

Paul Saß

Magnetotellurische Untersuchung der
kontinentalen Kollisionszone im
Pamir und Tian Shan,
Zentralasien

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades
im Fachbereich Geowissenschaften an der
Freien Universität Berlin

Potsdam, Juli 2013

1. Gutachter: PD Dr. Oliver Ritter
(*Freie Universität Berlin,*
GeoForschungsZentrum Potsdam)

2. Gutachter: Prof. Dr. Serge A. Shapiro
(*Freie Universität Berlin*)

Tag der Disputation: 1. November 2013

Kurzdarstellung

Die physikalischen Eigenschaften und die mit diesen verbundene Dynamik von Gesteinen in unterschiedlichen Tiefen der Erdkruste während eines kontinentalen Kollisionsprozesses sind trotz erheblicher Forschungsanstrengungen oft kaum bekannt. Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Untersuchung und Interpretation der Verteilung von elektrischer Leitfähigkeit in der Erdkruste einer der tektonisch am wenigsten verstandenen Schlüsselregionen intrakontinentaler lithosphärischer Geodynamik: Pamir und Tian Shan an der nordwestlichen Spitze der Indien-Asien-Kollisionszone. Zur Bestimmung der Leitfähigkeitsverteilung wurden magnetotellurische Daten entlang eines 350 km langen, etwa in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Profils an insgesamt 178 Stationen aufgenommen. Das Messgebiet erstreckt sich über das Pamir-Plateau im Südosten Tadschikistans, den zentralen und nördlichen Pamir, das Alai-Tal und die südwestlichen Tian-Shan-Ketten in das kirgisische Ferghana-Becken.

Eines der bemerkenswertesten Resultate der durchgeführten 2D- und 3D-Inversionen magnetotellurischer Daten ist eine ausgedehnte Zone stark erhöhter Leitfähigkeit ab einer Tiefe von 10–15 km unterhalb des Pamir-Plateaus. Der spezifische Widerstand in diesem Gebiet liegt z. T. unterhalb von $1 \Omega\text{m}$. Unter Einbeziehung der Ergebnisse anderer geophysikalischer Studien interpretiere ich diese Zone als Ansammlung von teilweise geschmolzenen felsischen Gesteinen in mittlerer und möglicherweise unterer Kruste, mit einem Schmelzanteil zwischen 3 und 17%. Damit befinden sich große Gebiete der mittleren Kruste in einem sehr viskosen Zustand. Dies kann sowohl die Flachheit des Pamir-Plateaus als auch die gravitationsbedingte Extension der oberen Kruste in Randbereichen der Hochebene erklären, als auch die Möglichkeit von lateralen Fließbewegungen viskosen Materials im Zuge von krustaler Verkürzung („crustal flow“) erzeugen. Weiter nördlich bildet das kompakte, wenig verwitterte metamorphe Material der Muskol-Shatput-Dome des Zentralpamir eine Zone stark erhöhter Widerstände, deren Flanken möglicherweise Migrationskanäle für aufsteigende Tiefenfluide bilden. Solche Fluide können als Folge von Metamorphosereaktionen bei der südgerichteten Subduktion von krustalen Gesteinen unter den Pamir entstehen. Mehrere Zonen erhöhter Leitfähigkeit in Zentral- und Südpamir könnten mit der Migration und Akkumulation solcher Fluide zusammenhängen. Alle Suturzonen des Pamir und südlichen Tian Shan treten als Gebiete erhöhter Leitfähigkeit in oberer und mittlerer Kruste in Erscheinung. Sie bilden als z. T. reaktivierte krustale Schwächezonen Migrationspfade für Tiefenfluide und erlauben Oberflächenwasser das Vordringen in große Tiefen. So erscheint auch die obere Kruste des Alai-Tals als ein Bereich erhöhter Leitfähigkeit, der als Folge des propagierenden Pamir in hohem Maße von fluidesättigten Rissen und Störungszonen durchzogen ist. Die Rushan-Psart-Zone als Grenze zwischen zentralem und südlichem Pamir trennt gleichzeitig Gebiete mit heißer und kalter Kruste und damit unterschiedlichen Verformungsmechanismen voneinander.

Abstract

Many geodynamic processes governing intra-continental collisional orogeny are still unexplained and controversial. A key question is related to the state and dynamic behaviour of the lithosphere at different crustal levels while continental collision progresses. The Pamir-Tian Shan region at the north-western promontory of the India-Asia collision zone may be the best location to study such lithospheric deformation processes in situ. This work presents the crustal resistivity structure of the Pamir and Southern Tian Shan orogenic belts and their interpretation. Therefor magnetotelluric data were recorded at 178 sites along a roughly north-south trending, 350 km long corridor from the Pamir Plateau in southern Tajikistan across the Pamir frontal ranges, the Alai Valley and the south-western Tian Shan to the Kyrgyz part of the Fergana Basin.

One of the most intriguing features of the 2D and 3D inversion results is a laterally extended zone of high electrical conductivity below the Pamir Plateau, with resistivity below $1 \Omega\text{m}$, starting at a depth of approx. 10–15 km. Considering the results of other geophysical investigations, the high conductivity can be explained with the presence of partially molten felsic rocks at middle to lower crustal levels, assuming a melt ratio between 3 and 17 %. This would cause most of the middle crust to behave fluid-like and in turn explain the flatness of the Pamir Plateau, facilitate the gravitational collapse of the south-western margin of the Pamir Plateau and suggest crustal shortening driven by lateral flow of viscous mid-crustal material. Further north, the compact metamorphic rocks of the Muskol-Shatput Domes of the Central Pamir appear as a highly resistive structure, whereat its edges might bear pathways for rising magmatic and metamorphic fluids. Several zones of high conductivity in the middle and lower crust of Central and Northern Pamir likely record fluid release due to metamorphism associated with south-dipping active continental subduction of crustal material. All suture zones appear as electrically conductive in the upper and middle crust of the Pamir and Tian Shan. Sutures are zones of lithospheric weakness, which are prone to tectonic re-activation and facilitate fluid migration. The basin of the Alai Valley – sandwiched between the Pamir and Tian Shan – exhibits a generally conductive upper crust that bifurcates into two conductors at depth. One of them connects to the active Main Pamir Thrust, which is absorbing most of today's convergence between the Pamir and the Tian Shan. The Rushan-Pshart-Zone, which separates Central and Northern Pamir, likely separate hot, partially molten and ductile middle crust in the south from colder and less mobile crust in the north, which is influenced by metamorphic fluid migration from the material subducted underneath the Northern and Central Pamir.

Inhaltsverzeichnis

Kurzdarstellung	iv
Abstract	v
1 Einleitung	1
2 Grundlagen der Magnetotellurik	3
2.1 Überblick	3
2.2 Elektromagnetische Felder in der Magnetotellurik	4
2.2.1 Übertragungsfunktionen und Dimensionalität	6
2.3 Elektrischer Widerstand in der Erdkruste	10
2.3.1 Leitfähige Stoffe in der Erdkruste	11
2.3.2 Elektrischer Widerstand von Mehrphasensystemen	15
3 Geologie und Tektonik von Zentralasien	21
3.1 Geschichte und Struktur der Indien-Asien Kollisionszone	21
3.1.1 Gondwana, Indien und die Deformationsgeschichte	21
3.1.2 Gliederung und Dynamik der tibetischen Kruste	24
3.1.3 MT Messungen innerhalb der Indien-Asien-Kollisionszone	29
3.2 Pamir und Tian Shan – die Speerspitze der Kollision	33
3.2.1 Geologie des Pamir	34
3.2.2 Alai-Tal	37
3.2.3 Tian Shan und das Fergana-Becken	38
3.2.4 Geometrie der Pamir-Hindukusch-Subduktionszone(n)	39
4 Erhebung und Diskussion der MT-Daten	42
4.1 Das TIPAGE-Projekt - Übersicht	42
4.2 TIPAGE MT Daten	43
4.2.1 Instrumente und Messanordnung	45
4.2.2 Prozessieren der Zeitreihen	45
4.2.3 Übertragungsfunktionen	51
4.3 Dimensionalität und Streichwinkelanalyse	56
4.3.1 Skew Parameter	56
4.3.2 Streichwinkelanalyse	57
4.4 Diskussion	61
5 Modellierung	65
5.1 Allgemeines zur Inversion von MT Daten	65

5.2	2D-Inversion	68
5.2.1	Inversionsparameter	68
5.2.2	Inversion der Daten aller Stationen gleichzeitig	75
5.2.3	Abschnittweise Inversion: Zusammenfügen von Teilmodellen	77
5.2.4	Testen des hochauflösenden 2D-Modells	82
5.3	Topografieeffekte	86
5.4	3D Inversion	88
5.4.1	Regularisierung	89
5.4.2	Ergebnisse der 3D-Modellierung	91
5.4.3	Vergleich mit 2D-Modell, Datenanpassung und Résumé	95
6	Interpretation und Diskussion der Leitfähigkeitsverteilung	101
6.1	Seismologische und thermo-mechanische TIPAGE-Resultate	101
6.2	Plutonentstehung und/oder „crustal flow“ im südlichen Pamir	104
6.3	Suturzonen und Dome der oberen Kruste	111
6.4	Kontinentale Subduktion und Freisetzung von Fluiden	112
6.5	Das verschwindende Alai-Tal	114
6.6	Tian Shan	115
6.7	Zusammenfassung der Interpretationsergebnisse	115
7	Zusammenfassung der Arbeit	118
	Literaturverzeichnis	121
	Anhang	146
	Danksagung	153
	Erklärung	155

1 Einleitung

Die mächtigsten Gebirgsmassive, die höchsten Berge und größten Hochebenen der Welt entstehen als Folge einer kontinentalen Kollision. Im Zuge des „Biggest Crash on Earth“ kollidieren seit etwa 50 Millionen Jahren kontinentale Anteile der Indischen Platte mit dem eurasischen Kontinent (z. B. Kind und Yuan 2010). Die dabei stattfindenden Prozesse, die den Zustand und die Dynamik der Lithosphäre auf verschiedenen Skalen beeinflussen und steuern, gehören zu den am wenigsten verstandenen Bereichen der modernen Geodynamikforschung. In den vergangenen Jahrzehnten haben eine Vielzahl an geophysikalischen und geologischen Forschungsvorhaben im zentralen und östlichen Bereich der Indien-Asien-Kollisionszone einige der offenen Fragen beantwortet (z. B. Nelson et al. 1996, Tapponnier et al. 2001, Tilmann et al. 2003, Hatzfeld und Molnar 2010, Unsworth 2010). Dabei gewonnene Erkenntnisse prägen unser Verständnis von kontinentalen Kollisionsprozessen, gleichzeitig wurden neue Fragen aufgeworfen. Die meisten offenen Fragen beziehen sich auf den physikalischen Zustand und die damit verbundenen mechanischen Eigenschaften von Gesteinen in verschiedenen Ebenen der Lithosphäre während eines aktiven Kollisionsprozesses. Die Gebirge des Pamir und des Tian Shan an der nordwestlichen „Speerspitze“ der Indien-Asien-Kollisionszone sind Gebiete, die hervorragend dafür geeignet sind, Deformationsprozesse der Lithosphäre im Zuge einer aktiven Kollision zu studieren. Die gewaltigen Bergmassive und das Hochplateau entstanden durch eine Verkürzung der Kruste, die die gleiche Größenordnung hat, wie die der östlich angrenzenden Himalaja-Tibet-Gebiete (Molnar und Tapponnier 1975). Zusätzlich absorbiert der Pamir die höchste Verformungsrate auf der kürzesten Entfernung innerhalb der gesamten Indien-Asien-Kollisionszone (Reigber et al. 2001, Mohadjer et al. 2010, Zubovich et al. 2010, Ischuk et al. 2013). Die Tian-Shan-Pamir-Hindukusch-Zone enthält eine der tiefsten aktiven kontinentalen Subduktionszonen der Welt, die mit dem aktivsten Gebiet intra-kontinentaler mitteltiefer Seismizität verbunden ist (Chatelain et al. 1980, Hamburger et al. 1992, Burtman und Molnar 1993, Fan et al. 1994, Pegler und Das 1998, Negredo et al. 2007, Schneider et al. 2013, Sippl et al. 2013a).

Das Projekt „Tien Shan – Pamir Geodynamic Program“ (TIPAGE), in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit entstanden ist, versucht einige der bedeutendsten offenen Fragen der Geodynamik intrakontinentaler Orogene durch die multidisziplinäre Analyse der Region des Pamir und des südlichen Tian Shan zu beantworten. Im Vergleich zu angrenzenden Himalaja-Tibet-Orogenen erfuhr dieses Gebiet in den letzten Jahrzehnten keine bedeutende geophysikalische Erforschung. Im Rahmen von TIPAGE werden verschiedene geowissenschaftliche Methoden kombiniert. Das Projekt umfasst u. a. strukturgeologische Untersuchungen (Schmidt et al. 2011, Stübner et al. 2013a,b, Stearns et al. 2013) thermo-mechanische Modellierung (Tympel und Sobolev 2013), seismologische Studien (Mechie et al. 2012, Sippl et al. 2013a,b, Schneider

et al. 2013) und magnetotellurische Messungen auf dem Gebiet von Kirgistan und Tadschikistan. Die magnetotellurische Komponente des TIPAGE-Projektes ist Thema der vorliegenden Arbeit.

Magnetotellurik kann die Verteilung elektrischer Leitfähigkeit des Untergrundes im lithosphärischen Maßstab abbilden. Dabei spielen Bereiche erhöhter Leitfähigkeit in der Kruste und im oberen Mantel eine besondere Rolle, denn sie sind oft mit erhöhter Temperatur und/oder dem Auftreten von Fluiden verbunden (Haak und Hutton 1986, Jones 1992). Fluide sind zusammen mit der Temperaturverteilung zwei der wichtigsten Parameter der globalen tektonischen Prozesse in der Lithosphäre, denn sie haben dramatischen Einfluss auf die physikalischen Eigenschaften und damit auf die Art der Verformung von Gesteinen auf allen Ebenen (z. B. Beaumont et al. 2001, Klemperer 2006, Arora et al. 2007, Rosenberg et al. 2007). Die große Bedeutung von Wasser für ozeanische Subduktionsprozesse ist Gegenstand intensiver Forschung (z. B. Regenauer-Lieb et al. 2001, Hacker 2008, Worzewski et al. 2010, John et al. 2012). Wasser und dessen Freisetzung oder Bindung bei Gesteinsmetamorphoseprozessen spielt aber auch bei kontinentaler Subduktion eine entscheidende Rolle (Gao und Klemd 2001, Li et al. 2004, Liou et al. 2004, Jolivet et al. 2005, Zheng 2012).

Magnetotellurische und seismologische Studien der Himalaja-Tibet-Region führten zu der Entdeckung großer Gebiete erhöhter Leitfähigkeit und niedriger seismischer Geschwindigkeiten in Tiefen der mittleren Kruste. Sie werden als Ansammlungen erheblicher Mengen freier wässriger Fluide und/oder Gesteinsschmelzen als Folge von Metamorphoseprozessen und erhöhten Temperaturen der Kruste interpretiert (z. B. Übersicht in Unsworth 2010, Berdichevsky et al. 2010, Xiao et al. 2011). Einige dieser Zonen können mit Fließbewegungen viskosen Krustenmaterials in Tiefen der mittleren Kruste über viele Hunderte Kilometer zusammenhängen. Damit wird auf entscheidende Weise die Geodynamik von Plateautentstehung und die Massenbilanz bei krustaler Verkürzung beeinflusst (z. B. Clark und Royden 2000, Bai et al. 2010). Die geophysikalische Erforschung von kontinentalen Kollisionszonen, speziell in Schlüsselregionen wie den Orogenen des Pamir und Tian Shan, liefert wichtige Informationen für das Verständnis von Geodynamikprozessen in aktiven kontinentalen Regionen. Magnetotellurische Untersuchungen sind dabei die Grundlage für die Analyse der Verteilung der bedeutenden Parameter Fluide und Temperatur in oberer, mittlerer und unterer Kruste.

Bei der Präsentation der magnetotellurischen Resultate von TIPAGE stelle ich in Kapitel 2 die physikalischen und petrologischen Grundlagen der Magnetotellurik vor. Kapitel 3 gibt einen Überblick über die tektonische Entwicklung, die wichtigsten geologischen Einheiten sowie über bereits veröffentlichte geophysikalische Messungen innerhalb der Indien-Asien-Kollisionszone. Kapitel 4 erklärt die magnetotellurischen Daten: dazu gehört die Beschreibung der Messprozedur und die wichtigsten Schritte bei der Prozessierung und Analyse der Messergebnisse. Der Weg von den Daten zu Leitfähigkeitsmodellen des Untergrundes – die Inversion magnetotellurischer TIPAGE-Daten – ist Thema des Kapitels 5. Das Kapitel 6 stellt geologisch-tektonische Interpretationen der Leitfähigkeitsverteilung im Pamir und Tian Shan vor, die in Kapitel 7 gemeinsam mit weiteren Erkenntnissen der Arbeit zusammengefasst werden.

