rate. We find the signals less affected by the power line. Generally, compared to the 216 kHz band, information obtained by this frequency shows conductive features over the profile that are related to deeper structures:

From profile 0-50 m, the influence of the electric powerline is visible. The curve (50-95 m) reaches a plateau with values of about 0 % followed by a gradient with an inflection point at ca. 102 m. From 116-170 m, the "out-of-phase" signal decreases (-5% to -13%). The conductive structure that produces the **SP1** anomaly is in the RF-EM curve (145 m) also detectable.

From 170-255 m we find a constant increase of the sounding curve up to values of ca. -5 %.

Towards the end of the profile (255-300 m), the curve is disturbed. Nevertheless, it might show a gradient with inflection point at 260 m (**M3**).

The 20.3 kHz curve shows the same trend as the 216 kHz one, but the presence of a steep gradient at ca. 180-220 m and an effect due to the **SP2** anomaly can not be confirmed.

### **5. Preliminary interpretation of the SP and magnetic anomalies series**

The sequence of magnetic and SP anomalies:

#### **SP1-M2-SP1-M1**

may be interpreted in stratigraphical and tectonic terms. According to the geological map (Fig. 4, Streif 1971) we can assume that both types of anomalies of this series are caused by the same lithology. Fig.7 shows that this series can then be interpreted as tight folds, which are dipping either NW or SE.

The first case is less probable since the analysis of the shape of anomaly **SP2** reflects a south dipping structure. However, the dip

angle and the extension with depth of the strata remain uncertain. The SP data may be modelled to delineate the most realistic fold geometry (Fig. 8).

#### *5.1 Self-Potential Model*

The modelling has been performed at the University of Frankfurt/Main using a routine by Bigalke (Bigalke and Grabner 1997) which includes an electrochemical model of the redox potential distribution. It was necessary to split the self-potential data into two branches and to limit the sample interval to 3.5 m. The intermediate anomaly **SPi** was excluded from the modelling. Each branch has been treated separately.

The most striking feature is the good match of both models. The first conductor, responsible for anomaly **SP2**, plunges southwards down to a depth of 40 m and with a dip of about 45°. If extrapolated, the conductor finds its continuation in the 80° northwards and 62° southwards dipping limbs of the anticline structure of the second conductor. Although we did not take the **SPi** anomaly into account, the model fits the field data sufficiently well. Generally, the model confirms our former analysis of the ordered anomaly series. Yet, the origin of the **SPi** anomaly, respectively the structure referring to the strong gradient in the 216 kHz RF-EM data between 180 m and 220 m is still unknown.

### **6. Interpretation of the RF-EM data**

We can extract the following information out of the RF-EM survey.

The inflection point in the 20.3 kHz curve at 102 m indicates the structural contact (thrust) between the Rofna Porphyry (Fig. 4) and the Tschera nappe. Another thrust is shown by the inflection points in both frequencies and by the magnetic anomaly **M3** at 260 m.

The **SP1** anomaly is detected in both frequencies at slightly different position (ca. 148 m). Hence this anomaly extends almost vertically. The **SP2** anomaly is only visible in the 216 kHz band. Therefore, it extends only to a depth of about 30-110 m, which is in good agreement with the SP model. The same conclusion can be drawn for the structure corresponding to the steep gradient in the middle of the 216 kHz curve.

## 7. Geological survey and synoptic model along the profile

We investigated the anomalies along the profile A'-A by coring and rock sampling. The main findings are listed in Table 2. The magnetic anomalies (M1, M2) and (M4, M5) are generated by (exposed) magnetite bearing Plattensandstein.

Black shale with a high graphite content can be addressed to the SP1 and SP2 anomaly, whereas at the place of the SPi anomaly only strongly weathered gneiss was found. From this observation and from the findings of the previous section, we conclude that the SPi anomaly and the strong gradient in the 216 kHz RF-EM data are caused by a thrust. It extends, slightly dipping to the NW, down to a maximum depth of 30-110 m. This conclusion leads to the synoptic model presented in Fig. 9. Compression of the isoclinal folds (see Fig. 9b) leads to a detachment along the most incompetent series (black shale) of the folded Tschera nappe. The projected effective direction of the magnetisation in the Plattensandstein onto the profile will then create the observed change in the amplitudes of the magnetic anomaly pairs (M1/M2) and (M4/M5).

## 8. Conclusion

A case history for an integrated geophysical survey has been presented to separate magnetic and self-potential anomalies over a narrow

sequence of detached sedimentary bands. The combination of selfpotential, RF-EM and magnetic measurements provides a high-resolution technique to investigate structural contacts in the absence of reliable outcrops. The RF-EM method is the most rapid technique, but does not decompose anomalies of different origin. Therefore, the interpretation of RF-EM data over a complex structure is still difficult and needs accompanying information. The geophysical findings and the modelling of the SP data are in good agreement with the geological analysis of the sequence. Moreover, the survey was able to confirm the known geology at this place and could detect two additional thrust faults in the Tschera unit. The presence of interconnected graphite is confirmed by the SP method.

On a more regional scale, the electrical properties offered by the Tschera nappe are not sufficient to create a large conductive zone, which can be responsible for the directional dualism of the GDS real induction arrows observed in Graubünden at long periods ( $T > 10$  s). Consequently, the direction change of the real part of the induction arrows is more likely the result of a current channelling (Gurk 1999)

## CAPTIONS

Tab. 2. Type of geophysical anomaly, lithology after Streiff (1971) and strike and dip values along the profile section A'-A.

Fig. 1: Location of the investigation area (inlet) and real induction arrows in Graubünden for the 64 MT/GDS sites (filled squares) for the period  $T = 100$  s. The lower left corner refers to coordinates: ( $\lambda = 8.51^\circ\text{E} / \phi = 46.08^\circ\text{N}$ ).

Fig. 2: Cross-section through the investigation area showing the steep sedimentary bands of the Schams unit in front of the hangingwall of the Suretta nappe. After J. Neher in: (Streiff, Jäckli et al. 1976).

Fig. 3: Simplified section of the alpine arc showing a general model of fluid traps and fluid escape along deep reaching thrusts. (Arthaud and Dazy 1989).

Fig. 4: Map of the investigation area. After Streiff (1971). The lower left corner refers to coordinates: ( $\lambda = 9.22^\circ\text{E} / \phi = 46.35^\circ\text{N}$ ).

Fig. 5: A steeply inclined electronic conductor connects regions of different redox potential (ox: oxidation zone, red: reduction zone) and forms a "geobattery". The redox potential difference corresponds to an electron flow from the formation into the lower end of the electron conductor

(anode). The electrons move to the upper end (cathode) and are transferred to the environment. (Sato & Mooney, 1960).

Fig. 6: RF-EM, total intensity of the magnetic field and selfpotential measurements along the profile section A'-A.

Fig. 7: Two equivalent explanations for the observed series of magnetic and selfpotential anomalies SP2 – M2 – SPI – M1.

Fig. 8: Model of the selfpotential data and its response.

Fig. 9: View parallel to the structural contact (a) and synoptic model (b, c) of the fold geometry and lithostratigraphy of the Tschera nappe along the profile section A'-A.

## REFERENCES

- Arthaud, F. and J. Dazy (1989): Migration des saumures au front des chevauchements de l'arc alpin occidental, *C. R. Acad. Sci. Paris.*, 309, Série 2, 1425-1430.
- Bigalke, J. and E. W. Grabner (1997): The Geobattery Model: A contribution to large scale Electrochemistry, *Electrochimica Acta*, 42, 23-24, 3443-3452.
- Bigalke, J. and A. Junge (1999): Using evidence of non-linear induced polarization for detecting extended ore mineralisations, *Geophys. J. int.*, 137, 516-520.
- Bissig, P. (1997): *Hydrogeologische Untersuchung der CO<sub>2</sub>-reichen Mineralquellen von Scoul-Tarasp (GR, Schweiz)*. Neuchâtel, Neuchâtel, 91.
- ELKTB-Gruppe: K. Bahr, J. Bigalke, M. Eisel, V. Haak, U. Harms, G. Hirschmann, F. Huenges, H. Jödicke, A. Kontny, J. Kücke, G. Nover, A. Rauen, J. Stoll, J. Walther, H. Winter, G. Zulauf (1994): Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in der Kontinentalen Tiefbohrung und ihrem Umfeld - was bringt sie uns Neues?, *Mitteilungsblatt der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft*, 4, 2.
- Erdelbrock, K. (1994): *Diagenese und schwache Metamorphose im Helvetikum der Ostschweiz (Inkohlung und Illit-"Kristallinität")*. Aachen, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, 220.
- Fittermann, D. V. (1979): Calculation of self-potential anomalies near vertical contacts, *Geophysics*, 44, 195-205.
- Gay, S. P. (1967): A 1800 Millivolt Self-Potential Anomaly near Hualgayoc, Peru, *Geophys. Prosp.*, 15, 236-245.
- Gurk, M. (1999): Magnetic Distortion of GDS Transfer Functions: An Example from the Penninic Alps of Eastern Switzerland Revealing a Crustal Conductor, *Earth Planets Space*, 51, 1023-1034.
- Jödicke, H. (1992): Water and graphite in the earth's crust - an approach to interpretation of conductivity models, *Surveys in Geophysics*, 13, 381-407.
- Mählmann, R. F. (1995): Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein, Teil 1: Bezüge zur Stockwerkstektonik, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 75, 85-122.
- Mählmann, R. F. (1996): Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein, Teil 2: Korrelation kohlenpetrographischer und mineralogischer Parameter, *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 76, 23-46.
- Neill, J. D. M. and V. F. Labson (1991-1993): *Geological mapping using VLF radio fields*. (Society of Exploration Geophysicists), pp. 551-640.
- Sato, M. and H. M. Mooney (1960): The Electrochemical Mechanism of Sulfide Self-Potentials, *Geophysics*, XXV, 1, 226-249.
- Schmeling, H. (1986): Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electrical properties of rocks. Part II, electrical conductivity, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 43, 123-135.
- Schmid, S. M., P. Rück and G. Schreurs (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland), *Mém. Soc. géol. Fr.*, 156, 263-287.
- Schnegg, P.-A. (1998): *The magnetotelluric survey of the Penninic Alps of Valais*. Bern, Swiss Geophysical Commission, 76.
- Shankland, T. J. and H. S. Waff (1977): Partial melting and conductivity anomalies in the upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 82, 5409-5417.
- Sivenas, P. and F. W. Beales (1982): Natural geobatteries associated with sulphide ore deposits, I. Theoretical Studies, *Journal of Geochemical Exploration*, 17, 123-144.
- Stoll, J., J. Bigalke and E. W. Grabner (1995): Electrochemical Modelling of Self-Potential Anomalies, *Surveys in Geophysics*, 16, 107-120.

- Streiff, V., H. Jäckli and J. Neher (1976): *Erläuterungen zu Blatt: 1235 Andeer* (Kommissionsverlag: Kümmerly & Frey AG. Geographischer Verlag Bern), pp. 106.
- Telford, W. M., L. P. Geldart and R. E. Sheriff (1990): *Applied Geophysics* (Cambridge University Press), pp. 770.
- Turberg, P. and I. Müller (1992): La méthode inductive VLF-EM pour la prospection en continue de milieu fissuré, in *Proceedings of the Cinquième Coll. d'Hydrog. en Pays calcaire, Neuchâtel, 16-18.10*, Ann. Sci Univ. Besançon, Géologie), **11**, 207-214.
- Weh, M., R. F. Mählmann and N. Froitzheim (1996): Strukturelle und metamorphe Diskontinuitäten im Penninikum am Westrand der Ostalpen, in *Proceedings of the Tektonik, Strukturgeologie und Kristallgeologie Symposium 96*.
- Wexsteen, P., F. C. Jaffé and E. Mazon (1988): Geochemistry of cold CO<sub>2</sub>-rich springs of the Scuol-Tarasp region, Lower Engadine, Swiss Alps, *Journal of Hydrology*, **104**, 77-92.
- Wiese, H. (1962): Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundsstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Geofis pura Appl.*, **52**, 83-102.

#### AUTHORS LIST

1)  
 Marcus Gurk  
 Groupe de Géomagnétisme  
 Institut de Géologie  
 Université de Neuchâtel  
 Rue Emile-Argand 11  
 CH-2007 Neuchâtel  
 E-Mail: [marcus.gurk@geol.unine.ch](mailto:marcus.gurk@geol.unine.ch)  
<http://www-geol.unine.ch/GEOMAGNETISME/HomePage.html>

2)  
 Frank Bosch  
 Centre d'Hydrogéologie  
 Institut de Géologie  
 Université de Neuchâtel  
 Rue Emile-Argand 11  
 CH-2007 Neuchâtel  
 E-Mail : [frank.bosch@chyn.unine.ch](mailto:frank.bosch@chyn.unine.ch)

3)  
 Nathalie Challandes  
 Institut de Géologie  
 Rue Emile-Argand 11  
 Université de Neuchâtel  
 CH-2007 Neuchâtel  
 E-Mail: [nathalie.challandes@geol.unine.ch](mailto:nathalie.challandes@geol.unine.ch)

4)  
 Jürgen Bigalke  
 Institute of Meteorology and Geophysics  
 University of Frankfurt  
 Feldbergstrasse 47  
 D-60323 Frankfurt am Main  
 E-mail: [bigalke@geophysik.uni-frankfurt.de](mailto:bigalke@geophysik.uni-frankfurt.de)

<b>x in m</b>	<b>Anomaly</b>	<b>Lithology</b>
100	<b>RF-EM</b>	thrust (structural contact Tschera/Rofna porphyry)
143	<b>M1</b>	exposed Plattensandstein ("Gault") with magnetite (285° N / 68°)
149	<b>RF-EM/ SP1</b>	exposed graphitic blackshale (285° N / 79°)
179		exposed sericite marble (302° N / 67°)
181	<b>M2</b>	Plattensandstein ("Gault") with magnetite
190	<b>RF-EM SPi</b>	strongly weathered gneiss, dip to NW, thrust
229	<b>RF-EM/ SP2</b>	graphitic blackshale (ca. 2 m overburden by strongly weathered gneiss)
260	<b>RF-EM/ M3</b>	thrust, contact between two units of different susceptibility
287	<b>M4</b>	(123° N / 69°) Plattensandstein ("Gault")
290	<b>M5</b>	(123° N / 78°) Plattensandstein ("Gault")

Tab. 2:

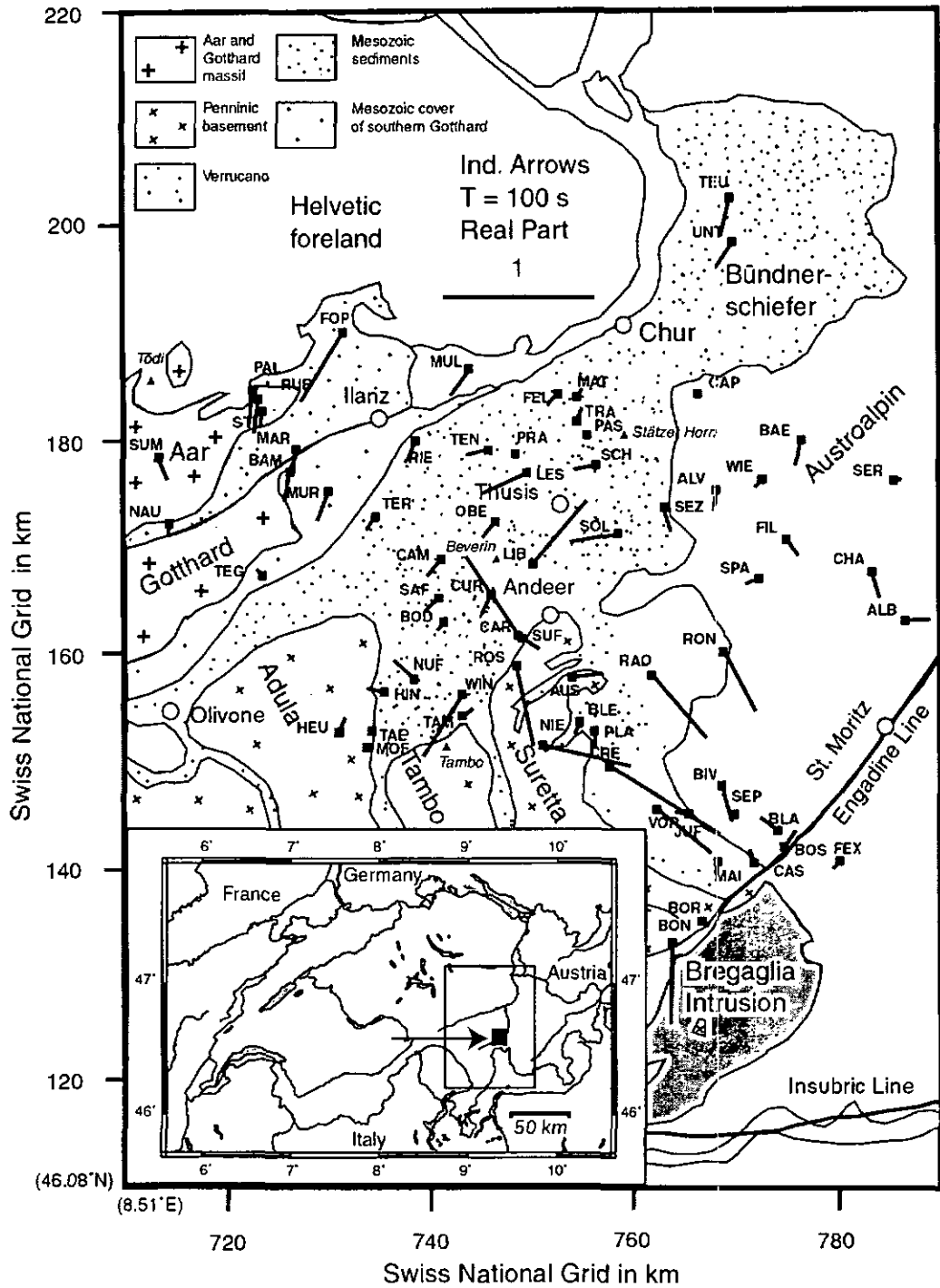


Fig. 1

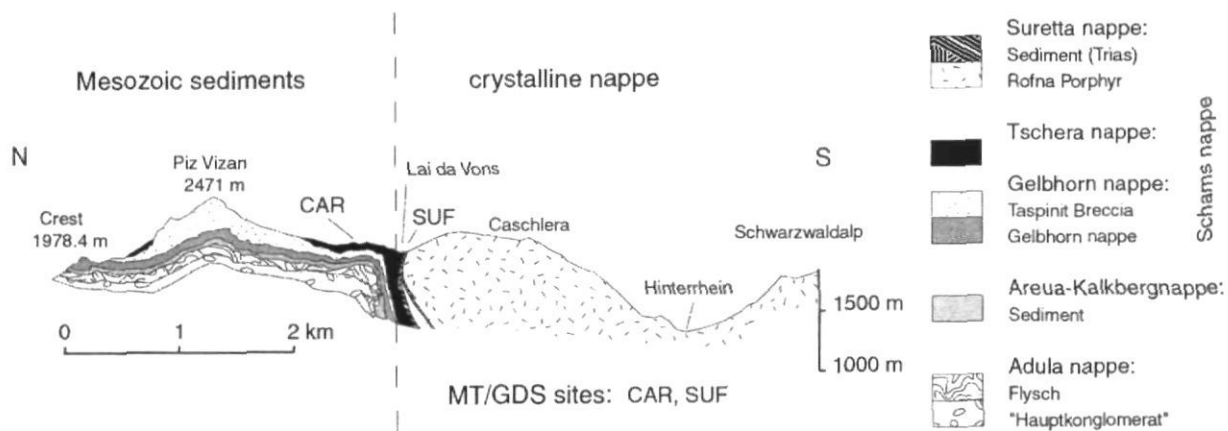
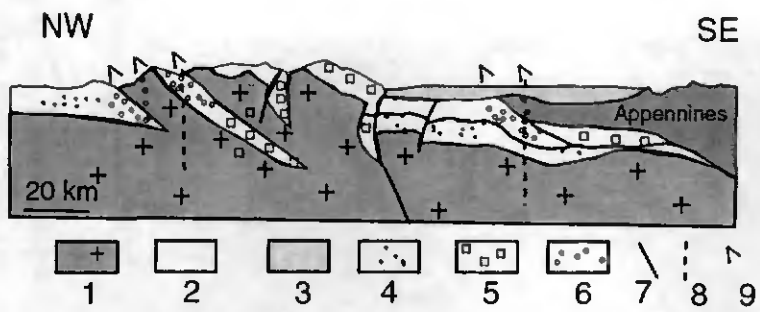


Fig. 2



1 crystalline basement, 2 sediments, 3 Po basin, 4 non migrated brines, 5 brines fixed by metamorphism, 6 brines migrated and/or concentrated, 7 major faults, 8 seismic fault, 9 source.