2 Grundlagen der Magnetotellurik

2.1 Überblick

Magnetotellurik* (MT) ist eine passive geophysikalische Methode zur Untersuchung elektrischer Leitfähigkeit in der Erdkruste und dem oberen Erdmantel. Sie wurde erstmals von [Tikhonov \(1950\)](#), [Rikitake \(1951\)](#) und [Cagniard \(1953\)](#) weitgehend unabhängig voneinander vorgestellt und basiert auf elektromagnetischer Induktion innerhalb der Erde, verursacht durch das magnetische Wechselfeld der Atmosphäre.

Elektromagnetische Felder breiten sich in nicht-ionisierter Luft als Wellen nahezu ungedämpft aus. Bei Eindringen in die dielektrische Erde verlieren sie in Abhängigkeit von ihrer Frequenz und der Leitfähigkeit des Untergrundes mit der Tiefe an Energie; dabei überwiegt die Diffusion gegenüber der Wellenausbreitung. Das Frequenzspektrum des elektromagnetischen Wechselfeldes, das bei MT-Messungen untersucht wird, umfasst etwa den Bereich von 10^{-4} bis 10^4 Hz. Der niederfrequente Anteil entsteht durch Wechselwirkungen von Sonnenwindpartikeln mit dem stationären Erdmagnetfeld und Gasen der Erdatmosphäre, die höherfrequenten Feldanteile werden durch Blitze der globalen Gewitteraktivität verursacht. In leitfähigen Erdstrukturen werden durch die diffundierenden elektromagnetischen Wechselfelder elektrische Ströme induziert. Die resultierenden elektromagnetischen Sekundärfelder können an der Erdoberfläche detektiert werden, wobei das Verhältnis des primären zum sekundären Feld Informationen über die Verteilung der Leitfähigkeit im Untergrund trägt. Die Beziehung zwischen Frequenz und Eindringtiefe erlaubt eine Abschätzung der Tiefe, aus der die Information stammt. In der Praxis werden durch MT-Stationen die Variationen natürlicher magnetischer und elektrischer Felder an unterschiedlichen Orten in zueinander orthogonalen Raumrichtungen über einen Zeitraum von mehreren Tagen oder einigen Wochen aufgezeichnet. Das MT-Prinzip ist in der Abbildung [2.1.1](#) schematisch veranschaulicht. Aus den gemessenen Zeitreihen werden im Frequenzbereich Verhältnisse von elektromagnetischen Feldkomponenten gebildet. Diese Verhältnisse bilden die Datenbasis in der Magnetotellurik. Das gesuchte Modell der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund kann durch die iterative Anpassung der Messdaten in einem Wechsel aus Vorwärts- und Inversionsrechnungen erstellt werden.

In dem vorliegenden Kapitel werden die methodischen Grundlagen sowie einige Aspekte der elektrischen Leitfähigkeit von Erdkrustenmaterialien kurz vorgestellt. Zahlreiche Publikationen befassen sich sehr ausführlich mit der Magnetotellurik (z. B. [Simpson und Bahr 2005](#), [Chave und Jones 2012](#)) sowie der elektrischen Leitfähigkeit von Gesteinen (z. B. [Olhoeft 1981](#), [Nover 2005](#)). Für eine detailliertere Darstellung verweise ich auf diese Veröffentlichungen.

* Tellus (lateinisch „Erde“): in der römischen Mythologie die Gottheit der Erde

1. Die Quellen der verwendeten elektromagnetischen Felder befinden sich weit entfernt vom Beobachtungsort und der Leitfähigkeitskontrast zwischen Luft und Erde ist sehr groß. Somit können entstehende elektromagnetische Wellen als ebene Wellen betrachtet werden, deren Diffusionsrichtung innerhalb der Erde senkrecht zur Erdoberfläche ausgerichtet ist. Lediglich in Äquator- und Polnähe werden diese Forderungen wegen komplizierter polarer und äquatorialer Elektrojet-Geometrien verletzt.
2. Freie Raumladungen innerhalb der Erde können vernachlässigt werden: $\rho_{el} = \nabla \cdot \vec{D} = 0$. Trotzdem kommt es in der Realität manchmal zu Ansammlungen von Ladungen an Diskontinuitäten. Dieser nicht-induktive Effekt wird als „static shift“ oder „galvanic distortion“ bezeichnet und stellt bei ungünstigen Bedingungen ein erhebliches Problem bei MT-Messungen dar.
3. Verschiebungsströme $\partial \vec{D} / \partial t$ sind gegenüber den Leitungsströmen \vec{J}_l vernachlässigbar, weil bei den in Magnetotellurik gebräuchlichen Frequenzen ω (etwa 10^{-4} bis $10^4 \frac{1}{s}$) und den in der Erde vorkommenden Leitfähigkeiten σ (etwa 10^{-5} bis $10^2 \frac{A}{Vm}$) gilt $\sigma \gg \varepsilon_0 \omega$ ($\varepsilon_0 \approx 8,854 \cdot 10^{-12} \frac{As}{Vm}$). Darum dominiert die Diffusion der Felder gegenüber der Wellenausbreitung im Erdinneren.
4. Elektrische Permittivität ε und magnetische Permeabilität μ können als konstant, skalar und frequenzunabhängig angenommen werden. Bei MT-Bedingungen sind ihre Variationen im Vergleich zu Änderungen der Leitfähigkeit im Erdinneren vernachlässigbar: $\mu = \mu_0 \mu_r \approx \mu_0$; $\varepsilon = \varepsilon_0 \varepsilon_r \approx \varepsilon_0$.

Zusammen mit Materialgleichungen für isotrope lineare Medien und dem Ohmschen Gesetz

$$\vec{D} = \varepsilon \vec{E} \qquad \vec{H} = \frac{1}{\mu} \vec{B} \qquad \vec{J} = \sigma \cdot \vec{E} \qquad (2.2.3)$$

können die Maxwellgleichungen unter Beachtung der beschriebenen Annahmen sowie sich nur in vertikaler Richtung ändernden Leitfähigkeit in der Erde mittels Beziehungen aus der Vektoranalysis* zu folgenden Diffusionsgleichungen umgeformt werden:

$$\nabla^2 \vec{B} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \qquad \nabla^2 \vec{E} - \mu_0 \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 . \qquad (2.2.4)$$

Wählt man nun eine harmonische Zeitabhängigkeit beider Felder

$$\vec{F} \propto e^{i\omega t}, \quad \vec{F} \in \{\vec{B}; \vec{E}\} , \qquad (2.2.5)$$

erhält man eine vereinfachte Form der Helmholtz-Gleichung, die den Diffusionsprozess elektromagnetischer Felder in einem leitfähigen Medium beschreibt:

$$\nabla^2 \vec{F} = i\mu\sigma\omega \vec{F} = k^2 \vec{F}, \quad \vec{F} \in \{\vec{B}; \vec{E}\} . \qquad (2.2.6)$$

* für jedes Vektorfeld \vec{F} gilt: $\nabla \times (\nabla \times \vec{F}) = \nabla(\nabla \cdot \vec{F}) - \nabla^2 \vec{F}$

Aus dem Realteil der komplexen Wellenzahl $k = \sqrt{i\mu\sigma\omega} = \sqrt{\mu\sigma\omega/2} + i\sqrt{\mu\sigma\omega/2}$ lässt sich die *Eindringtiefe* oder *Skintiefe* δ ableiten. Sie gibt die Tiefe an, in der die Amplitude des elektromagnetischen Feldes der Frequenz ω in einen homogenem Halbraum der Leitfähigkeit σ auf $1/e$ ($\approx 37\%$) ihres Wertes an der Oberfläche abgeklungen ist:

$$\delta(\omega) = 1/\operatorname{Re}(k(\omega)) = \sqrt{2/\mu\sigma\omega} . \quad (2.2.7)$$

2.2.1 Übertragungsfunktionen und Dimensionalität

Als Übertragungsfunktionen werden in der Magnetotellurik frequenzabhängige Größen bezeichnet, die die Übertragung elektromagnetischer Feldenergie zwischen verschiedenen Feldkomponenten im Untergrund beschreiben und so Informationen über die Verteilung des elektrischen Widerstandes in der Erde beinhalten.

Impedanz sowie scheinbarer spezifischer Widerstand und Phase

Im Folgenden wird das Konzept der Impedanz als Übertragungsfunktion anhand des einfachsten Beispiels eines homogenen Halbraumes skizziert. In diesem Fall gilt im Untergrund* für $z > 0$: $\vec{E} = \vec{E}(z) = \vec{E}_0 e^{-kz+i\omega t}$, $\sigma(z) = \text{konst.}$, $k = k(\omega)$. Dann vereinfacht sich die \vec{E} -Rotation aus Gl. 2.2.2 zu:

$$\nabla \times \vec{E} = \left(-\frac{\partial E_y}{\partial z} \cdot \vec{e}_x + \frac{\partial E_x}{\partial z} \cdot \vec{e}_y + 0 \cdot \vec{e}_z \right) = (kE_y \cdot \vec{e}_x - kE_x \cdot \vec{e}_y) . \quad (2.2.8)$$

Wegen der angenommenen harmonischen Zeitabhängigkeit (Gl. 2.2.5) gilt außerdem:

$$-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = -i\omega \vec{B} = (-i\omega B_x \cdot \vec{e}_x - i\omega B_y \cdot \vec{e}_y - i\omega B_z \cdot \vec{e}_z) . \quad (2.2.9)$$

Der Vergleich von Gl. 2.2.8 und Gl. 2.2.9 ergibt sofort folgende Zusammenhänge für elektrische und magnetische Felder:

$$kE_y = -i\omega B_x \qquad -kE_x = -i\omega B_y \quad (2.2.10)$$

Das Verhältnis von orthogonalen Komponenten horizontaler elektrischer und magnetischer Felder wird als **magnetotellurische Impedanz** Z bezeichnet:

$$Z_{xy} = -Z_{yx} := \frac{E_x}{B_y} = -\frac{E_y}{B_x} = \frac{i\omega}{k} = \sqrt{\frac{\omega}{\mu\sigma}} \sqrt{i} . \quad (2.2.11)$$

In dem hier dargestellten Spezialfall des homogenen Halbraumes lässt sich aus dem Betrag der Impedanz direkt der spezifische Widerstand des Untergrundes $\rho = 1/\sigma$ ermitteln:

$$\rho = \frac{\mu}{\omega} |Z_{xy}|^2 . \quad (2.2.12)$$

* (x, y, z) bezeichnen die Komponenten eines kartesischen Koordinatensystems, bei dem die positive z -Richtung nach unten senkrecht zur (flachen) Erdoberfläche zeigt

Lässt man nun die Beschränkung auf einen homogenen Halbraum fallen, ergibt sich durch ähnliche Überlegungen wie in dem eben dargestellten Beispiel der **magnetotellurische Impedanztensor** \mathbf{Z} allgemein als ein Tensor 2. Stufe, der die horizontalen elektrischen und magnetischen Felder miteinander verknüpft und so die Übertragung der magnetischen Feldenergie zu elektrischen Feldern in der x - y -Ebene durch Induktionsvorgänge im Erdinneren beschreibt:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} ; \text{ oder: } Z_{ij} = \frac{E_i}{B_j}, \text{ mit } i, j \in \{x, y\} . \quad (2.2.13)$$

Der *scheinbare spezifische Widerstand* $\rho_a(\omega)$ wird nun in Analogie zu Gl. 2.2.12 als der *Mittelwert* des spezifische Widerstand des vom Feld der Frequenz ω durchdrungenen Volumens definiert (festgelegt durch die Eindringtiefe $\delta(\omega)$ in Gl. 2.2.7):

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{\mu}{\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 . \quad (2.2.14)$$

Da $Z_{ij} = |Z_{ij}| e^{i\varphi}$ eine komplexe Größe ist, kann eine Phase φ betrachtet werden:

$$\varphi_{ij}(\omega) = \arctan \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \right) . \quad (2.2.15)$$

Der scheinbare spezifische Widerstand und die Phase der Impedanz enthalten zusammen dieselbe Information über den Untergrund wie die Impedanz. Aufgrund der besseren Anschaulichkeit und der Unempfindlichkeit der Phase gegenüber „*static shift*“-Effekten (Erklärung auf S. 9) werden diese Größen meistens zur Darstellung gegenüber den Impedanzen bevorzugt. Die Frequenz- und damit Tiefenabhängigkeit der Impedanz und der daraus abgeleiteten Größen ρ_a und φ bildet die Grundlage für die magnetotellurische Tiefensondierung.

Die magnetischen Übertragungsfunktionen

An lateralen Leitfähigkeitsänderungen von einer Ausdehnung in der Größenordnung der Eindringtiefe und darüber hinaus wird ein Teil der Energie horizontaler Magnetfelder in eine vertikale Magnetfeldkomponente umgewandelt. Das Verhältnis der vertikalen Magnetfeldkomponente zu horizontalen Anteilen des Magnetfeldes enthält Informationen über die Lage und Größe von vertikalen Leitfähigkeitskontrasten im Untergrund. Dieses Verhältnis wird als *magnetische Übertragungsfunktion* \vec{T} bezeichnet (engl. „vertical magnetic transfer function“, VMTF) und ist folgendermaßen als ein Vektor mit zwei Komponenten T_x und T_y definiert:

$$B_z = \vec{T} \cdot \vec{B} = T_x B_x + T_y B_y . \quad (2.2.16)$$

Der Betrag des Vektors \vec{T} hängt direkt mit der Intensität des Leitfähigkeitskontrastes zusammen. Die Richtung der Vektoren aus Real- und Imaginärkomponenten von T_x und T_y hängt mit der Richtung des Stromflusses und damit mit der Ausrichtung des Leitfähigkeitskontrastes im Untergrund zusammen. Verschiedene Konventionen zur

Darstellung von \vec{T} werden in Abschnitt 4.2.3 auf Seite 54 vorgestellt. Die magnetischen Übertragungsfunktionen T_x und T_y können neben der Impedanz als wertvolle Größen zur Bestimmung der Dimensionalität und Streichrichtung der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund verwendet werden.

Dimensionalität des Untergrundes, TE und TM Mode

Für spezielle Dimensionalität (1D, 2D oder 3D) des Untergrundes vereinfachen sich Gleichungen 2.2.13 und 2.2.16 u. U. erheblich. Es gelten dann folgende Beziehungen für die Komponenten des Impedanztensors und die magnetischen Übertragungsfunktionen:

1D-UNTERGRUND $\sigma = \sigma(z)$:

$$Z_{xy} = -Z_{yx} \quad Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad T_x = T_y = 0 \quad (2.2.17)$$

2D-UNTERGRUND $\sigma = \sigma(y, z)$:

$$|Z_{xy}| \neq |Z_{yx}| \quad Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad T_x = 0, T_y \neq 0 \quad (2.2.18)$$

3D-UNTERGRUND $\sigma = \sigma(x, y, z)$:

$$|Z_{xy}| \neq |Z_{yx}| \quad Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq 0 \quad T_x \neq T_y \neq 0 \quad (2.2.19)$$

Ein großer Teil dieser Arbeit beschäftigt sich mit Annahmen von zweidimensionalen Leitfähigkeitsverteilungen. Daher möchte ich einen weiteren Aspekt von Übertragungsfunktionen eines 2D-Untergrundes erwähnen, die sogenannten *TE-* und *TM-Mode*. Definiert man die x -Richtung in Richtung des Streichens, d. h. parallel zu den lateralen Leitfähigkeitskontrasten, gilt $\sigma = \sigma(y, z)$. In diesem Fall stellt man beim Bilden der Ableitungen analog zu der für den homogenen Halbraum skizzierten Herleitung (Gleichungen 2.2.8 bis 2.2.11) fest, dass sich zwei voneinander unabhängige Gleichungssysteme bilden. Das erste Gleichungssystem beschreibt die Beziehungen der Komponenten E_x , B_y und B_z und wird „*transverse electric*“, *TE-Mode* oder \vec{E} -*Polarisation* genannt. Die genannten Feldkomponenten werden durch Ströme gebildet (und vice versa), die in x -Richtung parallel zum Streichen fließen. Das zweite Gleichungssystem enthält nur die Komponenten B_x , E_y und E_z und beschreibt den Stromfluss senkrecht zum Streichen, also in y -Richtung. Es wird als „*transverse magnetic*“, *TM-Mode* oder \vec{B} -*Polarisation* bezeichnet.