Fig. 3



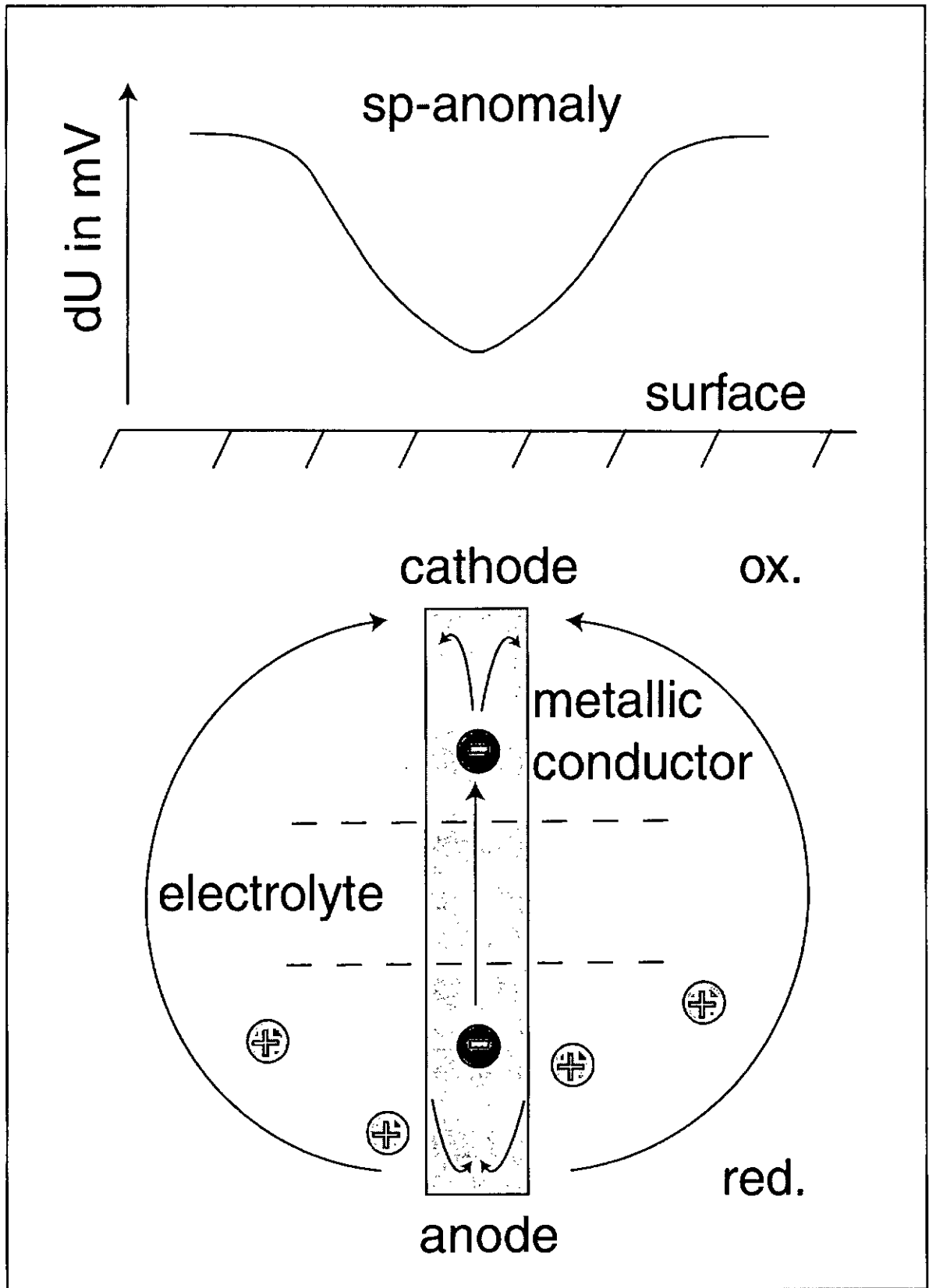


Fig. 5

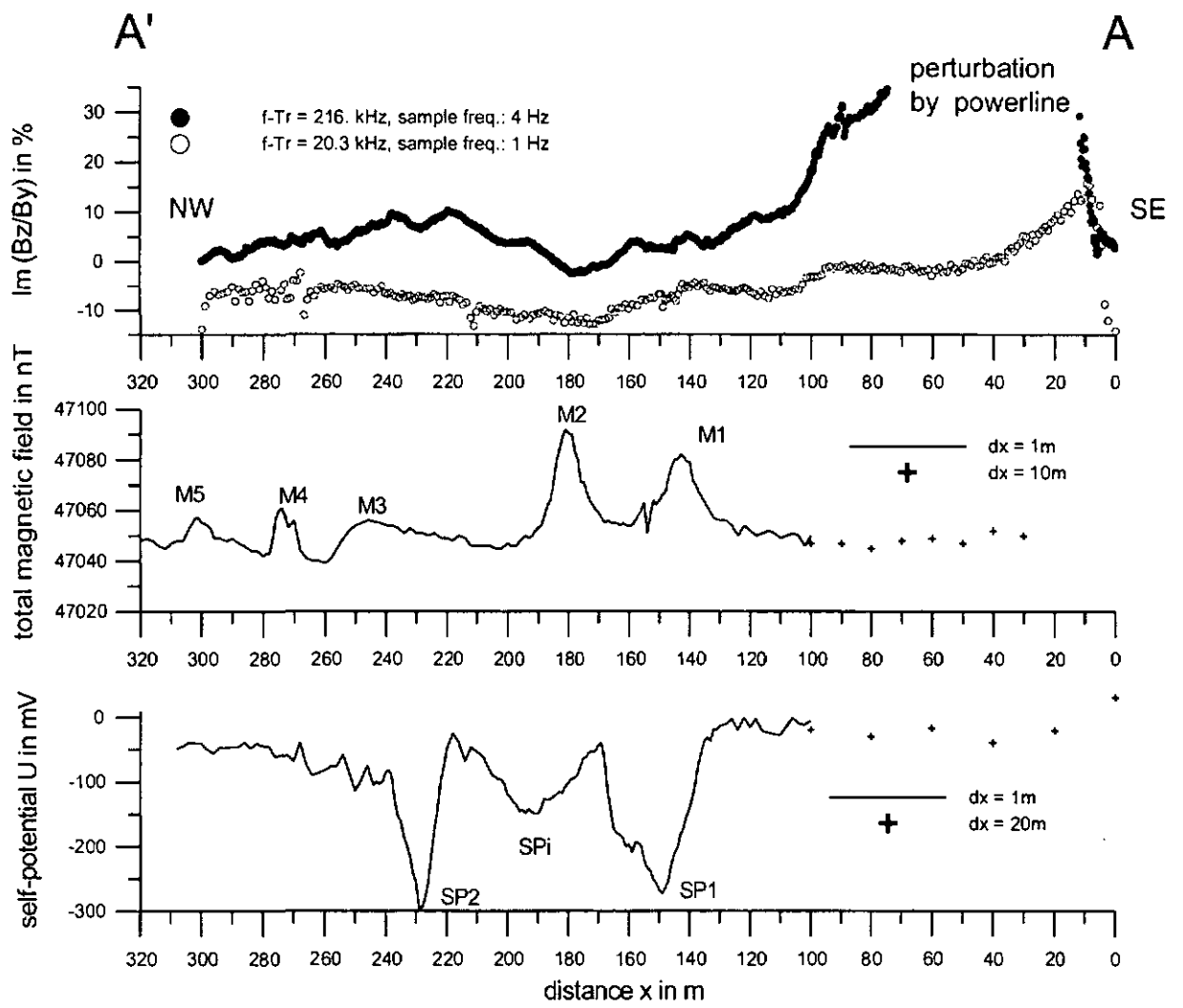


Fig. 6

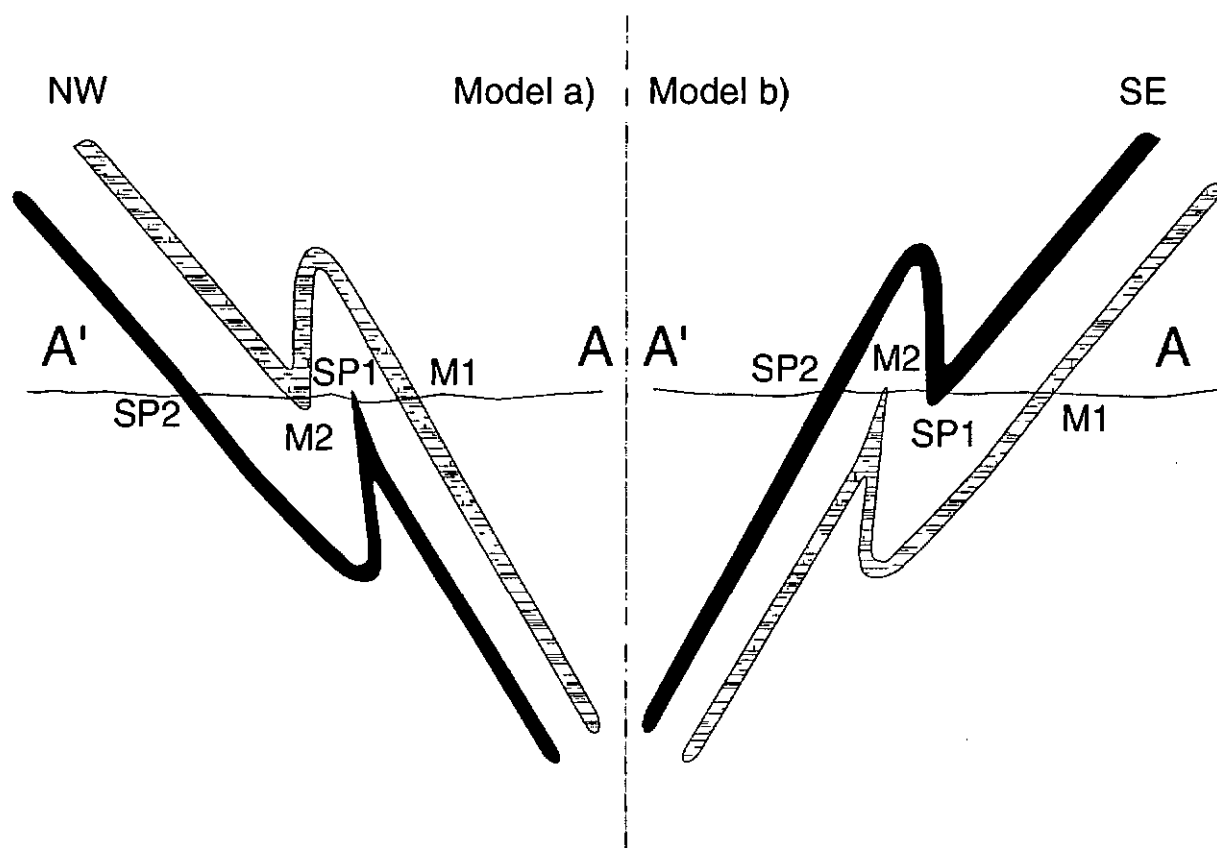


Fig. 7

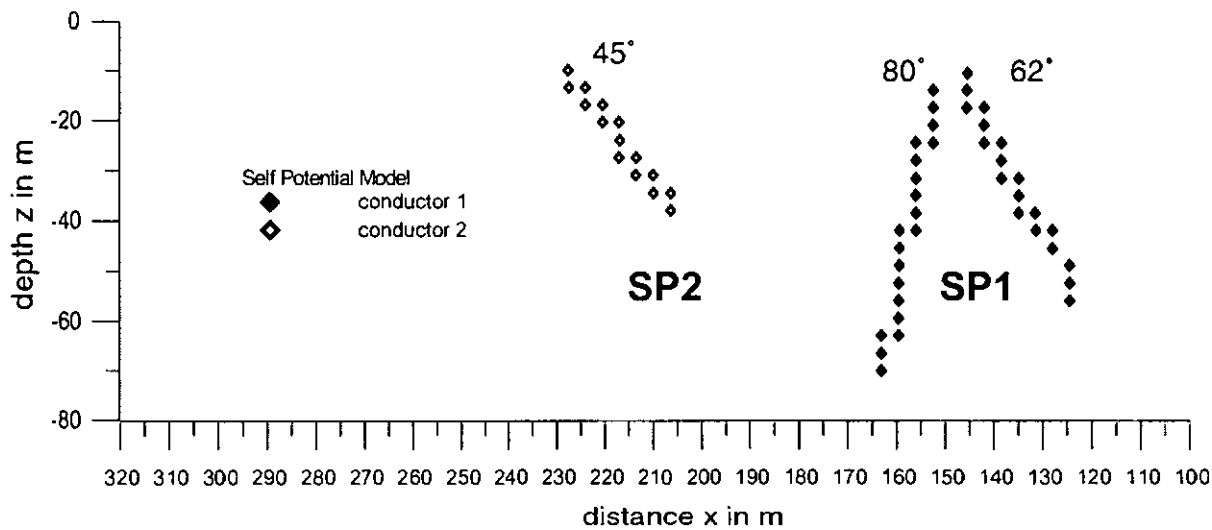
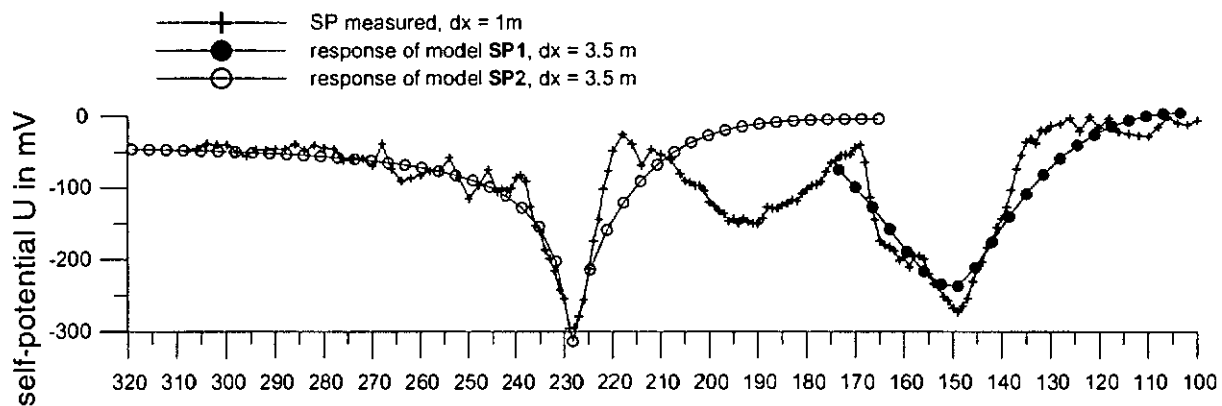


Fig. 8

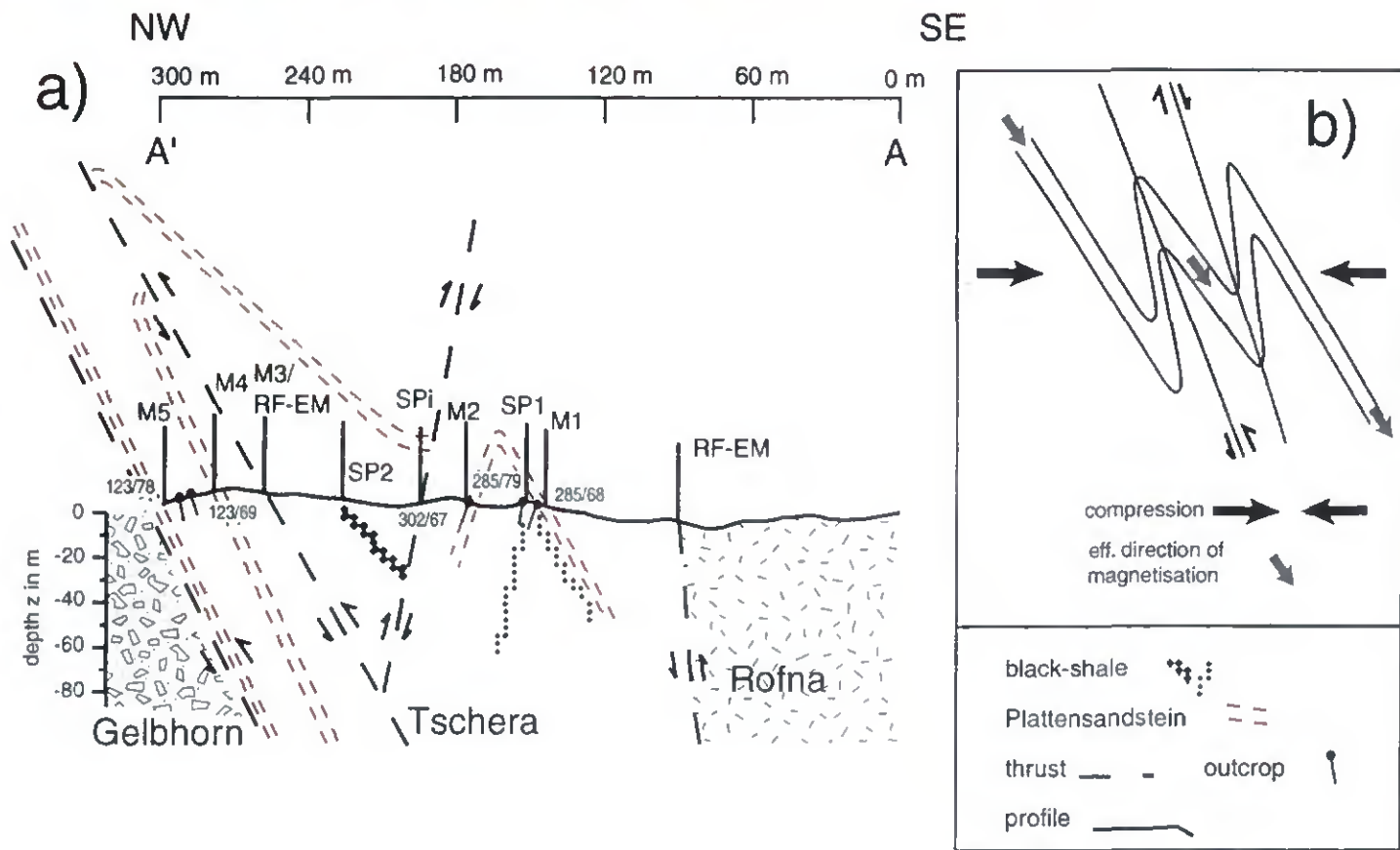
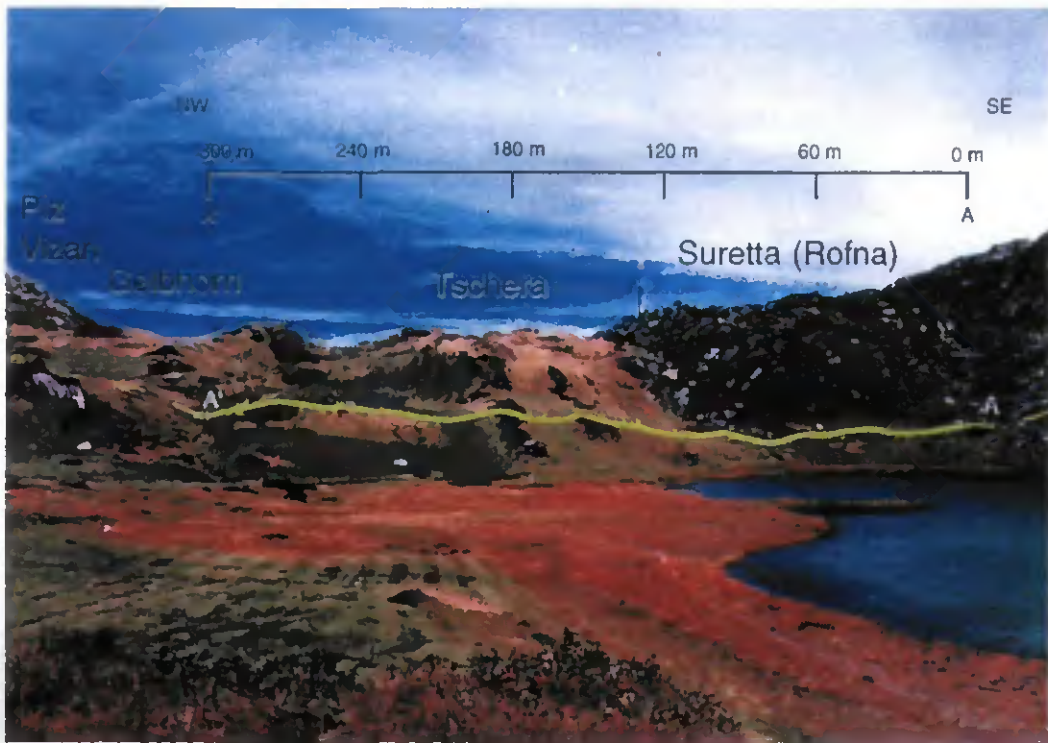


Fig.9

**ANNALI  
DI  
GEOFISICA**

Rome July 27<sup>th</sup> 2000

*M. 1692*

Dr. Markus Gurk  
Groupe de Géomagnétisme  
Institut de Géologie  
Rue E. Argand, 11  
CH-2007 Neuchâtel  
SWITZERLAND

Dear Dr. Gurk,  
we have received referees comments on your paper: "Anomalous directional behaviour of the real parts of the induction arrows in the Eastern Alps: Tectonic and paleogeographic implications"

As you can see the referees suggest a minor-major revision of your paper before it can be accepted for publication on Annali di Geofisica.

Please follow carefully all referees suggestions and also take advantage of the annotations directly reported on the text we enclose. Please forward the revised copy for final evaluation.

With my best regards.

Dr. Antonio Meloni  
Associate Editor

*A. Meloni*

**EDITORIAL OFFICE**  
ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA  
Via di Vigna Murata, 605  
00143 Roma - Italy  
Tel. (39) 06 51860470  
Telefax: (39) 06 5041181  
Electronic Mail: [chiodetti@ingrm.it](mailto:chiodetti@ingrm.it)  
<http://www.ingrm.it>

**EDITORIAL PRODUCTION**  
EDITRICE COMPOSITORI  
Via Stalingrado, 97/2  
40128 Bologna - Italy  
Tel. (39) 051 4199711  
Telefax: (39) 051 327877  
Electronic Mail: [1865@compositori.it](mailto:1865@compositori.it)  
<http://www.compositori.it>

# Anomalous directional behaviour of the real parts of the induction arrows in the Eastern Alps: Tectonic and palaeogeographic implications

M. Gurk<sup>1</sup>, P. –A. Schnegg<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Groupe de Géomagnétisme, Institut de Géologie, Rue E. Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland, E-mail: [marcus.gurk@geol.unine.ch](mailto:marcus.gurk@geol.unine.ch), Tel. +41 32 718 2672

<sup>2</sup> Groupe de Géomagnétisme, Institut de Géologie, Rue E. Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland, E-mail: [pierre.schnegg@geol.unine.ch](mailto:pierre.schnegg@geol.unine.ch), Tel. +41 32 718 2676

**Abstract.** – The electromagnetic induction pattern in the Eastern Alps is characterised by a (continuous) large-scale zone on which the real parts of the induction arrows show anomalous directional behaviour. This zone is extending from the Penninic Domain of eastern Switzerland (Graubünden) probably into the Carpathian Ranges. A coarse mesh of Magnetotelluric (MT) and Geomagnetic Deep Sounding (GDS) station in the Alps of Graubünden and Valais (western Switzerland) indicates that this electromagnetic anomaly is restricted to the Mesozoic sediments of the North Penninic Bündnerschiefer-facies that begins in eastern Switzerland and extends towards the East beneath Austroalpine, south Penninic and Southalpine units. Striking similarities in position and arrangement between this zone and the magnetic signature in the Eastern Alps are found. The analysis of the GDS data with the method of the Hypothetical Event Analysis (HEA) shows that current channelling affects the electromagnetic fields in this zone and causes the anomalous direction of induction arrows. Based on the combined interpretation of GDS data from the Eastern Alps and West Hungary together with our recent data from Switzerland, the following geological implications are discussed:

- i) A spatial decoupling of induction processes from the upper to the lower crust
- ii) A lower crustal conductive structure caused by the indentation of the northern Adriatic promontory or terrane
- iii) The eastward continuation of the Bündnerschiefer-facies at least to the tectonic window of Rechnitz

**Key words:** EM induction – geomagnetic deep sounding – conductivity anomaly - Eastern Alps

## Introduction

The results presented in this study are mainly based on GDS data from the Penninic Alps of Switzerland (Schnegg, 1998; Gurk, 1999), the Eastern Alps (Berkoldt et al., 1976; Berkoldt, 1978; Bahr, 1992) and from the Transdanubian conductivity anomaly in West Hungary (Adam, et al., 1972; Adam, et al., 1990). This compilation uses available geomagnetic observations from various research groups and the more recent studies from Switzerland. Generally, Swiss data comprises the entire magnetic and magnetotelluric transfer function set covering a period range from  $T = 1-300$  s. This period range was thought to be sufficient with respect to induction processes in many of the typical rocks of the Penninic Alps. Contrary, data from other parts of the Alps are (with exception) solely accessible as real induction arrows covering a standard period range of  $T \geq 1200$  s. Thus, imaginary parts of the magnetic transfer function are not subject of this paper. Most of the conclusions drawn in this study are based on the magnetic distortion hypothesis for two-dimensional conductive structures. Since this distortion model is independent of the signal period, the maps displaying real induction arrows of different period ranges are justified. All

presented real induction arrows are pointing towards more resistive regions. A list of the data used for the compilation is given in Tab. 1.

In the past 20-30 years, several geomagnetic deep soundings have been carried out to investigate the electrical conductivity distribution in the transition zone Molasse Basin/ Calcareous Alps and below the Hohen Tauern and Zillertaler Alps. Only a small increase of electrical conductivity, however was found below the Hohen Tauern and below the upper valleys of the rivers Drau and Rienz. Nevertheless, Berkoldt (1978) already marked this region from the Zillertaler Alps to the Hungarian border that delineates a portion of the large structure (Fig.1) on which we focus in this paper. As the number of stations was too small, no detailed information could be given about the extension and the depth range of these local conductivity anomalies. Besides the MT/GDS site ENZI (Bahr, 1992) in the Grossvenediger massiv of the Hohen Tauern (Fig. 2a) and several short periodic measurements in the Gailtaler Alps (Adam, et al., 1992; Adam, 1995) no further induction studies were conducted in the Eastern Alps.

## Geological outlines

The North Penninic basin (Fig. 2b) is a sub-basin in the northern part of the Mesozoic Thetys ocean. Remnants of the eastern North Penninic basin are preserved in the Alps of eastern Switzerland as low metamorphic Mesozoic Bündnerschiefer sediments (Fig. 3 centre) and associated basaltic rocks which formed approximately 140-170 Ma ago (Steinmann and Stille, 1999). The Bündnerschiefer are suited between the Helvetic units below and the Middle Penninic, South Penninic and Austroalpine units above (Fig. 2a, 2b). It is controversially discussed whether the North Penninic basin can be interpreted as an isolated marginal basin which was completely underlain by thinned continental crust (Weissert and Bernoulli, 1985), or as a partial oceanic basin which was replaced towards east by the South Penninic ocean in a large "en-echelon" structure (Trümpy, 1988). A third solution is proposed by Stämpfli in which the oceanization of the North Penninic basin was already complete (Stämpfli and Marchant, 1997).

Geochemical data (Steinmann and Stille, 1999) show that the North Penninic basalts are directly derived from a depleted mantle source and are overlain by 2.5 km thick series of siliclastic-turbiditic Bündnerschiefer sediments. Compared to the South Penninic oceanic basalts, which were covered by a reduced series of pelagic sediments, the North Penninic realm was not so far evolved in oceanization.

Towards east, the Bündnerschiefer-facies become covered by Middle Penninic, South Penninic and Austroalpine units. They are thought to reappear (Fig. 2a) in the tectonic windows of Engadine, Tauern and Rechnitz, although they cannot directly be correlated in the field with the Bündnerschiefer-facies (Trümpy, 1988). A modern analogue for the North Penninic basin can be seen in the pull-apart basins of the southernmost Gulf of California (Robinson, et al., 1983).

## Geomagnetic deep sounding technique

The GDS technique uses natural geomagnetic field variations  $B_p$  as source of primary time varying signals. Electromagnetic waves penetrate into the ground and induce eddy currents in the earth. This current system is in turn the source of a secondary magnetic field  $B_s$  with a pronounced vertical component if a lateral conductivity gradient is present. Hence, the method is sensitive to lateral changes of the electrical conductivity. Assuming the subsoil as a linear and time invariant system, we can use the secondary vertical component as the response of the local system to the inducing homogeneous primary field (Wiese, 1962):

$$B_{sz}(f, \mathbf{r}) = A(f, \mathbf{r}) \cdot B_{px}(f) + B(f, \mathbf{r}) \cdot B_{py}(f).$$

$A(f, \mathbf{r})$  and  $B(f, \mathbf{r})$  are the complex transfer functions in GDS, while  $B_{sz}(f, \mathbf{r})$ ,  $B_{px}(f)$  and  $B_{py}(f)$  are respectively the vertical and horizontal components of the geomagnetic field in the frequency domain and  $\mathbf{r}$  is the vector to the local observation point.

Since we probe the subsurface with a time varying magnetic field of decreasing frequency, the skin effect allows to obtain transfer functions that are related to different propagation depth of the electromagnetic wave. The longer the signal period, the deeper the penetration of the electromagnetic wave into the subsoil of unique conductance. For a true 2-D conductivity structure with a (regional) strike direction chosen along the  $x$ -axis and  $\sigma = \sigma(y, z)$ , the transfer functions  $A$  and  $B$  are composed out of two de-coupled main components:

- The component of the transfer function whose electrical field is parallel to the structure is called the E-Polarisation of the transfer function.
- The component of the transfer function whose electrical field is normal to the structure is called the B-Polarisation of the transfer function.

For a 3-D conductivity distribution ( $\sigma = \sigma(x, y, z)$ ), the distinction between E- and B-Polarisation is no longer applicable.

At a given period  $T$ , the complex magnetic transfer functions  $A$  and  $B$  are expressed as real and imaginary induction arrows. Such arrows can be thought as the projection of the magnetic field on a plain tangent to the measurement point at the surface. Their length is a measure for the lateral conductivity gradient. Since they point perpendicular to the direction of current flow, their direction allows mapping the strike direction of the lateral conductivity distribution. The lengths and direction of the real induction arrows are given by:

$$L_{real} = \sqrt{ReA^2 + ReB^2}, \quad \theta_{real} = \arctan\left(\frac{ReB}{ReA}\right).$$

The local superposition of an anomalous magnetic field on the regional magnetic field causes a magnetic distortion (Ritter and Banks, 1998). The anomalous field is generated by the spatial deviation of the uniform regional currents through or around a local anomaly. If magnetic distortion is present, the real induction arrows might not indicate the local strike, nor the regional one, but a mixture of both. Thus, real induction arrows show anomalous directional behaviour.

## Electromagnetic induction pattern in the Alps

Two predominant anomalies are present in Central Europe (Wybraniec, et. al, 1999): The North German anomaly (Untiedt, 1970) that roughly extends East-West and a conductivity anomaly in the arc of the Carpathian Mountains. The North German anomaly is the largest one in extent and most extensively investigated whereas the electromagnetic induction pattern in the Alps remains almost unknown.

Although far away from the influence of the North German anomaly, the characteristic South direction of the real part of the induction arrow will not generally change towards and within (Schnegg, 1998) the Western/Central Alps. This observation is at present not well understood. It might result from a gradually decrease of the subsurface conductivity towards south or result from a more complex structure of the external magnetic field (Schmucker, 1999). In southern Germany, a predominant Southeast direction of the real part induction arrows can be observed. Berkold (pers. comm.) suspects an additional conductivity anomaly (900-9000 S) within the Northern Phyllite Zone of the Post Variscian cover in front of the Mid-German Crystalline High (Blundell, et.al., 1992) to cause this azimuth. Real part induction arrows that exhibit this general direction north of the Central Alps are well documented by several MT and GDS studies (Richards, et al., 1980; Tezkan, 1988 and Berkold, 1978).

The strike, or more generally, the lineament indicating feature of the real induction arrows is well illustrated in Fig. 1 (see also Tab.1). In the Western Alps, their directions assume the alpine arc (Tab.1, b). In the Upper Rhinegraben area (Tab.1, II) they are influenced by a current channelling effect caused by high resistive Variscan basement rocks of the Vosges and Black Forest at both sides of the Graben driving an electric current flow in the sediments of the Rhinegraben to the South. Consequently, the induction arrows are tending to point away from the centre of the current system. At the southern end of the Rhinegraben (Tab.1, a), the induction arrow pattern shows that the current flow tends to leak into the Bressegraben rather than into the Swiss Molasse. Another important effect on induction arrows is presented at the southernmost sites in Northwest Italy (Tab.1, I). The very large amplitude of these induction arrows is caused by the "coastal effect" – due to a high lateral conductivity contrast between the extreme low resistive seawater and the high resistive onshore rocks. Large contrasts in conductivity between the Mesozoic Sediments and crystalline rocks are present in the western and eastern Penninic Alps (Fig. 3 centre) of Switzerland (Tab.1b and c). Similar to the "coastal effect", this

contrast increases real induction arrow amplitudes locally up to  $L_{real} > 1$ .

Contrarily, the electromagnetic induction pattern in the Central and Eastern Alps is dominated by a large-scale zone, shaped as an almost horizontal strip, where real induction arrows are in strike with the structure, pointing SW (Fig. 1). This directional behaviour is anomalous since we generally expect real induction arrows on this strip to be normal to the strike of this structure.