Liegt ein Impedanztensor, der eine 2D-Umgebung beschreibt, in dem eben beschriebenen Koordinatensystem des Streichens vor, kann die Z_{xy} -Komponente mit der TE-Mode und die Z_{yx} -Komponente mit der TM-Mode assoziiert werden:

$$\begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \Leftrightarrow \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{pmatrix}. \quad (2.2.20)$$

Entsprechend können auch die scheinbaren spezifischen Widerstände und Phasen, die aus Z_{xy} oder Z_{yx} berechnet werden, als ρ_{aTE} , φ_{TE} , ρ_{aTM} und φ_{TM} bezeichnet werden.

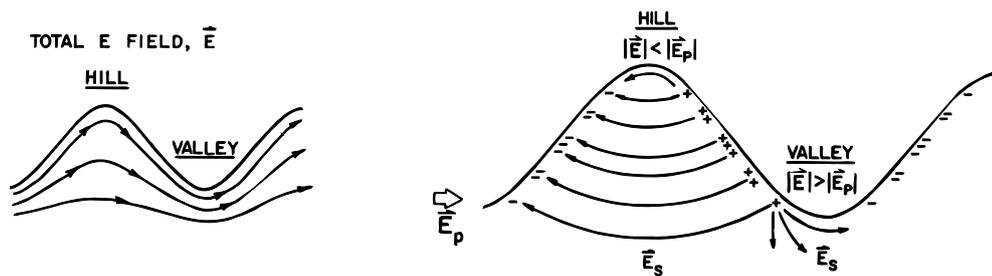


Abbildung 2.2.1: Einfluss der Topografie auf die Verteilung elektrischer Felder im Untergrund, Abb. aus Jiracek (1990). Linkes Bild: Feldlinien werden an Bergen auseinandergezogen und in Tälern gestaucht. Rechtes Bild: Ladungsansammlungen an Flächen großer Topografiegradienten führen zu statischen Ladungsansammlungen und zu „galvanic distortion“-Effekten.

Static Shift oder Galvanic Distortion

Leitfähigkeitskontraste nahe der Oberfläche, deren Ausdehnung deutlich kleiner als die Eindringtiefe δ (Gl. 2.2.7) der verwendeten Felder ist, treten nicht als eine induktive Quelle in Erscheinung. Entlang der Leitfähigkeitsgrenzflächen kommt es jedoch zu statischen Ladungsansammlungen, die die Annahme 2 auf Seite 5 für die Herleitung der Übertragungsfunktionen verletzen. Das elektrische Feld dieser Ladungsansammlungen überlagert die induktiven sekundären \vec{E} -Felder, die zur Berechnung der Impedanz verwendet werden. Dieser Effekt wird „galvanic distortion“ oder „static shift“ genannt und stellt ein schwerwiegendes, aber wohlbekanntes Problem innerhalb der MT-Methode dar (z. B. Jiracek 1990). Wegen ihrer Kleinräumigkeit können die verursachenden Anomalien kaum in den Leitfähigkeitsmodellen berücksichtigt werden. Die Beeinflussung der Impedanzwerte wirkt sich jedoch direkt auf die Modellierung aus und kann zu Fehlern in der Rekonstruktion von großräumigen, induktiv wirksamen Strukturen führen. Bei $\rho_a(\omega)$ -Kurven bewirkt „static shift“ eine parallele Verschiebung der Widerstandswerte entlang der ρ_a -Achse (vgl. Verlauf der ρ_{axy} - und ρ_{ayx} -Kurven in Abb. 4.2.7 auf S. 53). Die Phase φ sowie die magnetischen Übertragungsfunktionen T_x und T_y bleiben jedoch unbeeinflusst. Eine verbreitete Vorgehensweise in der Praxis bei Verdacht auf „static shift“ ist es, auf einen Teil Information aus den $\rho_a(\omega)$ -Werten durch unterschiedliche Gewichtung der Komponenten zu verzichten und sich stattdessen auf das Finden eines Leitfähigkeitsmodells zu konzentrieren, dass die gemessenen φ und \vec{T} gut erklären kann (vgl. Abschnitt 5 zur Dateninversion).

Topografieeffekte

Starke Gradienten in der Oberflächentopografie haben ebenfalls Einfluss auf magnetotellurische Übertragungsfunktionen. An konvexen Strukturen (Berge) werden elektromagnetische Feldlinien auseinandergezogen und an konkaven Oberflächen (Täler) gestaucht. Das führt zu unterschiedlichen Potenzialdifferenzen an konvexen und konkaven Oberflächen (Abb. 2.2.1, linkes Bild). Widerstände unterhalb konkaver Oberflächen werden daher generell unterschätzt, unterhalb konvexer Oberflächen dagegen

überschätzt. Bei kleinräumigen Topografien können sich an der Oberfläche Ladungsansammlungen bilden, die als galvanische Aufladungen die sekundären \vec{E} -Felder stören und zu „galvanic distortion“-Effekten führen (Abb. 2.2.1, rechtes Bild). Größere Topografiestrukturen werden induktiv wirksam, indem z. B. Ströme in Tälern konzentriert werden. Die induktive Auswirkung der Topografie auf MT-Daten kann modelliert und bei der Bestimmung der Leitfähigkeitsverteilung berücksichtigt werden.

2.3 Elektrischer Widerstand in der Erdkruste

Die elektrische Leitfähigkeit σ oder ihr Kehrwert, der spezifische elektrische Widerstand ρ , kann in der Erdkruste enormen Schwankungen unterworfen sein. Typische Werte für ρ reichen von Größenordnungen unterhalb von $0,1 \Omega\text{m}$ in Bereichen mit gut vernetzten leitfähigen Fluiden oder großflächigen Ansammlungen von leitfähigen Mineralen, sie können aber auch weit oberhalb von $100.000 \Omega\text{m}$ liegen bei kristallinen kratonischen Gesteinen in oberer Kruste (Haak und Hutton 1986). Abbildung 2.3.1 gibt eine Übersicht über die Bereiche, die der spezifische Widerstand oder die Leitfähigkeit verschiedener Materialklassen in der Erdkruste annehmen können.* Im Allgemeinen leiten Sedimentgesteine den elektrischen Strom besser als metamorphe Gesteine, und diese wiederum meistens besser als magmatische Gesteine. Man kann z. B. bei MT-Messungen in Sedimentbecken oft zwischen leitfähigen Sedimenten und dem schlechter leitenden kristallinen „Basement“ unterscheiden (z. B. Brasse und Eydam 2008). Da sich jedoch die möglichen Leitfähigkeiten der einzelnen Gesteinsklassen stark überlagern, sind zusätzliche Informationen über den Untergrund insbesondere in geologisch komplizierteren Regionen wichtig, um Leitfähigkeitsmodelle in Hinblick auf die Gesteinsarten interpretieren zu können.

Ein Gestein besteht oft aus mehreren Komponenten (Phasen), die sehr unterschiedliche Leitfähigkeiten aufweisen können. Der eigentliche Gesteinskörper (Gesteinsmatrix) hat oft einen hohen elektrischen Widerstand. Bereits bei geringen Konzentrationen einer zweiten leitfähigen, zusammenhängenden Phase kann sich jedoch der Gesamtwiderstand eines Gesteinvolumens stark verändern. Die Leitfähigkeit und Vernetztheit dieser Phase bestimmt dann maßgebend die Gesamtleitfähigkeit des 2-Phasensystems und wird nachfolgend in Abschnitt 2.3.1 näher beleuchtet. Bei der Interpretation von magnetotellurischen Modellen geht man im Fall von leitfähigen Anomalien somit meistens von der Vorstellung einer schlecht leitenden Gesteinsmatrix aus, die von einer hochleitenden Phase durchzogen ist. Gebiete mit hohem Widerstand werden entsprechend meist als Fehlen einer solchen zusammenhängenden Phase gedeutet.

Die Temperatur spielt ebenso eine wichtige Rolle für die Leitfähigkeit eines Festkörpers auf allen Längenskalen. Die meisten festen Materialien der Erdkruste können als

* Bei der Darstellung und Diskussion von MT-Modellen wird meistens der spezifische elektrische Widerstand ρ mit der Einheit Ohm-Meter (Ωm) verwendet. Im Sprachgebrauch, zur besseren Handhabung der Zahlenwerte niedrigerer Widerstände $\rho < 1 \dots 0,1 \Omega\text{m}$ und wegen der *Leitungsvorgänge*, um die es sich handelt, wird oft die elektrische Leitfähigkeit $\sigma = 1/\rho$ mit der Einheit Siemens pro Meter ($1 \text{ Sm}^{-1} = 1 \Omega^{-1}\text{m}^{-1}$) herangezogen.

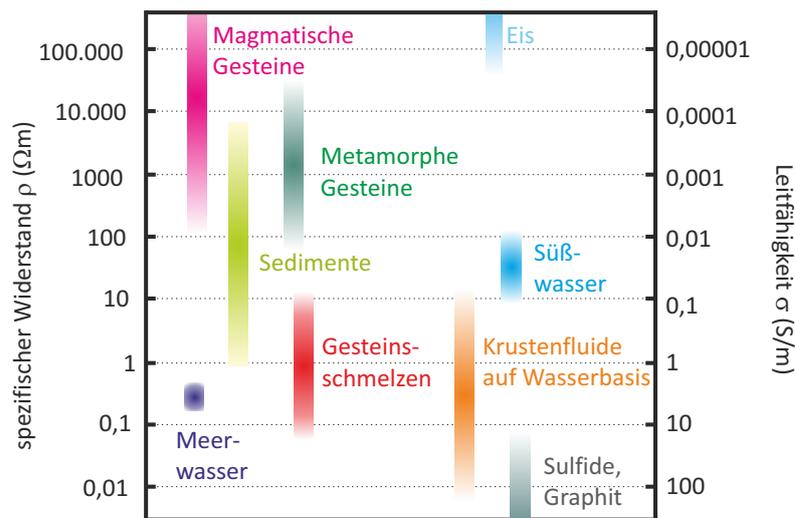


Abbildung 2.3.1: Übersicht über die Bereiche, die der spezifische elektrische Widerstand sowie die Leitfähigkeit von typischen Materialklassen der Erdkruste annehmen kann. Die Variationsbreite beträgt mehr als sieben Größenordnungen. Werte aus Haak und Hutton (1986), Simpson und Bahr (2005), Chave und Jones (2012); Abbildung modifiziert nach Brasse (2010).

Halbleiter angesehen werden und weisen somit eine Temperaturabhängigkeit nach dem Arrhenius-Gesetz auf: $\sigma \propto \exp(-1/T)$. Daneben kann es unter erhöhten Druck- und Temperaturbedingungen zur Bildung leitfähiger Schmelzphasen kommen (s. Abschnitt zu Schmelzen in 2.3.1). Ohne Phasenveränderungen beeinflusst der Druck die Leitfähigkeit typischer Erdkrustengesteine jedoch nur geringfügig. Somit ist die thermische Struktur der Erdkruste ein wichtiger Parameter für Leitfähigkeitsverteilung (Chave und Jones 2012).

2.3.1 Leitfähige Stoffe in der Erdkruste

Leitfähige Materialien in der Erdkruste sind im Wesentlichen drei Stoffklassen zuzuordnen:

- hochleitende Minerale (z. B. Grafit oder Sulfide)
- saline Fluide auf Wasserbasis
- (partielle) Gesteinsschmelzen

Welche dieser Phasen (und/oder welche Kombinationen) bei der Interpretation eines Leitfähigkeitsmodells in Frage kommen, hängt von der Tiefe und von zusätzlichen Informationen über das untersuchte Gebiet ab.

Leitfähige Minerale

Leitfähige Minerale, z. B. Kohlenstoffansammlungen oder metallische Erze, können durch elektronischen Ladungstransport zu sehr geringen elektrischen Widerständen in der Erdkruste führen.

Durch exhumierte Tiefengesteine (Jödicke et al. 2004) und Tiefbohrungen (ELEKTB Group 1997) ist das Auftreten von zusammenhängenden leitfähigen Kohlenstoffstrukturen in allen Krustenebenen nachgewiesen worden. Durch chemische Reaktionen der Gesteinsminerale mit kohlenstoffhaltigen Fluiden (Luque del Villar et al. 1998, Huff und Nabelek 2007) oder durch Metamorphose von organischem Material (Buseck und Huang 1985) kann es in der Kruste zur Bildung großflächig vernetzter Grafitsschichten (z. B. Mareschal et al. 1992) oder auch isotroper Kohlenstoffansammlungen (Duba et al. 1988) kommen. Für natürliche Kohlenstoffvorkommen werden Leitfähigkeitswerte zwischen $0,5 \cdot 10^5$ und $2 \cdot 10^5$ S/m angegeben (Duba und Shankland 1982).

Während die Leitfähigkeit von Grafit wenig durch Druck und Temperatur beeinflusst wird (Duba et al. 1988), ist die Bildung von Grafit nur unter bestimmten Bedingungen gewährleistet. Bei konstanter chemischer Umgebung fördert eine Druckerhöhung oder eine Temperaturerniedrigung die Grafitentstehung (Monteiro Santos et al. 2002). Die meisten Autoren sehen in der Abkühlung der Kruste den effektivsten Mechanismus zur Bildung von Grafit für eine Vielzahl von geologischen Systemen (Pearson et al. 1994, Luque del Villar et al. 1998, Luque und Rodas 1999, Huizenga 2011). Selbstverständlich sind die wichtigsten Voraussetzungen das Vorhandensein und der Nachschub von ausreichend Kohlenstoff aus organischen Verbindungen und/oder Fluiden. Eine mögliche Quelle bildet niedrig-kristalliner, nicht vernetzter Kohlenstoff, der bei mittleren Temperaturen und niedrigen Drücken in Lösung geht und an anderer Stelle als Grafit ausfallen kann (Monteiro Santos et al. 2002, Frezzotti et al. 2011, Luque et al. 2012). Dieser Mechanismus ist vermutlich für die Grafitanreicherung entlang von tektonischen Störzonen in der oberen Kruste verantwortlich (Ritter et al. 1999), da dafür ein hoher und lokalisierter Durchsatz von kohlenstoffhaltigen Fluiden unter moderaten p - T -Bedingungen notwendig ist (ELEKTB Group 1997). Dabei kommt es zur Umformung von nicht zusammenhängenden Kohlenstoffansammlungen, die kaum Auswirkung auf die elektrische Gesamtleitfähigkeit des Systems haben, zu vernetzten hochleitenden Grafitnetzwerken, die mit MT detektiert werden können.

Eine andere Kohlenstoffquelle zur Grafitbildung sind kohlenstoffreiche *Tiefenfluide* ($\text{CO}_2 - \text{CH}_4 - \text{H}_2\text{O}$), die in engem Zusammenhang mit vielen Metamorphosevorgängen von kontinentalen Gesteinen in mittlerer und unterer Kruste sowie in oberem Mantel entstehen (z. B. Glassley 1982, Newton 1989, Manning et al. 2013). Je nach Mobilität dieser Fluide kommt es auch in großen Tiefen zur Ausbildung von massiven Grafitvolumen in Form von Venen (Barrenechea et al. 2009). Meistens entstehen jedoch sehr dünne, aber weiträumig vernetzte Grafitsschichten durch Reaktionen an Grenzflächen von Mineralkörnern. Dabei reicht schon ein sehr kleiner Volumenanteil an Kohlenstoff von 0,001 bis 0,1 %, um die Gesamtleitfähigkeit in einem Gebiet um viele Größenordnungen auf etwa 0,5 bis 1 S/m zu erhöhen (Duba und Shankland 1982).

Neben der Grafitentstehung durch Ausfällen von Kohlenstoff aus Fluiden existiert auch die direkt mit Gesteinsmetamorphose zusammenhängende Grafitbildung. Durch tektonische Aktivität können isolierte Kohlenstoffansammlungen, etwa organisches Material in subduzierten oder überschobenen Sedimenten, zu zusammenhängenden Grafitstrukturen innerhalb der metamorphen Gesteine umgeformt werden (Jödicke et al. 2004, Galvez et al. 2013).

Grafit entlang von Störungszonen kann die Reibung der Störungsflächen erheblich verringern, es wirkt als „Schmiermittel“ und beeinflusst damit sowohl die Leitfähigkeit als auch die tektonische Mobilität in einem geologischen System erheblich (Ritter et al. 1999).