## Anomalous directional behaviour of real induction arrows in Graubünden

Gurk states, that EM induction processes in eastern Switzerland are predominated by the superposition of at least two distinct conductive structures, – the (local) Bündnerschiefer in the uppermost crust and a super-regional conductivity anomaly at depth (Gurk, 1999). The deeper anomaly forms an edge in which eddy currents are concentrated. Studying GDS transfer function with the Hypothetical Event Analysis (Banks and Beamish, 1984; Ritter and Banks, 1998), the 3-D current concentration in the investigation area is found to be characteristic in distinct period bands and tectonic regions. The displayed current concentration shows a spatial decoupling of induction processes, almost independent from the chosen direction of the hypothetical event. For short periods ( $T= 1-10$  s) induction and/or current channelling is related to Mesozoic sediments and their internal inhomogeneities. For periods longer than  $T= 100$  s, induction and/or current channelling is limited to the Austroalpine and Penninic basement (Fig. 3).

The particular geometric constellation of both structures evokes magnetic distortion (independent of signal period!) in Graubünden: real induction arrows on the Bündnerschiefer point SW in (anomalous) strike direction, whereas outside this structure, the real parts of induction arrows point towards SE. Locally, magnetic distortion increases the amplitude of real induction arrows on the Mesozoic Avers- Schiefer sediments (Fig. 3 centre).

The concept of magnetic distortion expects to find anomalous directional behaviour on the *continuation* of the Mesozoic Bündnerschiefer as long as the geometric relation between local and regional conductive structures are valid (Gurk, 1999). Since the MT/GDS survey of the Penninic Alps of Valais (Schnegg, 1998) (western Switzerland) do not show magnetic distortion, the prolongation of the Bündnerschiefer-facies should be found towards east. Hence, anomalous direction of induction arrows is a tool to map this distinct facies beneath Austroalpine and South Penninic units.

## Similarities between the induction pattern and magnetic signature in the Eastern Alps

Striking similarities between the elongated zone of anomalous directional behaviour of real part induction arrows and the magnetic signature of the Eastern Alps are present.

Heinz reports three main types of magnetic anomalies in the Eastern Alps (Heinz, 1989; Heinz and Seiberl, 1990):

- “marginal” types of short wavelength and high amplitudes connecting the Penninic system of the Engadin window to the Rechnitz-Bernstein, situated along the northern margin of the Austroalpine thrust sheet;
- “large scale structures” extending from the Engadin window into the Carpathian ranges;
- anomalies associated with basement structures north of the Alps.

The “marginal” types (Fig. 4) are addressed to ophiolitic remnants of the south Penninic ocean whereas “large scale structures” are associated with remnants of a north Penninic ocean domain (Heinz and Seiberl, 1990). Arrangement and position of the induction anomaly corresponds with the “marginal” type and “large scale structure” anomalies of the total magnetic field. The former anomaly is restricted to the North Penninic Bündnerschiefer-facies and is not caused by ophiolitic rocks. Obviously, all anomaly types are connected via the geodynamic history of the Eastern Alps (Fig. 2b).

After initial rifting during Triassic time, oceanic crust was developed in the south Penninic ocean since the early Jurassic. These events were largely controlled by the opening of the Central Atlantic (Laubscher and Bernoulli, 1977). The actual arrangement of the paired anomalies is the result of later tectonic activities. The opening period of the South Penninic basin was followed by the development of a southward dipping subduction zone on its southern margin, implying the almost simultaneous opening of a North Penninic ocean and southward motion of the Middle Penninic High (Briançonnais) (Ratschbacher and Frisch, 1988). The consumption of the southern Penninic oceanic crust and the subsequent first “continent-continent” collision completed this period (Middle Cretaceous to early Upper Cretaceous). A second “continent-continent” collision took place as the consequence of the subduction and consumption of the northern Penninic basin which was presumably completed in the late Eocene (Frisch, 1981). The southern rim of stable Europe collided with the welded Middle-

Penninic-Southern Penninic-Austroalpine complex. During this event, the Bündnerschiefer-facies in Graubünden was 30 km subducted and finally uplifted and exposed. Remnants of the South Penninic were tilted, uplifted and partly exposed by erosion (Heinz, 1989), forming the sources of the “marginal” anomaly signature.

## Conclusion

“Large scale” magnetic anomalies and the elongated zone of anomalous directional behaviour of the induction arrows are of North Penninic origin. Both structures are terminated at west (Graubünden) and extend towards east (Bernstein/Rechnitz) (Heinz, 1989).

From this reason we confirm the conclusion drawn by Heinz that the North Penninic basin are terminated at west and are opened at east (Heinz, 1989; Heinz and Seiberl, 1990). Consequently, the northern Penninic ocean was not directly dependent on the history of the Central Atlantic. Several studies support this model (Frisch, 1977; Frisch, 1979; Schmid, et al., 1990).

Furthermore, the continuation of the North Penninic Bündnerschiefer-facies beneath Austroalpine and South Penninic units at least to the Rechnitz window can be deduced from the GDS observation.

The origin of the deep conductive structure (Fig. 3, right side) that is responsible for the anomalous directional behaviour remains unknown. Gurk (1999) proposes a stacked lithosphere in the Eastern Alps to justify a conductivity anomaly at depth. The enhanced conductivity might result from highly mineralised fluids as reported from springs of the Scuol-Tarasp/Inn valley. Here water reaches conductivities up to 15000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  ( $0.65 \Omega\text{m}$ ) at  $T=5.6^\circ$  (Bissig, 1997). The analysis of their  $\text{CO}_2$  content shows isotopic significance that is typical for thermo-metamorphic reactions in carbonates from the crust (Wexsteen, 1988). Arthaud gives a general model for fluid transport and escape of brines in the Western Alps (Arthaud and Dazy, 1989). This model has strong association with the tectonic setting in the Graubünden area. Therefore we suspect the presence of brines generated by dehydration at depth to be tectonically trapped along the northern limitation of the stacked lithosphere system, created by the indentation of the northern Adriatic promontory or terrane. Hence the current concentration at depth could delineate the transition between European and Adriatic lithosphere. From a speculative point of view, the stacked lithosphere might also result from the remnant of the Middle Penninic High.

## References:

- ADAM, A. (1995): New AMT Data of the Gailtaler Alps, *Acta Geod. geoph. Hung.*, **30**, 227-239.
- ADAM, A., G. DUMA, J. BERGER and J. HORVATH (1992): Tectonic and Geoelectrical Features of the Periadriatic-Lineament (S-Austria) with a Generalization, *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.*, **27**, 1, 47-64.
- ADAM, A., G. DUMA and J. HORVATH (1990): A new approach to the electrical conductivity anomalies in the Drauzug-Bakony geological unit, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **60**, 15-162.
- ADAM, A., J. VERÖ and A. WALLNER (1972): Regional properties of geomagnetic induction arrows in Europe, *Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung., Tomus*, **7**, 3-4, 251-287.
- ARTHAUD, F. and J. DAZY (1989): Migration des saumures au front des chevauchements de l'arc alpin occidental, *C. R. Acad. Sci. Paris.*, **309**, Série 2, 1425-1430.
- BAHR, B. (1992): Erste Ergebnisse der langperiodischen Magnetotellurik in den Alpen: Eine 200 km mächtige Lithosphäre?, in *Proceedings of the 14. Kolloquium "Elektromagnetische Tiefenforschung"*, Borkheide, 25-29 Mai 1992 (Deutsche Geophysikalische Gesellschaft), **14**, 229-234.
- BANKS, R. J. and D. BEAMISH (1984): Local and regional induction in the British Isles, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **79**, 539-553.
- BERKTOLD, A. (1978): On the distribution of the electrical conductivity in the area between the Rheingraben, the Bohemian Massif and the Central Alps, *Acta Geodaet. et Montanist. Acad. Sci. Hung. Tomus*, **13**, (3-4), 437-440.
- BERKTOLD, A., M. BEBLO and K. KEMMERLE (1976): On the distribution of the electrical conductivity below the Eastern Alps, *Geol. Rundschau*, **65**, 715-732.
- BISSIG, P. (1997): *Hydrogeologische Untersuchung der CO<sub>2</sub>-reichen Mineralquellen von Scoul-Tarasp (GR, Schweiz)*, Diploma Thesis University of Neuchâtel, pp. 91.
- BLUNDELL, D., R. FREEMANN and S. MUELLER (1992): *A continent revealed. The European Geotraverse* (Cambridge University Press), pp. 275.
- BOZZO, E. and A. MELONI (1989): Geomagnetic variation anomalies in north-western Italy, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **53**, 255-260.
- DI MAURO D., E. ARMADILLO, E. BOZZO, C. VACLAV, A. D. SANTIS, M. GAMBETTA and A. MELONI: (1998): GDS (Geomagnetic Depth Sounding) in Italy: application and perspectives, *Annali di Geofisica*, **41**, 3, 477-490.
- FRISCH, W. (1977): Die Alpen im westmediterranen Orogen - eine plattentektonische Rekonstruktion, *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Oesterr. Wien*, **24**, 263-275.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps, *Tectonophysics*, **60**, 121-139.
- FRISCH, W. (1981): Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean, *Geologische Rundschau*, **70**, 2, 402-411.
- GURK, M. (1999): Magnetic Distortion of GDS Transfer Functions: An Example from the Penninic Alps of Eastern Switzerland Revealing a Crustal Conductor, *Earth Planets Space*, **51**, 1023-1034.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the eastern Alps: the area east of the Tauern Window, *Tectonophysics*, **163**, 25-33.
- HEINZ, H. and W. SEIBERL (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window, in *Deep Structures of the Alps*, edited by F. ROURE, P. HEITZMANN and R. POLINI (Mém. Soc. géol. Fr.; Mém. Soc. géol. suisse; Vol. spec. Soc. Geol. It.), **1**, pp. 123-128.
- LAUBSCHER, H. P. and D. BERNOULLI (1977): Mediterranean and Thethys, in *The ocean basins and margins*, edited by E. M. NARIN, W. H. Laubscher and F. G. STEHLI (Plenum Press), pp. 1-28.
- MELONI, A., A. D. SANTIS, L. MAGNO, E. BOZZO, M. CANTANEO and O. FOGGIONI (1989): A Magnetovariational Study in the SW Alpine Arc: a Short Report, *Il Nuovo Cimento*, **12 C**, 5, 567-574.
- MENVIELLE, M. and P. TARITS (1986): 2-D or 3-D interpretation of conductivity anomalies: example of the Rhine-Graben conductivity anomaly, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **84**, 213-226.
- RATSCHBACHER, L. and W. FRISCH (1988): Transpressive Tektonik in den Ostalpen, in *Proceedings of the II Symposium Tektonik - Strukturgeologie, Erlangen*, **81**.
- RICHARDS, M. L., U. SCHMUCKER and E. STEVELING (1980): Magnetic variations and magnetotelluric studies in Rheingraben and Schwarzwald, in *Proceedings of the "Erdmagnetische Tiefenforschung"*, Berlin-Lichtenrade, 1-3 April (Deutsche Geophysikalische Gesellschaft), **8**, 22-35.
- RITTER, P. and R. BANKS (1998): Separation of local and regional information in distorted GDS response functions by hypothetical event analysis, *Geophys. J. Int.*, **135**, 932-942.
- ROBINSON, P. T., B. T. R. LEWIS, M. F. J. FLOWER, M. H. SALISBURY and H.-U. SCHMINCKE (1983): Crustal accretion in the Gulf of California: an intermediate-rate spreading axis., in *Init Rep DSP 65*, edited by B. T. R. LEWIS and P. ROBINSON (US Government Printing Office), pp. 739-752.