Metallische Erze in der Erdkruste tendieren zur Akkumulation. Damit ist ein sehr hoher Volumenanteil notwendig (wesentlich höher als bei Grafit), um großflächig zusammenhängende Strukturen auszubilden und die Leitfähigkeit auf Längenskalen der kontinentalen Kruste zu beeinflussen (Schilling et al. 1997). Gut aufgelöste und relativ kleinräumige leitfähige Anomalien in oberer Kruste können durch massive Erzansammlungen gebildet werden, meistens verbunden mit hohen seismischen Geschwindigkeiten, Gravitationsmaxima sowie magnetischen Anomalien (Marti et al. 2009). Die Annahme von Erzvolumen in der Größenordnung einiger 100 oder sogar 1000 km³ als Erklärung von erhöhten Leitfähigkeiten in mittlerer und unterer Kruste erscheint jedoch unwahrscheinlich. An Proben aus der KTB-Bohrung konnten in unterschiedlichen Tiefen leitfähige Oxide und Sulfide nachgewiesen werden, die erhöhte Gesamtleitfähigkeit in diesen Gebieten wurde aber dennoch hauptsächlich auf leitfähige Wasserlösungen zurückgeführt (Duba et al. 1994).

Fluide auf Wasserbasis

Wasserlösungen mit frei beweglichen Ionen sind eine der wichtigsten Stoffklassen zur Erklärung hoher Leitfähigkeiten in oberer Kruste, insbesondere in Sedimenten (z. B. Nover 2005), wobei auch niedrige elektrische Widerstände in unterer und mittlerer Kruste mit salzhaltigem Wasser in Verbindung gebracht werden (z. B. Hyndman und Shearer 1989). Die Leitfähigkeit der Lösung hängt dabei von der Ionenkonzentration und der Beweglichkeit der Ionen ab, der elektrolytische Ladungstransport dominiert. Mit steigender Salinität nimmt die Leitfähigkeit bis zu einem Salzgehalt von etwa 30 Gew.-% zu, bei höheren Konzentrationen sinkt die Leitfähigkeit wieder, bis sie den Wert eines geschmolzenen Salzes erreicht (Nesbitt 1993). Nach Berechnungen von Nesbitt (1993) liegt der spezifische Widerstand von Krustenfluiden etwa im Bereich zwischen 0,01 und 10 Ω m. Steigende Temperaturen beeinflussen die Ionenbeweglichkeit und damit die Leitfähigkeit positiv, steigender Druck jedoch negativ. Diese Abhängigkeiten führen bei typischen Temperaturgradienten von etwa 20 bis 30 K/km zu einem Leitfähigkeitsmaximum von Krustenfluiden in einer Tiefe von etwa 10 km bzw. bei einer Temperatur von 300°C (Nesbitt 1993). Für größere Tiefen und/oder Temperaturen sinkt die Leitfähigkeit wieder bzw. bleibt konstant.

Kommt eine saline Wasserlösung mit einem porösen oder mit Rissen durchsetzten Gestein in Kontakt, dringt das Fluid in das Gestein ein und füllt die Poren- oder Rissvolumen ganz oder teilweise aus, je nach Benetzungswinkel des chemischen Fluid-

Gesteinsoberfläche-Systems (siehe „Konnektivität und Benetzungswinkel“ in Abschnitt 2.3.2). Dabei kommt es zu chemischen Reaktionen zwischen der Gesteinsoberfläche und dem Fluid und der Ausbildung einer elektrochemischen Doppelschicht entlang der Poren- oder Rissoberflächen. Insbesondere bei kleinen Fluidkonzentrationen und geringer Porosität bestimmt die elektrochemische Doppelschicht den Gesamtwiderstand durch elektronische Leitungsmechanismen (Revil et al. 1996, Nover 2005).

Ein wichtiger Aspekt von Wasser in größeren Tiefen (ab etwa mittlerer und unterer Kruste) ist seine enorme Auswirkung auf die Schmelztemperatur von Gesteinen – es kann diese um mehrere Hundert °C verringern (z. B. Schmeling 1986, Bürgmann und Dresen 2008).

Gesteinsschmelzen

Die Leitfähigkeit von Gesteinsschmelzen wird maßgeblich durch ihre stoffliche Zusammensetzung bestimmt, d. h. durch die Art des geschmolzenen Gesteins (Shankland und Waff 1977, Roberts und Tyburczy 1999, Brown 2007). Der dabei auftretende Leitungsmechanismus ist eine Kombination aus elektronischem und ionischen Ladungstransport (z. B. Gaillard 2004). Für die Beschreibung der Temperaturabhängigkeit kann man den Halbleiter-Mechanismus zugrunde legen – die Leitfähigkeit steigt mit der Temperatur nach dem Arrhenius-Gesetz stark an (Shankland und Waff 1977, Tyburczy und Waff 1983). Die Druckabhängigkeit der Leitfähigkeit ist ähnlich wie bei wässrigen Lösungen relativ moderat (Tyburczy und Waff 1983). Aus Labormessungen abgeleitete Leitfähigkeitswerte für geschmolzene Gesteine liegen in dem Bereich zwischen 0,1 und 10 S/m (10 bis 0,1 Ωm , Presnall et al. 1972, Tyburczy und Waff 1983, Roberts und Tyburczy 1999, Glover et al. 2000a, Gaillard 2004).

Ein schwer zu kontrollierender Faktor bei der Abschätzung der Leitfähigkeit von Schmelzen ist die Veränderung der Schmelzzusammensetzung bei unterschiedlichen Temperaturen (Roberts und Tyburczy 1999, Ferri et al. 2013). Spezielle Temperatur-Druck-Bedingungen führen zum Schmelzen bzw. zur Kristallisation von unterschiedlichen Bestandteilen des Gesteins oder der Schmelze, womit sich die Leitfähigkeit der Schmelze erheblich verändern kann. Bei *teilweise* aufgeschmolzenem Gestein wird die elektrische Leitfähigkeit hauptsächlich jedoch durch den Volumenanteil und die Vernetztheit der Schmelze bestimmt (Schmeling 1986, Roberts und Tyburczy 1999, ten Grotenhuis et al. 2005, s. Abschnitt „Konnektivität und Benetzungswinkel“ in 2.3.2).

Die Schmelztemperatur eines Gesteines hängt maßgeblich von den chemischen Bestandteilen des Gesteines ab. So liegt bei mafischer Zusammensetzung der Schmelzpunkt höher als bei Dominanz von felsischen Mineralen, wobei das Vorhandensein von Wasser sehr große Auswirkung auf die Schmelztemperatur von allen Gesteinsklassen hat. Während viele „trockene“ Gesteine bei etwa 1200 °C anfangen zu schmelzen, sinkt ihre Schmelztemperatur erheblich bei Vorhandensein von Wasser, sodass bereits ab 650 °C partielle Schmelzen gebildet werden können (Hyndman und Hyndman 1968, Schmeling 1986, Li et al. 2003, Bürgmann und Dresen 2008).

Die Vorkommen aller drei vorgestellten leitfähigen Stoffklassen sind trotz ihrer sehr unterschiedlichen Natur eng miteinander verbunden. Leitfähige mineralische Phasen können aus Tiefenfluiden oder Schmelzen herauskristallisieren sowie sich wieder auflösen oder schmelzen (z. B. [Nover 2005](#)). Der Schmelzpunkt von Gesteinen ist stark von der Menge an vorhandenem Wasser abhängig, das seinerseits bei Gesteinsmetamorphosen freigesetzt oder gebunden werden kann (z. B. [Roberts und Tyburczy 1999](#), [Yang et al. 2001](#)). Leitfähigen Anomalien in der Erdkruste liegen somit meistens Kombinationen oder Wechselwirkungen verschiedener Ursachen für die erhöhte Leitfähigkeit zugrunde.

2.3.2 Elektrischer Widerstand von Mehrphasensystemen

Um die Gesamtleitfähigkeit eines Systems aus einer Gesteinsmatrix und einer oder mehreren leitfähigen Phasen in Zusammenhang mit den Eigenschaften des Gesteines und/oder der einzelnen Phasen zu bringen, existiert eine Reihe von Ansätzen. Diese Überlegungen bilden eine der Grundlagen zur Interpretation vom magnetotellurischen Modellen. Daher werden sie im Folgenden etwas genauer betrachtet.

Empirisches Gesetz von Archie

Eines der frühesten und einfachsten Modelle ist das empirische **Gesetz von Archie**, das ursprünglich für poröse, teilweise mit einem leitenden Fluid gesättigte Sedimente aufgestellt wurde ([Archie 1942](#)):

$$\sigma_{ges} = a \Phi^m \sigma_l . \quad (2.3.1)$$

Es beschreibt die Abhängigkeit der beobachteten Gesamtleitfähigkeit σ_{ges} von der Leitfähigkeit des Fluids σ_l und der Porosität Φ , wobei Φ auch für den Anteil der leitenden Phase im System stehen kann ([Watanabe und Kurita 1993](#)). Die Konstanten a und m hängen von dem jeweiligen Material ab und müssen empirisch ermittelt werden. Der Exponent m beschreibt die Vernetztheit der leitfähigen Phase. Je kleiner m , desto besser ist die leitfähige Phase vernetzt, wobei realistische Werte für m etwa in dem Bereich zwischen 0,9 und 2,5 angegeben werden ([Schmeling 1986](#), [Orange 1989](#), [Glover et al. 2000b](#), [ten Grotenhuis et al. 2005](#)). Einfluss des Faktors a auf den Kurvenverlauf ist offensichtlich derselbe wie der der Leitfähigkeit σ_l . Das Verhalten der Gesamtleitfähigkeit σ_{ges} nach Archies Gesetz in Abhängigkeit von der Porosität $\Phi \in [0,1]$ ist in [Abbildung 2.3.2](#) (a) und (b) für verschiedene Leitfähigkeiten σ_l (a) bzw. für verschiedene Werte von m (b) gezeigt. Mit steigender Porosität (d. h. steigendem Volumenanteil der leitenden Phase bei vollständig gesättigtem Gestein) konvergiert σ_{ges} gegen den Leitfähigkeitswert der leitenden Phase, und zwar umso schneller, je kleiner der Exponent m ([Abb. 2.3.2b](#)). Für $\Phi \rightarrow 0$ geht auch die Gesamtleitfähigkeit gegen Null, da Archies Gesetz nur für *eine* leitende Phase gültig ist, eingebettet in einer nicht-leitenden Umgebung (Gesteinsmatrix). Diese Annahme ist in geringen Tiefen und bei niedrigen Temperaturen oft gut erfüllt. Archies Gesetz wird beispielsweise erfolgreich zur Charakterisierung von Erdöl-Lagerstätten und ähnlichen Sediment-Fluid-Systemen verwendet (z. B. [Roberts und Schwartz 1985](#), [Orange 1989](#), [Glover](#)

et al. 2000b). Bei hohen Temperaturen und hohen Drücken (etwa bei Auftreten von partiellen Schmelzen) kann die Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix eine nicht mehr zu vernachlässigende Rolle spielen. Archies Gesetz bleibt eine gute Interpretationsgrundlage, solange der Leitfähigkeitskontrast zwischen den beiden Phasen größer als 2–3 Größenordnungen ist (vgl. Abb. 2.3.2), und kann in diesem Fall auch für Diskussionen von partiell geschmolzenen Gesteinen herangezogen werden (z. B. durch Hermance 1979, Schmeling 1986, Watanabe und Kurita 1993, Roberts und Tyburczy 1999, ten Grotenhuis et al. 2005).

Erweiterungen von Archies Gesetz

Komplexere Modelle berücksichtigen bei einer ähnlichen empirischen Herangehensweise mehrere leitfähige Phasen und bilden eine **Erweiterung des Gesetzes von Archie** (Hermance 1979, Glover et al. 2000b). Diese Modelle eignen sich besser für Berechnungen von Systemen, in denen geringe Leitfähigkeitskontraste zwischen den einzelnen Phasen vorliegen. Glover et al. (2000b) hat Archies Gesetz folgendermaßen umformuliert:

$$\sigma_{ges} = \sigma_2(1 - C_1)^p + \sigma_1 C_1^m, \quad \text{mit } p = \frac{\lg(1 - C_1^m)}{\lg(1 - C_1)}, \quad (2.3.2)$$

wobei σ_1 und σ_2 ($\sigma_1 \geq \sigma_2$) nun für die Leitfähigkeiten von zwei Phasen stehen, z. B. ein Fluid (1) und die Gesteinsmatrix (2). C_1 ist der Volumenanteil der leitfähigen Phase und m der bereits aus dem konventionellen Gesetz von Archie bekannte empirische Vernetzungskoeffizient. In Abbildung 2.3.2 (c) und (d) ist das Verhalten $\sigma_{ges} = \sigma_{ges}(C_1)$ nach der Formulierung 2.3.2 für unterschiedliche m sowie für unterschiedliche Werte von σ_1 und σ_2 angegeben. Für typische Leitfähigkeitswerte einer Gesteinsmatrix $\sigma_1 = 0,001 \text{ S/m}$ (entspricht $\rho = 1000 \Omega\text{m}$) und guter Vernetzung der leitfähigen Phase ($m = 1$, grüne Kurven in Abb. 2.3.2 c) ähneln die Kurven stark dem Verlauf des konventionellen Archie-Gesetzes; nur bei sehr geringen Konzentrationen ($C_1 \leq 0,05$) gibt es nennenswerte Abweichungen. Bei schlechterer Vernetzung ($m = 2$, magentafarbene Kurven in Abb. 2.3.2 c) sind die Abweichungen sehr viel größer. Variiert man die Leitfähigkeit der schlecht leitenden Phase σ_2 bei $\sigma_1 = 1 \text{ S/m}$ (Abb. 2.3.2 d), so haben bei guter Vernetzung ($m = 1$, grüne Kurven in Abb. 2.3.2 d) alle Kurven mit $\sigma_2 \leq 0,01 \text{ S/m}$ einen nahezu gleichen Verlauf; für $\sigma_2 = 0,1 \text{ S/m}$ erkennt man eine deutliche Abweichung. Bei schlechterer Vernetzung wird die Abweichung auch schon ab $\sigma_2 = 0,01 \text{ S/m}$ deutlich (rote Kurven in Abb. 2.3.2 d).

Das modifizierte Archie-Gesetz zeigt, dass bei großen Leitfähigkeitskontrasten zwischen beiden Phasen der Stromfluss fast ausschließlich innerhalb der leitfähigeren Phase erfolgt. Die Leitfähigkeit der schlechter leitenden Phase kann in diesem Fall vernachlässigt und das konventionelle Gesetz von Archie angewandt werden. Bei guter Vernetzung der leitfähigen Phase ($m \leq 1$) kann dieser Grenzwert des Leitfähigkeitskontrastes mit 1–2 Größenordnungen angegeben werden, bei schlechter Vernetzung ($m \geq 2$) sind 2–3 Größenordnungen Leitfähigkeitsunterschied anzusetzen.

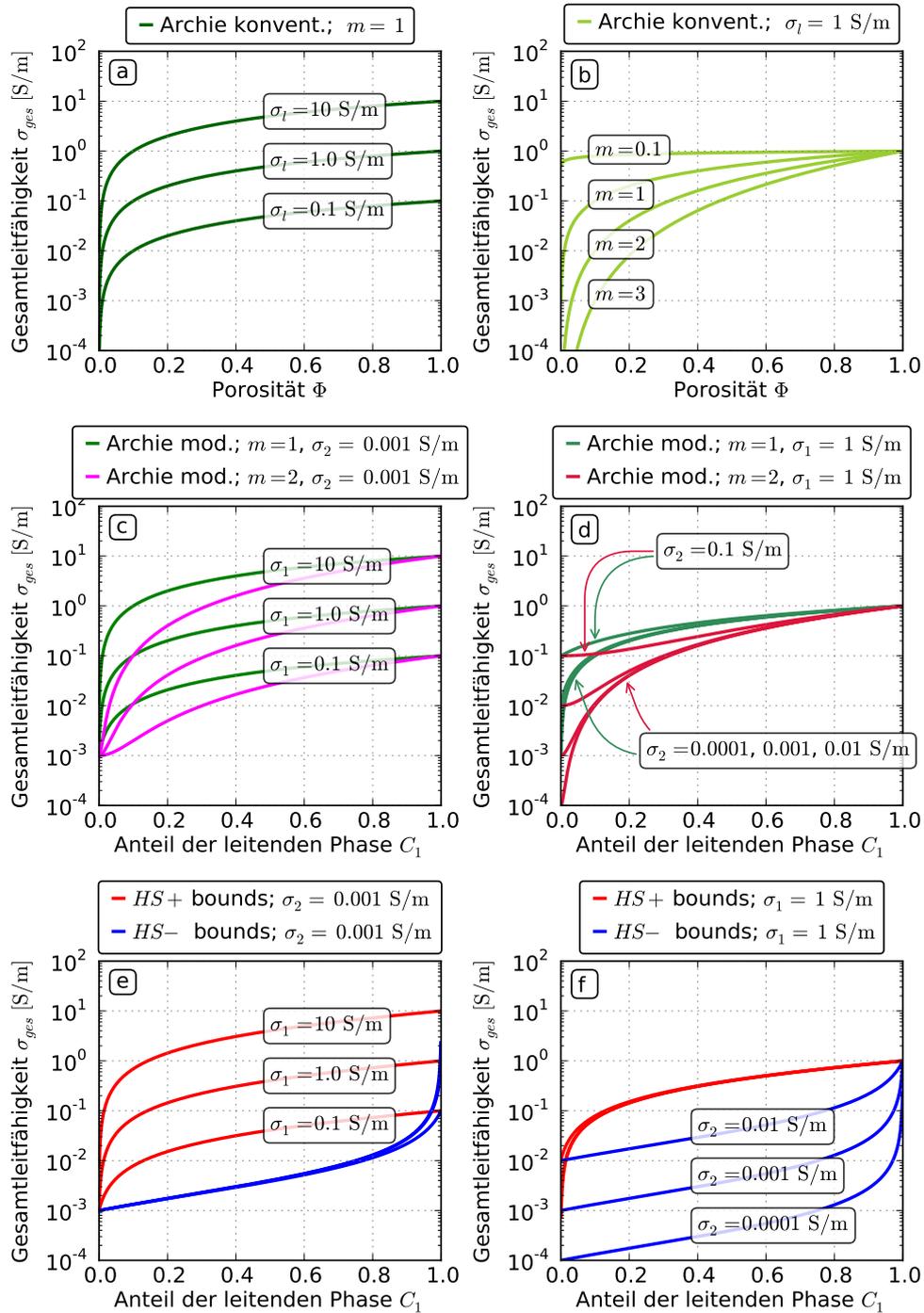


Abbildung 2.3.2: Gesamtleitfähigkeit als Funktion des Volumenanteils der leitenden Phase für verschiedene Mischungsmodelle bei Variation der wichtigsten Parameter. (a, b): konventionelles Gesetz von Archie nach Gleichung 2.3.1, Variation von σ_l (a) und des Vernetzungsexponenten m (b). (c, d): modifiziertes Gesetz von Archie nach Gleichung 2.3.2, mit Variation des Vernetzungsexponenten m in beiden Graphen sowie Variation von σ_1 (c) und σ_2 (b). (e, f): Hashin-Shtrikman-Bounds nach Gleichungen 2.3.3 und 2.3.4, mit Variation von σ_1 (e) und σ_2 (f).

Hashin-Shtrikman-Modelle

Neben empirischen Modellen existieren auch Versuche, die Problematik von theoretischer Seite mittels der effektiven-Medien-Theorie für heterogene Materialien (z. B. Guéguen et al. 1997) zu beleuchten, die bereits auf Maxwell und Wagner in das 19. Jahrhundert zurückgehen (Fricke 1953, Roberts und Tyburczy 1999). Die bekanntesten Arbeiten stammen von Hashin und Shtrikman (1962, 1963) sowie Waff (1974). Die Modelle simulieren ein 2-Phasen-Medium durch Anordnungen von Kugeln oder Würfeln bestehend aus einer Phase (z. B. festes Gestein), die mit einer Schale der zweiten Phase bedeckt sind (z. B. Schmelze). Durch Variationen der Kugel-(Würfel-) und Schalengrößen lassen sich unterschiedliche Mischungsszenarien modellieren, wobei nur das Volumenverhältnis der Phasen zueinander eine Rolle spielt. Abhängig von den angenommenen Leitfähigkeiten der eingeschlossenen Volumen und deren in Kontakt mit anderen Zellen stehenden Schalen lassen sich so auf elegante Weise sowohl optimal vernetzte leitfähige Netzwerke als auch voneinander isolierte Volumen leitfähigen Materials simulieren. Die gewonnen Grenzwerte für die Gesamtleitfähigkeit nennt man **upper** und **lower Hashin-Shtrikman-Bounds** ($HS+$: leitfähige Phase optimal vernetzt und $HS-$: leitfähige Phase maximal isoliert), die folgendermaßen aus den Leitfähigkeiten der leitfähigeren Phase σ_1 und der Gesteinmatrix σ_2 sowie deren Volumenanteilen C_1 und $C_2 = 1 - C_1$ bestimmt werden (Waff 1974):

$$\sigma_{HS+} = \sigma_1 + C_2 \cdot \left(\frac{1}{\sigma_2 - \sigma_1} + \frac{C_1}{3\sigma_1} \right)^{-1}, \quad (2.3.3)$$

$$\sigma_{HS-} = \sigma_2 + C_1 \cdot \left(\frac{1}{\sigma_1 - \sigma_2} + \frac{C_2}{3\sigma_2} \right)^{-1}. \quad (2.3.4)$$

In Abbildung 2.3.2 (e) sind σ_{HS+} (rot) und σ_{HS-} (blau) als Funktion des Volumenanteils C_1 für drei unterschiedliche σ_1 ($\sigma_2 = \text{const.} = 0,0001 \text{ S/m}$) dargestellt. In Abbildung 2.3.2 (f) können bei konstantem $\sigma_1 = 1 \text{ S/m}$ die Funktionsverläufe mit unterschiedlichen σ_2 verglichen werden. Variationen von σ_1 (leitfähige Phase, Abb. 2.3.2 e) beeinflussen die obere Grenze der Gesamtleitfähigkeit σ_{HS+} (rote Kurven), wohingegen die untere Grenze σ_{HS-} (blaue Kurven) fast unverändert bleibt. Genau andersherum verhält es sich bei Variationen der Leitfähigkeit der schlechter leitenden Phase σ_2 : σ_{HS+} bleibt fast unverändert, während σ_{HS-} starken Schwankungen unterworfen ist (Abb. 2.3.2 f).

Diskussion der Mischungsmodelle

Die Gegenüberstellung der Gesamtleitfähigkeit eines 2-Phasen-Systems in Abhängigkeit vom Volumenverhältnis bei Anwendung verschiedener Mischungsmodelle zeigt, dass bei Annahme einer guten Vernetzung der leitfähigen Phase alle Modelle sehr ähnliche Ergebnisse liefern (grüne Kurvenschar in Abb. 2.3.2 a und c sowie rote Kurven in Abb. 2.3.2 e und f). Bei Modellen, die sich an dem Potenzgesetz von Archie orientieren, bedeutet „gute Vernetzung“, dass der Exponent $m \leq 1$ ist, wobei Werte $m < 0,8$ nicht beschrieben werden (Hermance 1979, Watanabe und Kurita 1993, Roberts und Tyburczy 1999, Ferri et al. 2013). Im Fall des Hashin-Shtrikman-Ansatzes beschreibt

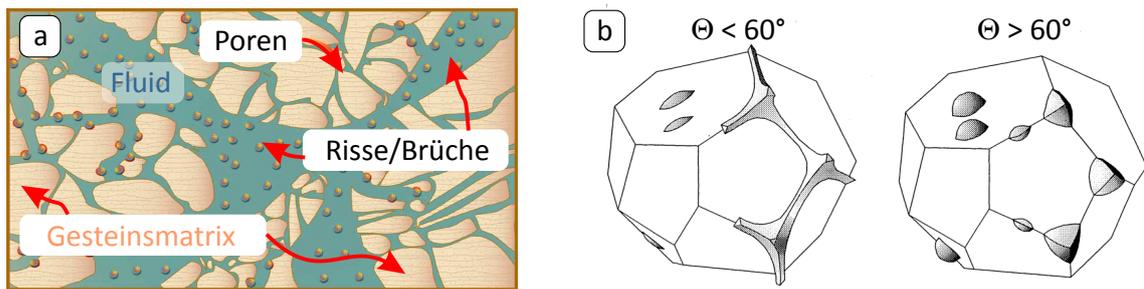


Abbildung 2.3.3: (a) Skizze zur Veranschaulichung einer möglichen Gesteinsmatrix-Fluid-Geometrie. Kleine Gesteinsporen werden je nach Benetzungswinkel des Fluid-Gestein-Systems ganz oder teilweise von der Flüssigkeit durchdrungen. Risse oder Brüche im Gestein sind oft größer und/oder zusammenhängender als Gesteinsporen und können die Bildung und Ausbreitung von zusammenhängenden Fluidnetzwerken fördern. Daher treten Deformationszonen unter spröden Bedingungen oft als Gebiete mit erhöhter elektrischer Leitfähigkeit in Erscheinung.

(b) Beispiele für zwei Gleichgewichtszustände eines Fluid-Gestein-Systems bei unterschiedlichen Benetzungswinkeln Θ . Kleine Benetzungswinkel $\Theta < 60^\circ$ fördern die Ausbreitung der Flüssigkeit entlang kleiner Kapillaren oder Mineralkorngrenzen und führen so zu zusammenhängenden Fluidnetzwerken und erhöhter elektrischer Leitfähigkeit schon bei geringen Volumenanteilen. $\Theta > 60^\circ$ führen zu voneinander isolierten Flüssigkeitsvolumen, die erst ab hohen Anteilen von 30–40% bedeutenden Einfluss auf die Gesamtleitfähigkeit haben. Abbildung modifiziert nach Holness (1998).

die obere Leitfähigkeitsgrenze σ_{HS+} den Fall einer optimal vernetzten leitfähigen Phase. Kurven der unterschiedlichen Modelle unter der Voraussetzung einer guten Konnektivität unterscheiden sich nennenswert nur für kleine Konzentrationen der leitfähigen Phase (unterhalb von 5%). Für höhere Konzentrationen spielt die Wahl des Modells eine untergeordnete Rolle. Wesentlich wichtiger sind die zu treffenden Annahmen über die Vernetzung der leitfähigen Phase.

Neben den eben vorgestellten Mischungsmodell-Klassen existieren eine Vielzahl von Überlegungen für sehr spezielle Geometrien in der Verteilung der verschiedenen Phasen, z. B. geschichtete oder anderweitig stark anisotrope Systeme oder vollständig stochastische Verteilung der Phasen (z. B. Schmelting 1986, Glover et al. 2000b,a, und dort angegebene Referenzen), auf die ich hier nicht näher eingehen werde.

Konnektivität und Benetzungswinkel

Für die Konnektivität aller flüssigen Phasen (wässrige Lösungen oder Schmelzen) innerhalb einer Gesteinsmatrix spielt der *Benetzungswinkel* eine entscheidende Rolle. Damit wird der Winkel bezeichnet, der sich zwischen der Oberfläche der flüssigen Phase und der Oberfläche des festen Gesteines im Gleichgewichtszustand ausbildet. Er wird hauptsächlich durch die Oberflächenspannung der flüssigen Phase, aber auch durch die Oberflächenzusammensetzung des Gesteines bestimmt (z. B. Barga und Waff 1986, Holness 1998). Beträgt der Winkel weniger als 60° , kommt es zur weiträumigen

Ausbreitung und Vernetzung der flüssigen Phase, beträgt er mehr als 60° , bleiben die Flüssigkeitsvolumen bis zu hohen Anteilen isoliert (Abb. 2.3.3 b).

Typische Benetzungswinkel bei teilweise aufgeschmolzenen Krustengesteinen liegen im Bereich 10° – 45° , also deutlich unterhalb des 60° -Grenzwertes; nur einige mafische Gestein-Schmelze-Kombinationen können Benetzungswinkel $> 60^\circ$ aufweisen (Laporte und Watson 1995). Deswegen bilden Gesteinsschmelzen meistens bereits ab einem relativ geringen Volumenanteil zusammenhängende Netzwerke innerhalb der Gesteinsmatrix. Die elektrische Leitfähigkeit von partiell geschmolzenem Gestein kann also gut mit der oberen Hashin-Shtrikman-Grenze $HS+$ oder mit dem Gesetz von Archie und einem kleinen Vernetzungskoeffizient $m \leq 1 \dots 1,2$ modelliert werden.

Benetzungswinkel von Krustenfluiden auf Wasserbasis sind in der Regel größer als jene von partiellen Schmelzen und hängen von der Salinität der Lösung ab (Watson und Brenan 1987). Je salzhaltiger die Lösung, desto kleiner der Benetzungswinkel. Für reines Wasser oder auch für H_2O - CO_2 -Lösungen betragen sie bei Laboruntersuchungen 57° – 90° , für salzhaltige Fluide wurden Benetzungswinkel von 40° beobachtet, jedoch nicht wesentlich darunter (Watson und Brenan 1987, Holness 1998). Modellierung des Gesamtwiderstandes von Systemen mit wässrigen Lösungen in porösen Medien ist ein klassisches Anwendungsgebiet des Gesetzes von Archie. Glover et al. (2000b) gibt Werte $1,5 \leq m \leq 2,5$ als geeignet für Modellierungen von Sedimentbecken an.

Es gibt auch experimentelle Hinweise, dass Benetzungswinkel mit steigendem Druck abnehmen und so erst ab einer bestimmten Tiefe Werte unter 60° annehmen können (Holness 1992, 1993). Das bedeutet, dass Wasserlösungen in der Kruste sich sowohl in gut verbundenen Netzwerken organisieren können bei ausreichend Salinität und günstigen Umgebungsbedingungen, aber auch bis zu einem hohen Volumenanteil nicht vernetzt bleiben und somit auch kaum zur Erhöhung der Gesamtleitfähigkeit beitragen können. In größeren Tiefen wird eine gute Vernetzung wegen steigender Salinität und hohem Druck wahrscheinlicher. Insbesondere in Tiefen von mittlerer und unterer Kruste tragen freie wässrige Fluide wesentlich zu erhöhter Leitfähigkeit bei. Einerseits können sie sich in diesen Tiefen gut vernetzen, andererseits kann das Wasserangebot die Herabsetzung der Schmelztemperatur der Gesteinsmatrix und ein Überschreiten der Solidus-Linie im p - T -Diagramm verursachen. Hochvernetzte partielle Schmelzen können dann zusammen mit Fluiden auf Wasserbasis sehr ausgedehnte leitfähige Anomalien insbesondere in tektonisch aktiven Orogenen ausbilden (Li et al. 2003, Soyer und Unsworth 2006, Jiracek et al. 2003, Brasse und Eydam 2008, Worzewski et al. 2010).

3 Geologie und Tektonik von Zentralasien

3.1 Geschichte und Struktur der Indien-Asien Kollisionszone

3.1.1 Gondwana, Indien und die Deformationsgeschichte

Vor etwa 200 Millionen Jahren (Ma) begann der vorerst letzte Superkontinent Pangäa aufgrund eines Hitzestaus unterhalb der riesigen Landmasse und durch Gravitationskräfte subduzierender ozeanischer Lithosphäre auseinanderzubrechen. Zuerst trennte sich ein Nord- von einem Südteil und bildete die bereits im Paläozoikum existierenden Kontinente Laurasia und Gondwana (Kumar et al. 2007, Frisch und Meschede 2009). Bis vor ca. 150 Ma befand sich der spätere Indische Subkontinent als Teil von Ost-Gondwana in hohen südlichen Breiten eingezwängt zwischen Gebieten, die heute Afrika/Madagaskar, Antarktis und Australien bilden (Ali und Aitchison 2005). In der Kreidezeit trennten sich allmählich die Landmassen heutiger Kontinente voneinander. Eine Übersicht zur Lage Indiens zwischen dem Auseinanderbrechen von Gondwana im Jura und der Indien-Asien-Kollision im mittleren Känozoikum, modifiziert nach Ali und Aitchison (2008), ist in Abbildung 3.1.1 dargestellt. Vor ca. 100 Ma lag Indien vollständig isoliert zwischen dem sich schließenden Ozean Tethys im Norden und dem sich öffnenden Indischen Ozean im Süden (z. B. Reeves und De Wit 2000, Ali und Aitchison 2008, Frisch und Meschede 2009). Angetrieben von einer oder zwei Subduktionszonen ozeanischer Tethys-Lithosphäre im Norden (Ali und Aitchison 2008), begann Indien vor ca. 100–120 Ma eine immer schneller werdende Reise nach Norden, verbunden mit einer Rotation gegen den Uhrzeigersinn (z. B. Bischoff 1985, Powell et al. 1988). Einigung besteht in der Literatur zur Tatsache, dass der Subkontinent vor etwa 55–50 Ma relativ zu Asien die maximale Geschwindigkeit von ca. 20 cm/Jahr erreichte und innerhalb relativ kurzer Zeit stark abgebremst wurde auf ca. 5 cm/Jahr (z. B. Patriat und Achache 1984, Klootwijk et al. 1992, Gaina et al. 2007) – eine Geschwindigkeit, die seitdem vergleichsweise wenig auf etwa 3,5–4 cm/Jahr zurückgegangen ist (Molnar und Stock 2009, DeMets et al. 2010).

Fast alle Rekonstruktionen der Form des Ur-Indiens gehen im Vergleich zu heute von einer nach Norden hin wesentlich größeren Fläche des Indischen Kontinentes aus, die im Verlauf der Indien-Asien-Kollision subduziert oder stark deformiert worden ist.

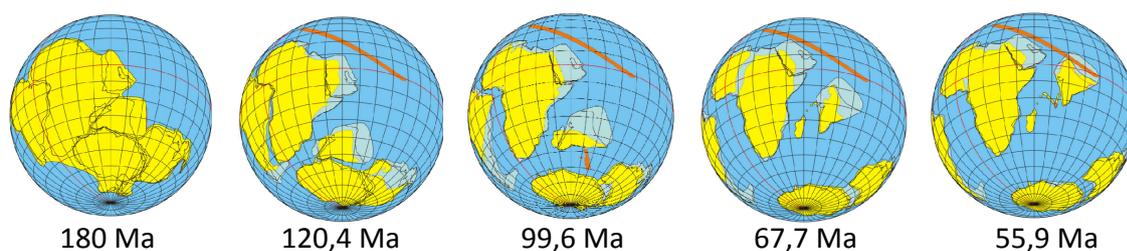


Abbildung 3.1.1: Auseinanderbrechen von Gondwana und Lage des Indischen Subkontinentes vom Jura bis ins mittlere Paläogen vor dem Beginn des Indien-Asien-Kollisionsprozesses. Abbildungen aus [Ali und Aitchison \(2008\)](#), leicht modifiziert. Die Autoren gehen von zwei Subduktionszonen ozeanischer Thetys-Lithosphäre aus, die schräge rote Linie symbolisiert die südliche, innerozeanische Subduktionszone und einen damit verbundenen Inselbogen. Andere Autoren sehen am Ort der Linie den aktiven asiatischen Kontinentalrand (siehe Text).

Diese Vorstellung wird unter dem Begriff „Greater India“* zusammengefasst, wobei die Vermutungen und Rekonstruktionen zur Größe und Form teilweise stark voneinander abweichen ([Ali und Aitchison 2005](#), [van Hinsbergen et al. 2011, 2012a](#)).

Es existieren sehr unterschiedliche Vorstellungen über den genauen Zeitpunkt der Kollision und den weiteren Verlauf der Deformationsgeschichte. Angaben über den Kollisionszeitpunkt variieren zwischen 65–70 Ma ([Willems et al. 1996](#), [Yin und Harrison 2000](#), [Cai et al. 2011](#)) und 34 Ma ([Aitchison et al. 2000, 2007](#), [Davis et al. 2002](#), [Aitchison und Ali 2012](#), [Ali und Aitchison 2012](#)), wobei die letzte Autorengruppe das Verzögerungsereignis bei 50–55 Ma als die Kollision zwischen Indien und einem vorgelagerten Inselbogen sowie der Indochinesischen Halbinsel interpretiert. Die meisten Autoren jedoch sehen die Verzögerung der Indien-Bewegung als den Beginn der direkten Kollision zwischen Indien und Asien vor 50–52 Ma ([Boulin 1981](#), [Patriat und Achache 1984](#), [Klootwijk et al. 1992](#), [Tapponnier et al. 2001](#), [Guillot et al. 2003](#), [Garzanti 2008](#), [Najman et al. 2010](#), [Zhu et al. 2011](#), [van Hinsbergen et al. 2011, 2012a,b,c](#)). Die Kollision zwischen Indien und Asien begann mit dem Kontakt der NW-Ecke des „Greater India“, das daraufhin leicht gegen den Uhrzeigersinn gedreht wurde, sodass die letzten ozeanischen Becken etwa 10–15 Ma nach dem ersten Kollisionskontakt geschlossen wurden (z. B. Übersicht in [Frisch und Meschede 2009](#)).

Seit dem Beginn der Kollision hat sich Indien mindestens 2000 km in den asiatischen Kontinent hineingebohrt. Die Gesamt-Verkürzung der indischen und asiatischen Kruste wird dabei auf Werte bis 3000 ± 500 km ([Molnar und Tapponnier 1975](#), [Replumaz und Tapponnier 2003](#)) oder sogar 3200 ± 500 km ([Guillot et al. 2003](#)) geschätzt. Diese Verkürzung verteilt sich auf vier Mechanismen ([Van der Voo et al. 1999](#), [Cowgill et al. 2003](#), [Guillot et al. 2003](#), [Yin 2010](#), [van Hinsbergen et al. 2011](#), [Zhao et al. 2011](#)):

1. interne Verkürzung durch Verdickung der asiatischen Kruste – Bildung des Tibet-Plateaus und später Reaktivierung und Hebung des Tian Shan

* Einige der geologischen Begriffe, für die sich in der Literatur englische Bezeichnungen eingebürgert haben, werde ich als Eigennamen mit der englischen Schreibweise verwenden.

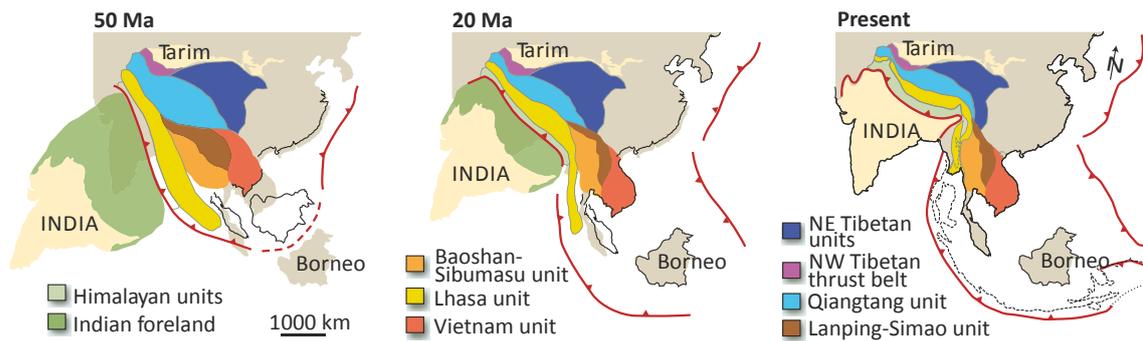


Abbildung 3.1.2: Zeitlicher Verlauf der Indien-Asien-Kollision im Gebiet des heutigen Tibet (Abb. leicht modifiziert nach Royden et al. 2008). Die farbigen Flächen markieren unterschiedliche Terrane, die vor der Indien-Asien-Kollision an den asiatischen Kontinent angeschlossen wurden. Die insgesamt über 3000 km an Konvergenz zwischen Indien und Asien wurden im Verlauf der Kollision in den letzten 50 Ma durch Subduktion indischer Lithosphäre und Verkürzung der oberen indischen Kruste (grüne Bereiche), Verdickung und Verkürzung asiatischer Kruste und Ausbildung eines Hochplateaus (gelbe und blaue Gebiete) sowie lateralem Materialtransport (orange-braun-rote Terrane) aufgenommen.

2. a) kontinentale Subduktion oder Unterschiebung der (unteren) indischen Platte nordwärts unter Asien – ist zusammen mit Punkt 2.b zu betrachten, da das Volumen der „abgeschabten“ oberen Kruste (Punkt 2.b) unmittelbar von der Größe des subduzierten Anteiles der Indischen Platte (Punkt 2.a) abhängt
- b) interne Verkürzung durch Verdickung eines „abgeschabten“ Anteiles der (oberen) indischen Kruste – Bildung des Himalaja
3. lateraler Materialtransport zu den Seiten der Kollisionsszone, speziell ostwärts und südostwärts in den letzten 20 Ma der Kollisionsgeschichte durch krustale Extrusion und evtl. „channel flow“ in unterer und mittlerer Kruste (s. Abschnitt 3.1.2)
4. südgerichtete Subduktion asiatischer Lithosphäre im Norden.

Die Auswirkungen der Kollision sind auch noch viele 1000 km weiter nördlich, in der Mongolei und dem südlichen Sibirien, klar erkennbar (z. B. Molnar und Tapponnier 1975, Yin 2010). Die genaue Deformationsgeschichte sowie die Anteile, die die einzelnen Deformationsmechanismen an der Gesamtverkürzung einnehmen, sind umstritten (z. B. Yin und Harrison 2000, Guillot et al. 2003, Royden et al. 2008). Insbesondere die Eigenschaften und Verteilung der Mantellithosphäre unterhalb des Tibet-Plateaus, die Ausdehnung des „Greater India“ und die Menge an subduzierter indischer Lithosphäre sind Gegenstand kontroverser Diskussionen (z. B. Van der Voo et al. 1999, Chemenda et al. 2000, Aitchison et al. 2007, 2008, Garzanti 2008, Aitchison und Ali 2012, Ali und Aitchison 2012, van Hinsbergen et al. 2012a,b,c). Mit tomographischen Methoden der Seismologie kann unter dem Tibetischen Plateau die indische Platte als Zone(n) erhöhter seismischer Geschwindigkeiten sichtbar gemacht werden (z. B. Übersicht in Kind

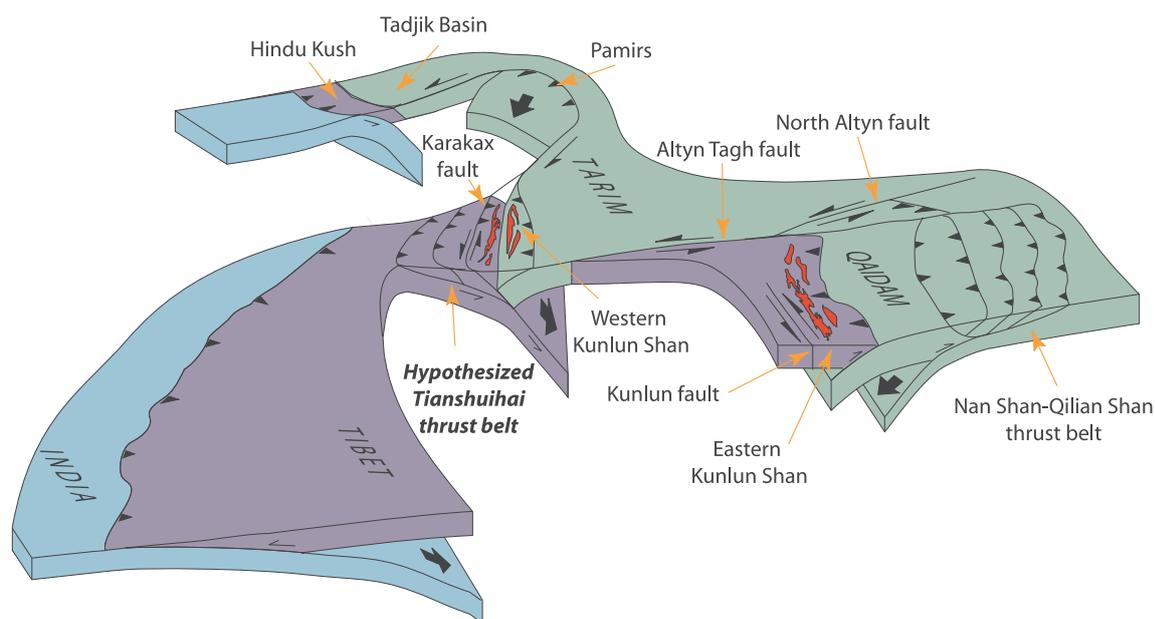


Abbildung 3.1.3: Diagramm zur Veranschaulichung der hypothetischen strukturellen Geometrie von Subduktionszonen kontinentaler Lithosphäre der Indien-Asien-Kollisionszone. Blick nach WNW. Entnommen aus Cowgill et al. (2003).

und Yuan 2010, Mechie und Kind 2013). Sie könnte möglicherweise durch Abbrechen einzelner Teile (Van der Voo et al. 1999) oder Delamination der Mantellithosphäre wesentliche Anteile in den tieferen Erdmantel verloren haben (Kosarev et al. 1999), wobei erhebliche Unterschiede zwischen Ostrand und Westrand der Kollisionszone bestehen (z. B. Li et al. 2008). Eine Deutungsversion über die Verteilung der unterschiedlichen Subduktionszonen indischer und asiatischer Lithosphäre nach Cowgill et al. (2003) zeigt Abbildung 3.1.3.

3.1.2 Gliederung und Dynamik der tibetischen Kruste

Bereits lange vor dem Kollisionszeitpunkt der Kontinentalmassen von Indien und Asien, sogar schon vor dem Auseinanderbrechen von Gondwana, kam es zu Kollisionen und zur Anlagerung mehrerer kontinentaler Blöcke von Süden her an das asiatische Gebiet, das später mit Indien in Berührung kommen sollte. Diese Terrane* unterteilen die heutige Kollisionszone in lithologisch unterschiedliche Bereiche, die von Suturzonen voneinander getrennt werden. Das nördlichste Terran innerhalb der Tibetischen Hochebene ist der Kunlun-Qaidam-Block. Im späten Perm lagerte sich ihm der Songpan-Ganzi-Block entlang der Anyimaqen-Kunlun-Mutztagh-Sutur an.

* Tektonostratigraphisches Terran (von engl.: terrane): geologische Einheit, die von Störungszonen begrenzt ist und deren geologische Entwicklung sich von der benachbarter Krustenschollen grundlegend unterscheidet. Ein Wesensmerkmal eines Terrans ist seine Bildung an einem relativ zu seinen Nachbareinheiten räumlich entfernten Ort (Frisch und Meschede 2009).

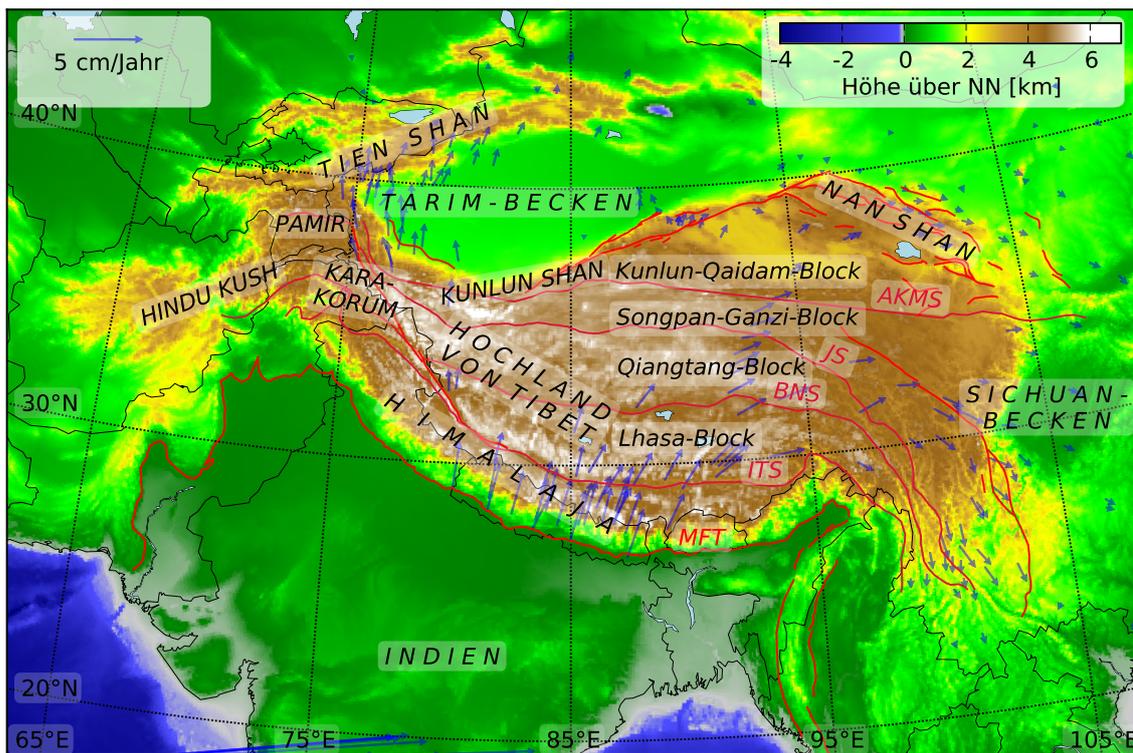


Abbildung 3.1.4: Topographische Karte mit wichtigsten geologischen und geographischen Einheiten der Indien-Asien-Kollisionszone sowie GPS-Bewegungsvektoren der Oberfläche (blaue Pfeile, GPS-Daten von Wang et al. 2001). Abkürzungen: AKMS – Anyimaqen-Kunlun-Muttagh-Sutur, JS – Jinsha-Sutur, BNS – Bangong–Nujiang-Sutur, ITS – Indus-Tsangpo-Suturzone (auch Indus-Yarlung), MFT – Main Frontal Thrust. Geologische Lokationen aus Styron et al. (2010), HimaTibetMap-1.1 (2011).

Als Nächstes bildete sich die Jinsha-Sutur durch Kollision des Qiangtang-Blocks im späten Trias bis zeitigem Jura (z. B. Yin und Harrison 2000). Etwa 50–80 Ma später, im späten Jura (Zhang et al. 2011) oder in der unteren Kreide (Zhu et al. 2011), schloss sich ein weiterer Teil des Paläo-Thetys-Ozeans entlang der Bangong–Nujiang-Sutur und der Lhasa-Block wurde ein Teil des heutigen asiatischen Kontinentes. Schließlich kollidierte der indische Kontinent und bildete die jüngste, die Indus-Yarlung- oder Indus-Tsangpo-Suturzone (Yin und Harrison 2000, Frisch und Meschede 2009, Zhang et al. 2011). Wie schon im vorhergehenden Abschnitt beschrieben, wurde im Zuge der fortschreitenden Kollision ein erheblicher Teil indischer Lithosphäre unter den asiatischen Kontinent geschoben. Dabei kam (und kommt) es zur „Abschabung“ und Stauchung der oberen indischen Kruste, wobei das Himalajagebirge südlich der Indus-Tsangpo-Suturzone aufgefaltet wird. Der „Main Frontal Thrust“ (MFT) an den auslaufenden Südhängen des Himalaja bildet die Hauptstörungszone zwischen der aufgefalteten oberen Kruste und dem nach Norden propagierenden indischen Flachland. Eine Übersicht der strukturellen Gliederung der Kollisionszone gibt die Karte in [Abbildung 3.1.4](#).

Infolge der Kollision erreicht die asiatische Kruste die weltweit größte Mächtigkeit von 70-90 km und bildet das größte Hochplateau der Welt, das Tibetische Hochland, mit durchschnittlichen Höhen über 5 km (z. B. Kind und Yuan 2010). Diese enorm dicke Kruste verbunden mit kontinuierlicher Massezufuhr resultiert in einem allmählichen gravitations- und druckbedingten Kollaps des Hochplateaus, verbunden mit Extension und Abschiebungsverwerfungen an der Oberfläche zentraler Plateaubereiche sowie Auf- und Überschiebungen und Verdickung an Rändern der Hochebene (Cook und Royden 2008). Es bestehen erhebliche Unterschiede in der Lithosphärenstruktur und Dynamik zwischen Ost-, Zentral- und Westbereich des Tibetischen Hochlandes (z. B. Cowgill et al. 2003, Li et al. 2008, vgl. Abb. 3.1.3). Aufgrund der stabilen Lithosphäre angrenzender kratonischer Gebiete wie dem Tarim-Becken im Norden oder dem Sichuan-Becken im Osten sowie den westlich des Tibetischen Hochlandes gelegenen aktiven Gebirgsmassiven des Karakorum und des Pamir wird die Expansionsbewegung des Hochlandes nach Nordosten und Südosten kanalisiert (Clark et al. 2005).

Für den eigentlichen Prozess der Krustenverdickung und Ausbildung des Hochplateaus werden unterschiedliche Mechanismen diskutiert. Abbildung 3.1.5 zeigt einige der vorgeschlagenen Modelle des Zustandes der Lithosphäre entlang von N-S-Profilen über das Tibetische Hochland.

„Thrust Imbrication“ und „Crustal Flow“

Einerseits existiert die klassische Vorstellung, dass Lithosphäre unter hohem lateralen Druck auf der gesamten Dicke Scherzonen ausbildet, sodass sich einzelne zusammenhängende krustale Platten oder Blöcke übereinander schieben und somit die Kruste verdicken können (Meyer et al. 1998, Tapponnier et al. 2001, Abb. 3.1.5 a). Dabei können unterschiedliche Schichten durch horizontale „detachment layer“ voneinander entkoppelt sein, etwa zwischen Kruste und lithosphärischem Mantel. Die Kruste nimmt durch Überschiebungen an Mächtigkeit zu, während die Mantellithosphäre subduziert und aufgeschmolzen wird. Dieser Prozess der Verdickung und Überschiebung wird „**thrust imbrication**“ genannt. Die dazu erforderlichen spröden Verhältnisse in der Kruste wurden anhand von p - T -Kennlinien metamorpher Gesteine in dem nepalesischen Himalaja nachgewiesen (Kohn 2008). Seismologische Messungen scheinen im Nordosten Tibets diese Hypothese zu bestätigen (Vergne et al. 2002). Sie beobachten eine ausgeprägte Schwächezone zwischen oberer und unterer Kruste sowie das Fehlen eines Gebietes, das mit partiell geschmolzenem und damit viskosem Material assoziiert werden könnte.

Andererseits können radiogene Wärmeproduktion innerhalb der stark verdickten Kruste oder externe Wärmequellen aus dem Mantel zusammen mit dem Vorhandensein von Wasser innerhalb tiefer Krustenbereiche zur Aufschmelzung und zu ungewöhnlich duktilem Verhalten eines Teils der Gesteine in mittlerer und unterer Kruste führen (z. B. Royden 1996, Rosenberg und Handy 2005, Brown 2007). Das von Ding et al. (2007) vorgeschlagene Modell des Lithosphärenzustandes vor 20–30 Ma (Abb. 3.1.5 b) beinhaltet Zonen teilweise geschmolzener mittleren Kruste im nördlichen Teil des Qiangtang-Blocks. Die Autoren sehen in der Zusammensetzung der magmatischen

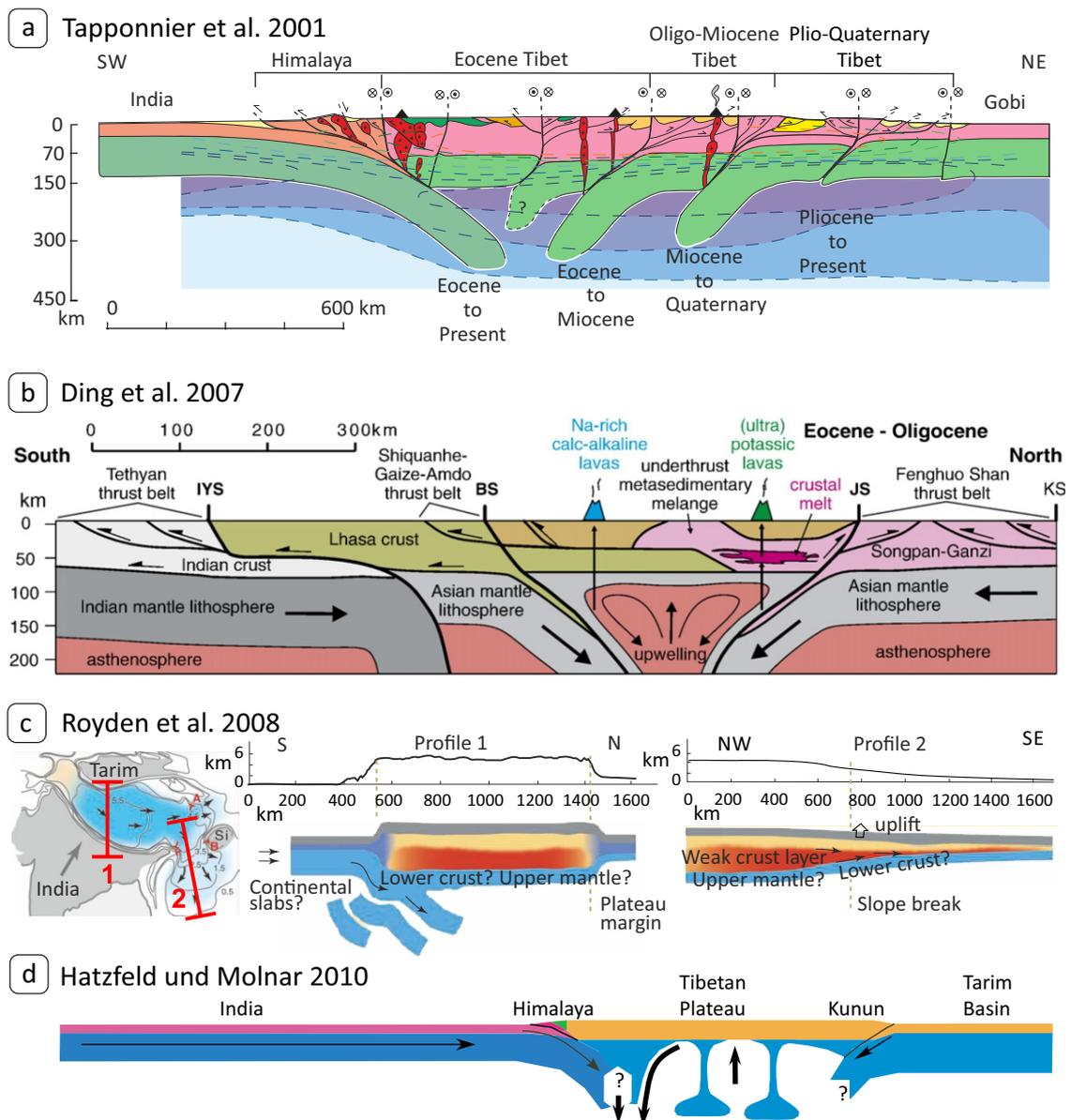


Abbildung 3.1.5: Modelle des Zustandes und der Dynamik der Lithosphäre in Tibet anhand von etwa in N-S-Richtung verlaufenden Profilschnitten: **(a)** Krustenverdickung und -verkürzung durch Überschiebungen der Kruste und Subduktion des lithosphärischen Mantels, zusammengefasst unter dem Begriff „trust imbrication“ (Tapponnier et al. 2001). **(b)** Subduktion asiatischer Lithosphäre und Aufsteigen von heißer Asthenosphäre vor 20–30 Ma beeinflusst Schmelzvorgänge in mittlerer Kruste und die Zusammensetzung vulkanische Gesteine Zentraltibets (aus Ding et al. 2007). **(c)** Partielles Aufschmelzen von Teilen der mittleren und unteren Kruste (rote Bereiche) führt zu duktilem Verhalten und lateralen Fließbewegungen („crustal flow“). Kratonische Lithosphärenblöcke am Rand des Hochplateaus begrenzen und kanalisieren das Fließen, es kommt zu „hydraulischem“ Anheben oberer Kruste im NE und SE der Kollisionszone (Profil 2). Abbildungen aus Royden et al. (2008). **(d)** Krustenverdickung und Abbau der Mantellithosphäre durch gravitationsbedingte Mantelinstabilitäten als Folge der horizontalen Verkürzung führt zur Bildung und Wachsen des Tibetischen Hochlandes (Hatzfeld und Molnar 2010).

Gesteine Hinweise auf lokal begrenzte krustale Schmelzzonen, deren wahrscheinlichste Ursache im Aufsteigen heißer Astenosphäre in Zusammenhang mit Subduktion asiatische Lithosphäre angegeben wird (Ding et al. 2007).

Geophysikalische Messungen innerhalb Tibets und thermomechanische Modellierungen der Kollisionszone weisen darauf hin, dass die mittlere bis untere Kruste in weiten Teilen große Mengen an partiellen Schmelzen aufweist, evtl. zusammen mit wässrigen Fluiden (Zusammenfassungen in Nelson et al. 1996, Chen et al. 1996, Wei 2001, Klemperer 2006, Royden et al. 2008, Jamieson et al. 2011, Wang et al. 2012, Le Pape et al. 2012). Diese Bereiche können keine mechanische Spannung aufnehmen, sie sind duktil und weitgehend mobil. Das kann zu beträchtlichem lateralen Materialtransport im Bereich der mittleren und unteren Kruste in Form von fließenden Gesteinsmassen führen („**crustal flow**“), deren Bewegung vom Zentrum der Kollisionszone und damit des Hochplateaus zu deren Rändern führt (z. B. Klemperer 2006, Bai et al. 2010).

Dieses Modell wird durch die Beobachtung von Zonen niedriger seismischer Geschwindigkeit (Shapiro et al. 2004, Klemperer 2006, Xu et al. 2007, Yao et al. 2008) sowie erhöhter Temperatur und erhöhter elektrischer Leitfähigkeit (s. Abschnitt 3.1.3) innerhalb des Tibetischen Hochlandes unterstützt. Abbildung 3.1.5 (c) veranschaulicht durch zwei hypothetische Profilschnitte des Tibetischen Hochlandes den Zustand mobiler mittlerer Kruste. Je nach Beschaffenheit der Plateauränder können unterschiedliche Situationen betrachtet werden (Royden et al. 2008, Jamieson et al. 2011). Ist das Plateau durch ein Gebiet starker Lithosphäre begrenzt (etwa Tarim oder Sichuan), entsteht eine Barriere für den Fließstrom (Abb. 3.1.5 c, Profil 1). Durch die Volumenzufuhr der geschmolzenen und/oder duktilen Gesteinsmassen entstehen Gebirge mit steilen Außenflanken am Rande des Hochplateaus, die Schmelz-Fließkanäle selbst kommen jedoch nicht an die Oberfläche (Clark und Royden 2000). Diese Vorgänge könnten nach Ansicht einiger Autoren den Nordrand der Tibetischen Hochlandes prägen, etwa den Kunlun Shan (Clark et al. 2005, Royden et al. 2008, Wang et al. 2012, vgl. Karte in Abb. 3.1.4). Eine breite Zustimmung findet die Hypothese von „crustal flow“ vom Zentrum des Tibetischen Hochlandes in Richtung Nordosten und Südosten, wo das Hochplateau nicht durch starre lithosphärische Blöcke begrenzt wird. Im Zuge der lateral fortschreitenden Akkumulation des heißen Materials können die Randbereiche „hydraulisch“ angehoben werden, es kommt zur krustalen Extrusion an der Oberfläche (Royden 1997, Clark und Royden 2000, Clark et al. 2005, Hodges 2006, Schoenbohm et al. 2006, Royden et al. 2008, Wang et al. 2012). Die Oberfläche erfährt eine Hebung und das Hochplateau dehnt sich aus, ohne dass in der oberen Kruste eine bedeutende Verkürzung stattfindet (Abb. 3.1.5 c, Profil 2).

Umstrittener sind Fließbewegungen in der mittleren Kruste vom Zentrum des Hochlandes in Richtung Süden und Westen. Unter bestimmten Bedingungen (starke Erosion und Hebungsprozesse) können ehemals geschmolzene Gesteine aus der mittleren Kruste erkalten und an die Oberfläche gelangen. Im östlichen und mittleren Himalaja und am Südrand von Tibet werden solche ehemals aufgeschmolzene Gesteine beobachtet (Grujic et al. 1996, 2002, Beaumont et al. 2001, 2004, Searle und Godin 2003, Searle et al. 2006, 2007, 2009, King et al. 2011). Die genannten Autoren implizieren, dass die Schmelzen mit Fließbewegungen entgegen der Indien-Asien-Konvergenzbewegung nach Süden zusammenhängen. Die notwendigen horizontalen Druckunterschiede würden

durch „Einquetschen“ einer rheologisch schwachen, teilweise geschmolzenen Schicht *indischen* Ursprungs zwischen zwei stärkeren Schichten unterhalb des Tibetischen Hochlandes entstehen. Diese Sichtweise findet jedoch auch Kritiker, die zwar Schmelzonen in mittlerer Kruste Südtibets nicht ausschließen, jedoch die Möglichkeit einer Fließbewegung von Tibet aus in den Himalaja verneinen (z. B. Harrison 2006, Oreshin et al. 2008, Nábělek et al. 2009). Auch eine mögliche (süd)westwärts gerichtete „crustal flow“-Bewegung in mittlerer Kruste im Südwesten Tibets sowie deren hypothetische Unterbrechung und Exhumierung im Bereich der „Karakorum Fault“ wird kontrovers diskutiert (Leech 2008, Searle und Phillips 2009, Parrish 2009, Leech 2009).

Die Ausbildung einer dünnen Mantellithosphäre durch Absinken oder Delamination von großen Teilen des zuvor verdickten lithosphärischen Mantels unterhalb des Tibetischen Hochlandes könnte durch die daraus folgende erhöhte Auftriebskraft des leichteren Krustenmaterials zur deutlichen Hebung der Oberfläche führen. Dies wird als ein weiterer möglicher Mechanismus für die Bildung und das Wachsen des Hochplateaus vorgeschlagen, veranschaulicht in Abbildung 3.1.5 (d) (Molnar und Stock 2009, Hatzfeld und Molnar 2010).

Bei der Bildung des Tibetischen Hochlandes und des Pamir-Plateaus kam und kommt es höchstwahrscheinlich zu einer Kombination der beschriebenen Vorgänge, deren jeweilige Stärke und Einfluss von der Region und dem zeitlichen Stadium der Kollision abhängen. Die Spezifizierung und Charakterisierung der derzeitigen Kombination dieser Vorgänge in verschiedenen Gebieten der Indien-Asien-Kollisionszone beinhaltet das Verständnis der Rheologie der Lithosphäre und stellt eine wichtige Aufgabe in der Geodynamikforschung dar. Rheologische Eigenschaften sind eng mit der thermischen Struktur und der Verteilung von wässrigen Fluiden und Schmelzen verbunden und können mit magnetotellurischen Messungen erschlossen werden, die damit ein wichtiges Instrument zur Klärung von geodynamischen Fragen in kontinentalen Kollisionszonen bilden.

3.1.3 MT Messungen innerhalb der Indien-Asien-Kollisionszone

In den vergangenen 15–20 Jahren haben das Tibetische Hochland und die meist östlich und südlich angrenzende Gebiete eine beeindruckende Menge an geophysikalischer Grundlagenforschung erlebt, die zusammen mit geologischen Disziplinen einen großen Schritt in Richtung eines umfassenden Verständnisses vom Aufbau und der Dynamik aktiver intrakontinentaler Orogene ermöglicht hat (z. B. Pham et al. 1986, Nelson et al. 1996, Wei 2001, Tilmann et al. 2003, Unsworth 2010, Hatzfeld und Molnar 2010, Kind und Yuan 2010, Zhang et al. 2011). Als Beispiel sei dabei das internationale und interdisziplinäre INDEPTH-Projekt erwähnt („INternational DEep Profiling of Tibet and the Himalayas“). Dieses gewaltige Forschungsvorhaben ist seit Anfang der 1990er Jahre in mehreren Phasen aktiv. Durch die Kombination von geologischen, seismologischen und magnetotellurischen Teilprojekten dient es als Vorbild für das TIPAGE-Projekt, in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit entstand. Abbildung 3.1.6 zeigt eine Übersicht über eine repräsentative Auswahl von magnetotellurischen

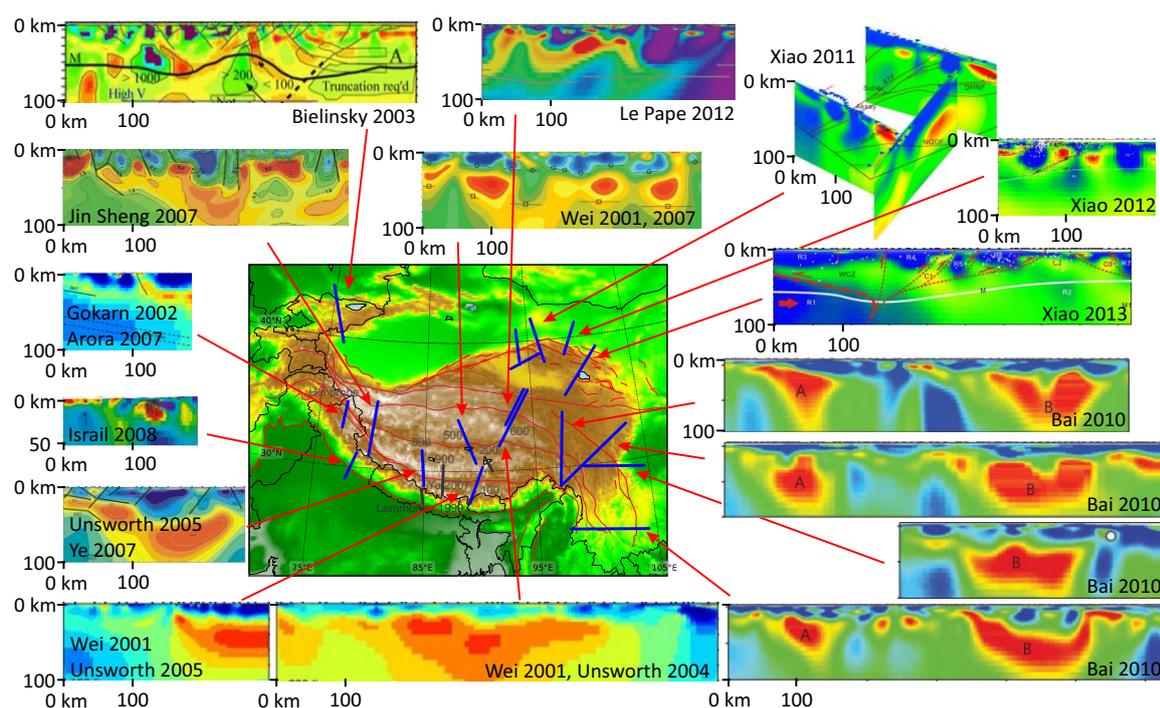


Abbildung 3.1.6: Übersicht über einige der bis Juni 2013 veröffentlichten magnetotellurischen Messungen innerhalb der Indien-Asien-Kollisionszone. Blaue Balken stellen die ungefähre Lage des jeweiligen Messgebietes dar. Alle dargestellten MT-Modelle sind aus den angegebenen Publikationen entnommen und mit gleichem Längen- und Tiefenmaßstab abgebildet. Bei Nord-Süd-verlaufenden Profilen befindet sich Süden links. Die verwendete Farbcodierung variiert zwischen den Abbildungen, erstreckt sich aber immer von geringen Widerständen in rot (ca. $1 \Omega\text{m}$) zu hohen Widerständen in blau (ca. $1000 \Omega\text{m}$).

Messungen innerhalb der Indien-Asien-Kollisionszone, die bis Juni 2013 publiziert worden sind.

Südtibet und östliche Bereiche der Kollisionszone

In Südtibet ergaben mehrere magnetotellurische Messungen ein ausgedehntes Gebiet erhöhter elektrischer Leitfähigkeit innerhalb der mittleren Kruste ab etwa 20 km Tiefe, dessen südliche Grenze teilweise bereits im Himalaja südlich der ITS liegt (Pham et al. 1986, Chen et al. 1996, Wei 2001, Li et al. 2003, Solon et al. 2005, Unsworth et al. 2005, Spratt et al. 2005, Ye et al. 2007). Auswertungen seismologischer Messungen ergaben in den gleichen Gebieten Bereiche langsamer seismischer Geschwindigkeit („bright spots“, Nelson et al. 1996, Brown et al. 1996, Makovsky und Klemperer 1999). Beide Beobachtungen weisen auf stark erhöhten Fluidgehalt in diesen Zonen hin. Es existieren unterschiedliche Interpretationen im Hinblick auf die Art der Fluide. Einige Autoren sehen ausschließlich wässrige Lösungen (Makovsky und Klemperer 1999) oder partielle Schmelzen (Pham et al. 1986, Nelson et al. 1996) als Ursache der

niedrigen elektrischen Widerstände und seismischer Geschwindigkeiten an. Zusammen mit Messungen des Erdwärmestroms an der Oberfläche, der in diesem Gebiet stark erhöht ist und damit auf ungewöhnlich hohe Temperaturen in der Kruste hinweist (Francheteau et al. 1984, Hochstein und Regenauer-Lieb 1998), wäre insbesondere bei Vorhandensein von Wasser partielles Schmelzen der Kruste in einer Tiefe von 20–30 km sehr wahrscheinlich (z. B. Beaumont et al. 2001, 2004). Die meisten Autoren interpretieren daher die niedrigen elektrischen Widerstände und seismische Geschwindigkeiten als eine Kombination von partiellen Schmelzen und einer darüber liegenden Schicht wässriger Fluide (Li et al. 2003, Unsworth et al. 2005). Der Anteil partieller Schmelzen zur Erklärung niedriger elektrischer Widerstände (etwa $3 \Omega\text{m}$) in großen Teilen mittlerer Kruste Südtibets wird von Unsworth et al. (2005) mit 5–14% angegeben. Diese Menge an Schmelzen wäre höchstwahrscheinlich ausreichend, um die Viskosität des Materials stark zu erhöhen. Ab einem Schmelzanteil um 7% kommt es durch eine sprunghafte Reduktion der Gesteinsfestigkeit zu rheologischem Verhalten, das „crustal-flow“-Bewegungen in mittlerer Kruste ermöglicht (Rosenberg und Handy 2005). In Südtibet könnten solche Bewegungen südwärts gerichtet sein und mit den im Himalaja weit verbreiteten Granitvorkommen zusammenhängen, wie bereits in Abschnitt 3.1.2 besprochen. Die subduzierende kalte indische Lithosphäre tritt als ein schlechter Leiter in den südtibetischen Leitfähigkeitsmodellen in Erscheinung (Unsworth et al. 2005).

Im östlichen Tibet und südostasiatischen Ausläufern der Kollisionszone geben magnetotellurische Messungen durch stark erhöhte Leitfähigkeit in scheinbar zusammenhängenden Zonen der Kruste ab 20 km Tiefe ebenfalls starke Hinweise auf das Auftreten von „middle crustal flow“. Zähflüssiges Material könnte aus Zentraltibet in kanalartigen Strukturen über viele 100 km nach Südostasien transportiert werden (Bai et al. 2010). Die von Clark und Royden (2000), Clark et al. (2005), Royden et al. (2008), Wang et al. (2012) postulierten Fließbewegungen in mittlerer Kruste aus dem zentralen Tibetischen Hochland nach Südosten und Nordosten erhalten damit weitere experimentelle Unterstützung.

Zentrales und nördliches Tibetisches Hochland

Die mittlere Kruste im zentralen Teil des Tibetischen Hochlandes weist eine ausgedehnte Zone erhöhter Leitfähigkeit auf, die auf große Mengen partiell geschmolzener Gesteine zurückgeführt wird (Wei 2001, Unsworth et al. 2004, Wei et al. 2007, Le Pape et al. 2012). Sie beginnt in einer Tiefe von 15–30 km und ist im Süden möglicherweise mit der leitfähigen Süd-Tibet-Anomalie verbunden (Wei 2001). Unsworth et al. (2004) interpretierte die Kunlun-Sutur im Norden Tibets (vgl. Karte in Abb. 3.1.4) als eine bedeutende Grenzzone zwischen leitfähiger, heißer und teilweise geschmolzener mittlerer und unterer Kruste von Zentraltibet und kalter, spröder Lithosphäre des Kunlun-Qiadam-Blocks. Anisotrope Inversion eines Teiles desselben Datensatzes führte Le Pape et al. (2012) zu einer Relativierung dieser Aussage mit der Behauptung, partielle Schmelzen treten in Form von dünnen Kanälen auch nördlich der Kunlun-Sutur auf.

Die obere Kruste Zentraltibets ist durch einen moderat-hohen Widerstand in der Größenordnung 100-500 Ωm gekennzeichnet, unterbrochen von kleinräumigen gut- oder schlecht leitenden Anomalien (Wei 2001, Unsworth et al. 2004, Wei et al. 2007, Le Pape et al. 2012). Die bedeutenden Suturzonen Jinsha und Kunlun korrelieren teilweise mit Gebieten erhöhter Leitfähigkeit in der oberen Kruste (Wei 2001, Solon et al. 2005).

Über den Zustand des lithosphärischen Mantels unterhalb des nördlichen Tibetischen Plateaus existieren unterschiedliche Vorstellungen, wobei die Möglichkeit einer stark verdünnten Mantellithosphäre diskutiert wird (z. B. Tilmann et al. 2003, Priestley et al. 2006, Zhao et al. 2011). Magnetotellurische Messungen scheinen durch die Beobachtung hoher Widerstände in Tiefen um 100 km (Wei 2001, Le Pape et al. 2012) die Hypothese eines sehr dünnen lithosphärischen Mantels unterhalb Nordtibets nicht zu unterstützen.

Zentraler und westlicher Himalaja

Innerhalb des zentralen und westlichen Himalaja wurden bei mehreren MT-Messungen jeweils in einer Tiefe von etwa 10–20 km Zonen niedriger elektrischer Widerstände festgestellt (im Bereich 2 bis 30 Ωm), wobei die Oberkante der unterschobenen indischen Platte mit guten Leitfähigkeiten bzw. mit einem Leitfähigkeitskontrast verbunden zu sein scheint. Die indische Platte selbst tritt generell als schlechter Leiter in Erscheinung (Lemonnier et al. 1999, Gokarn et al. 2002, Arora et al. 2007, Israil et al. 2008, Patro und Harinarayana 2009). Die erwähnten Bereiche erhöhter Leitfähigkeit werden als partielle Schmelzen (Gokarn et al. 2002, Arora et al. 2007), als Fluide auf Wasserbasis aus metamorphen Reaktionen der indischen Kruste und/oder aufsteigend aus dem Erdmantel (Lemonnier et al. 1999, Patro und Harinarayana 2009) oder als Kombination von beiden Stoffklassen (Israil et al. 2008) interpretiert. Unsworth et al. (2005) gibt einen Schmelzanteil von 2–4 % für die gut leitenden Bereiche mittlerer Kruste im NW-Himalaja an. Seismische Messungen in dem Gebiet sind konsistent mit 3–7 % Schmelzanteil (Caldwell et al. 2009). Ein Schmelzanteil oberhalb von 7 % wäre notwendig für eine deutliche Veränderung der rheologischen Eigenschaften und der Ausbildung von Fließbewegungen in der mittleren Kruste (Rosenberg und Handy 2005). Damit erscheint gegenwärtig das Bestehen von großflächigen, fließfähigen krustalen Schwächezonen im nordwestlichen Himalaja unwahrscheinlich. Leech (2008, 2009) diskutiert die Möglichkeit von „crustal flow“ in mittlerer Kruste NW-Himalajas vor 20 Ma und die hypothetische Unterbrechung der Fließbewegung durch die „Karakorum Fault“ – eine Ansicht, die Widerspruch auslöste (Searle und Phillips 2009, Parrish 2009).

Bei MT-Studien im Nordwest-Himalaja im Rahmen geothermischer Exploration der oberen 5 km wurden hohe Leitfähigkeiten als Zirkulation geothermischer Fluide in der Nähe der Indus-Tsangpo-Suturzone interpretiert, die durch hohe Temperaturen im Untergrund angetrieben werden (Harinarayana et al. 2004). Die Indus-Tsangpo-Suturzone tritt auch in anderen Studien als leitfähige Zone in der oberen Kruste in Erscheinung (Arora et al. 2007).

In Tiefen von 2–6 km entlang des „Main Frontal Thrust“ verursachen die sich unterschiebenden Sedimente des indischen Vorlandes leitfähige Anomalien (Lemonnier et al. 1999, Israil et al. 2008, Patro und Harinarayana 2009). Zusammenhängende metamorphe Gesteinsmassive, etwa der Tso-Morari-Gneisdom oder Teile des „Lower Himalaya“, erscheinen auf den Profilen als schlecht leitfähige Zonen (Lemonnier et al. 1999, Arora et al. 2007, Patro und Harinarayana 2009). Die Beobachtung schlechter Leitfähigkeit bis in eine Tiefe von mind. 60 km unterhalb des sehr aktiven Nanga-Parbat-Massivs im äußersten Nordwesten Himalajas erscheint im Zusammenhang mit sonst guten Leitfähigkeiten in mittlerer und unterer Kruste in aktiven Orogenen und der begründeten Annahme von großen Mengen an Tiefenfluiden ungewöhnlich (Park und Mackie 2000). Die Autoren erklären dies einerseits mit den aufsteigenden, kompakten, entwässerten metamorphen Gesteinen des Massivs, andererseits durch besonders gute Migrationsmöglichkeiten für Tiefenfluide aus der unteren und mittleren Kruste zum Verlassen des tektonischen Systems.

3.2 Pamir und Tian Shan – die Speerspitze der Kollision

Betrachtet man eine topographische Karte der Indien-Asien-Kollisionszone, wird das Bild von dem gewaltigen Tibetischen Hochland dominiert. Hinsichtlich der Position innerhalb der Kollisionszone nimmt der Pamir jedoch eine herausragende Rolle ein. Es befindet sich unmittelbar nördlich der nordwestlichsten Spitze des nach Norden propagierenden indischen Subkontinents und bildet damit mit einiger Rechtfertigung die „Speerspitze“ der Indien-Asien-Kollision (vgl. Karte in Abb. 3.1.4). Neben der prominenten Lage hat das Pamir-Tian-Shan-Hindukusch-Gebiet einige Besonderheiten im Vergleich zu dem benachbarten Tibetischen Hochland und dem Himalaja aufzuweisen