SCHMID, S. M., P. RÜCK and G. SCHREURS (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the palaeotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland), *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 263-287.

SCHNEGG, P. -A. (1998): *The magnetotelluric survey of the Penninic Alps of Valais*. Bern, Swiss Geophysical Commission, 76.

SCMUCKER, U. (1999): *Von Induktionskurven und Induktionsparametern - ein Rückblick auf die Anfänge der erdmagnetischen Tiefensondierung und ein Ausblick auf neue Möglichkeiten.*, *Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft e.V.*, **3**, 22-38.

STÄMPFLI, G. and R. MARCHANT (1997): Geodynamic Evolution of the Thetian margins of the Western Alps, in *Deep structures of the Swiss Alps: Results of NRP20*, edited by O. A. PFIFFNER, P. LEHNER, P. HEITZMANN, S. MÜLLER and A. STECK (Birkhäuser Verlag), pp. 223-239.

STEINMANN, M. and P. STILLE (1999): Geochemical evidence for the nature of the crust beneath the eastern North Penninic basin of the Mesozoic Thetys ocean, *Geol. Rundsch.*, **87**, 633-643.

TEZKAN, B. (1986): *Erdmagnetische und Magnetotellurische Untersuchungen auf den hochohmigen Kristallinstrukturen des Hochschwarzwaldes und des bayerischen Waldes bei Passau*. Thesis Georg-August-Universität, Göttingen, 117.

TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians, *Geological Society of America Special Paper*, **218**, 93-109.

UNTIEDT, J. (1970): *Conductivity Anomalies in Central and Southern Europe*, *J. Geomag. Geol.*, **22**, 131-149.

WALLNER, A. (1977): The main features of the induction arrows on the area of the transdanubian conductivity anomaly, *Acta Geodaet., Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung. Tomus*, **12**, 1-3, 145-150.

WEISSERT, H. J. and D. BERNOULLI (1985): A transform margin in the Mesozoic Thetys: evidence from the Swiss Alps, *Geol. Rundschau*, **74**, 665-679.

WEXSTEEN, P., F. C. JAFFÉ AND E. MAZOR (1988): Geochemistry of CO<sub>2</sub>- rich springs in the Scuol-Tarasp region, Lower Engadine, Swiss Alps, *Journal of Hydrogeology*, **104**, 77-92.

WIESE, H. (1962): Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundsstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Geofis Pura Appl.*, **52**, 83-102.

WYBRANIEC, S., J. JANKOWSKI, T. ERNST, J. PECOVA and O. PRAUS (1999): A new method for presentation of induction vector distribution in Europe, *Acta Geophysica Polonica*, **XLVII**, 3, 323-334.

#### Table captions:

Tab. 1: List of data used for the compilation of induction arrows in Fig. 4 and Fig. 5.

#### Figure captions:

**Fig. 1:** Compilation of real part induction arrows ( $T= 300$  s and  $T>1200$ ) from the orogenic belt of the Alps. The data refer to several European Research Groups (listed in Tab. 1). Striped area marks zone of anomalous directional behaviour (and anomalous amplitude) of real induction arrows. Dotted line marks the area of presumed anomalous directional behaviour of real induction arrows. Mi: Milan, T: Turin, Ge: Genova, L: Lyon, N: Nice, M: Marseille, G: Geneva, B: Bern, Z: Zürich, Mu: München, W: Wien.

**Fig. 2a:** Sketch map of the Alps and surrounding areas. Redrawn after Trümpy (1988).

**Fig. 2b:** Palaeogeographic reconstruction of the western Mediterranean in late Lower Cretaceous time. Redrawn after Frisch (1979).

**Fig. 3:** Hypothetical event maps (real part) of the anomalous vertical magnetic field in Graubünden (eastern Switzerland) for the periods  $T= 4.7$  s (left) and  $T= 126$  s (right). For these maps we assumed a regional horizontal magnetic field of 1nT with an azimuth of 45° from north. Current concentrations are indicated by the spatial gradient of the vertical magnetic field. The different anomaly pattern for shallow (left) and deep penetrating electromagnetic waves (right) shows de-coupling of induction processes, vertically and horizontally (Gurk, 1999). Centre: Simplified tectonic map of the Graubünden MT/GDS survey area. For location see box in Fig 2a.

**Fig. 4:** Simplified tectonic map of Austria with magnetic anomaly pattern (black) of marginal type (high gradient, short wavelength). Modified after Heinz (1989).

Key	Region	Reference
I)	Northwest Italy I	(Bozzo and Meioni, 1989) (Meloni, et al., 1989) (DiMauro, et al., 1998)
II)	Rhinegraben and Jura of Swabia D, F	(Richards, et al., 1980) (Tezkan, 1986) (Menvielle and Tarits, 1986) (Blundell, et al., 1992)
III)	Molasse D	(Berkold, 1978) (Blundell, et al., 1992)
IV)	Eastern Alps and West Hungary D, A, H	(Berkold, 1977) (Wallner, 1977) (Adam, et al., 1972) (Adam, et al., 1992) (Adam 1995) (Blundell, et al., 1992) (Bahr, 1992) Bahr, pers. comm.
a)	Jura Mountain (Ajoie), CH	Gurk, pers. comm.
b)	Penninic Alps of Valais, CH, I	(Schnegg, 1998)
c)	Penninic Alps of Graubünden CH	(Gurk, 1999)

Tab. 1:

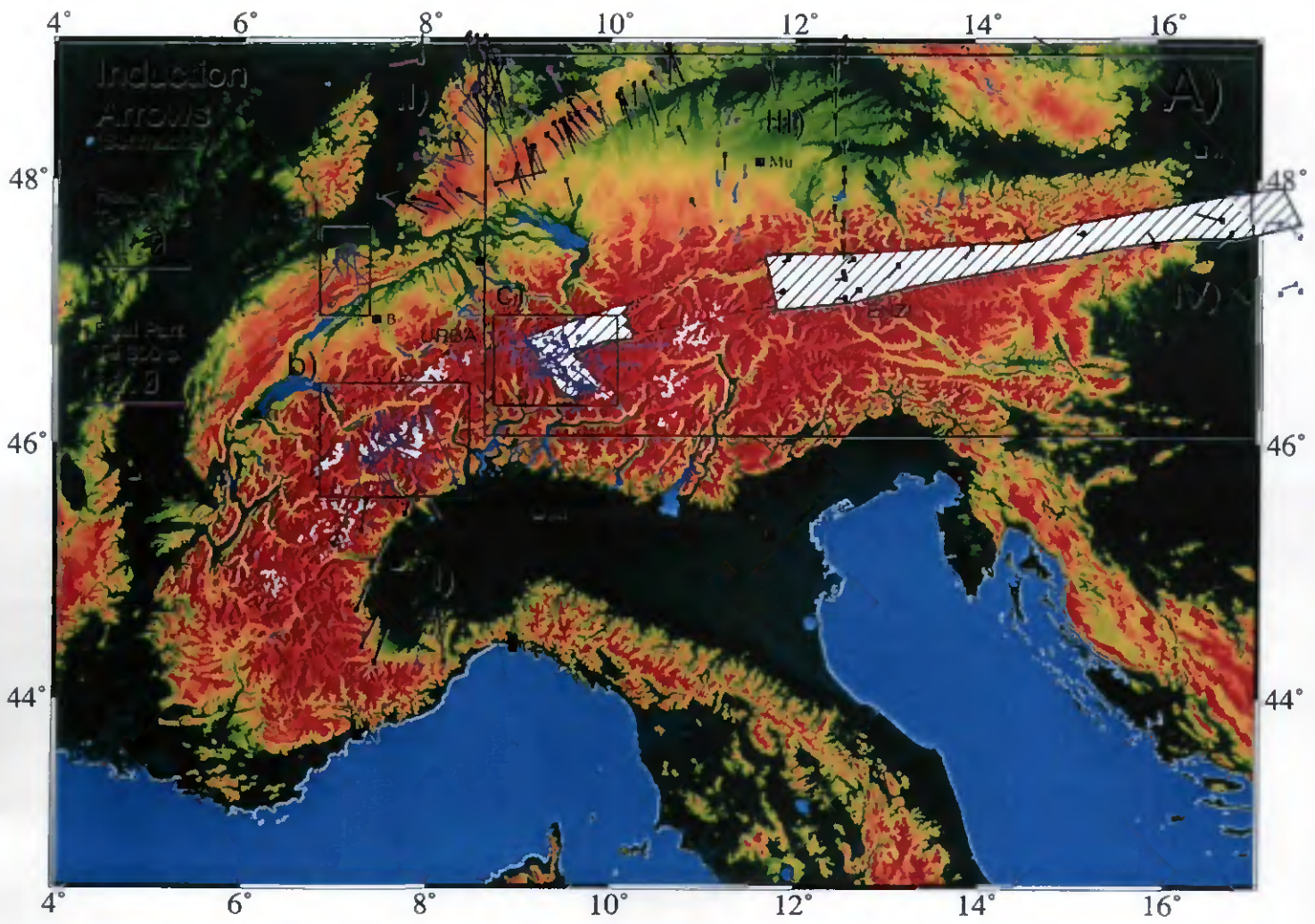


Fig. 1:

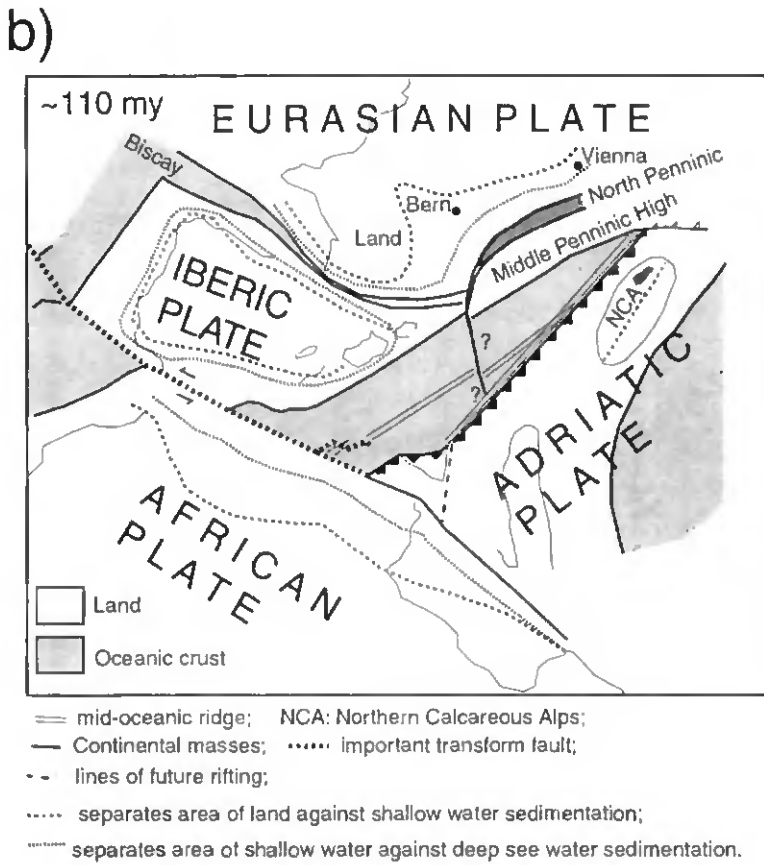
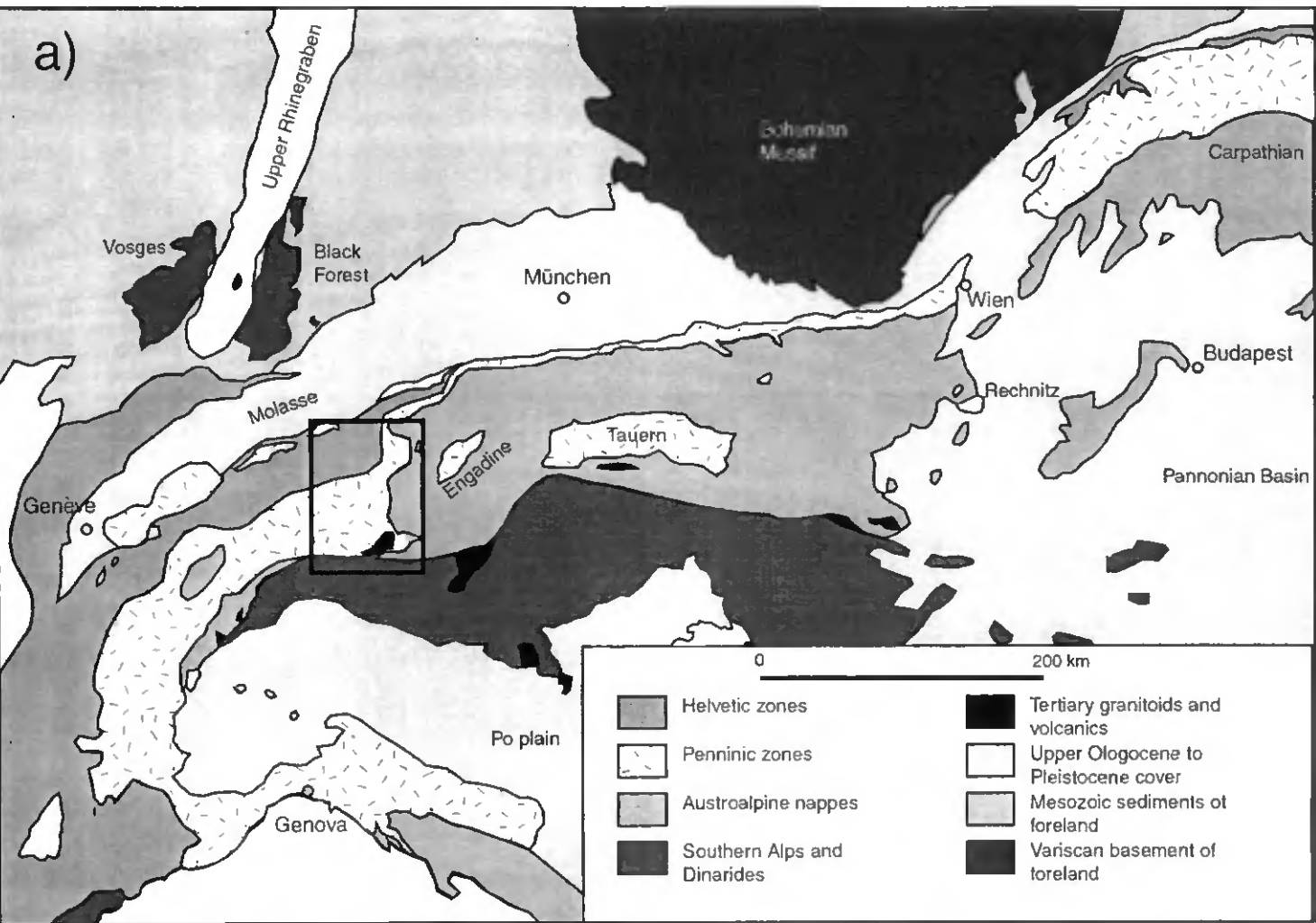
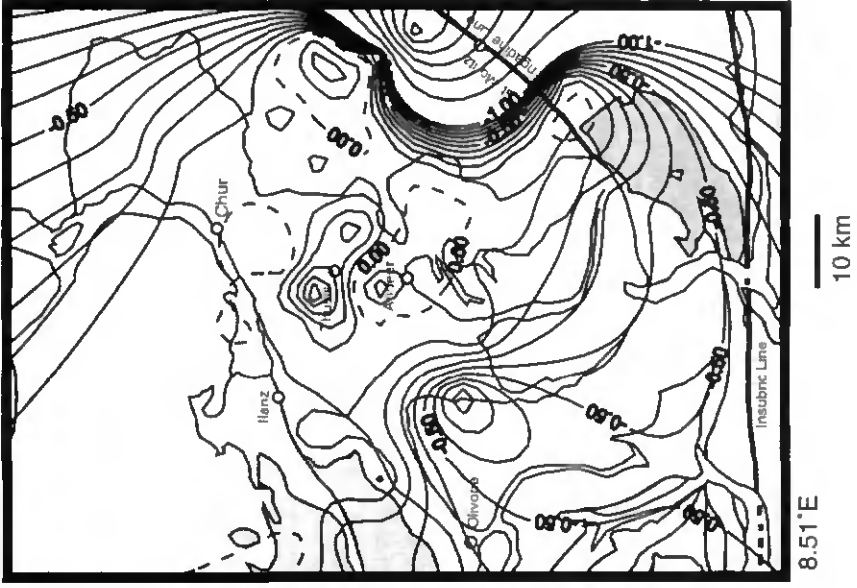
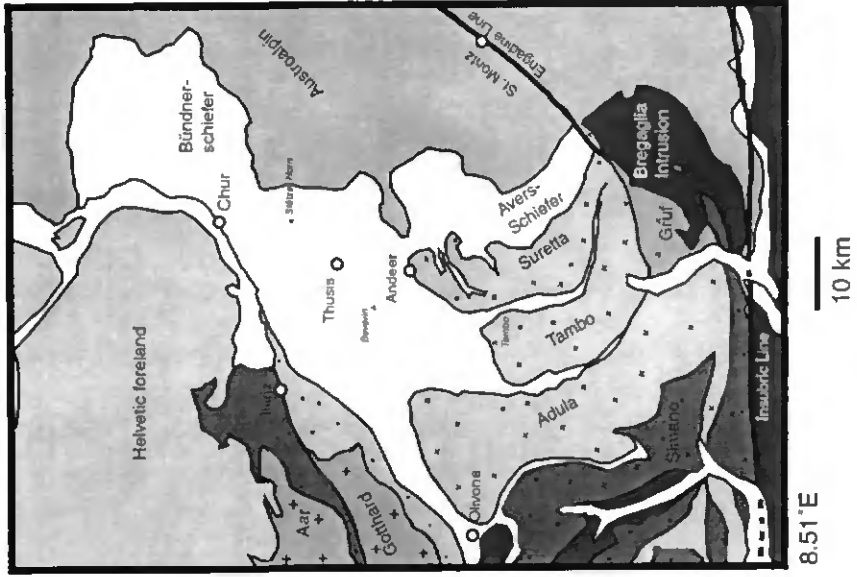


Fig. 2:



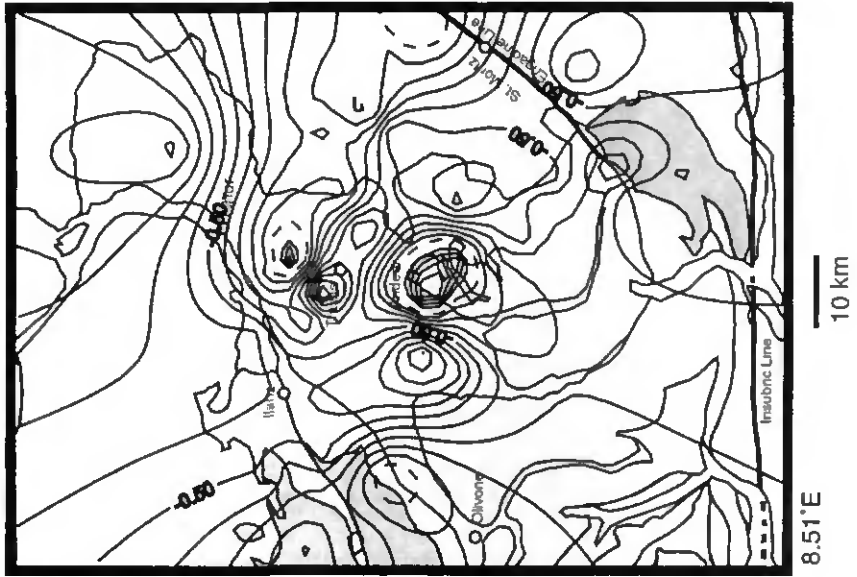
46.08°N

8.51°E



46.08°N

8.51°E



46.08°N

8.51°E

Fig. 3:

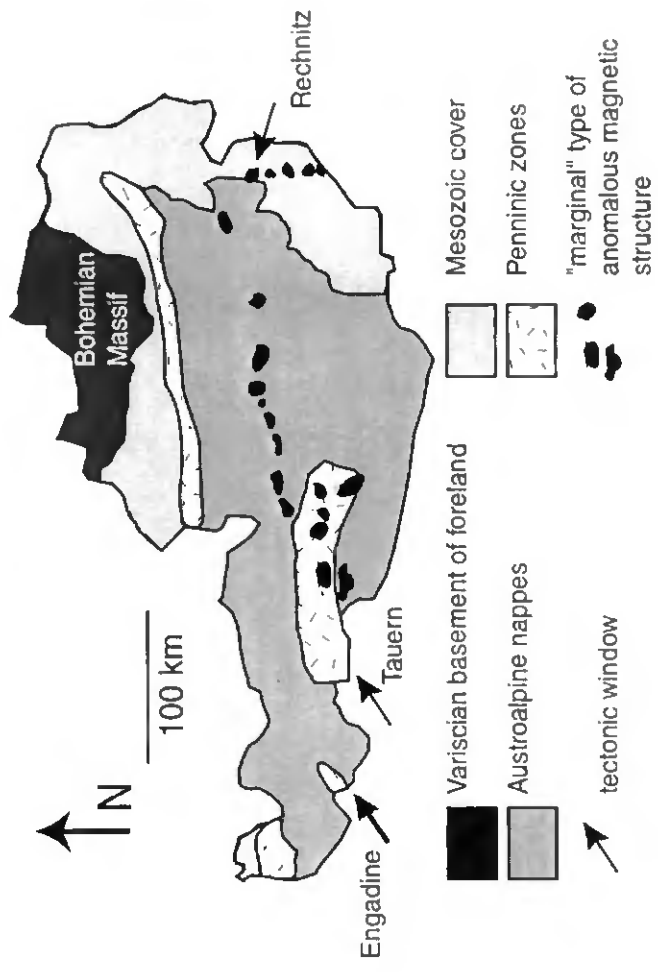


Fig. 4: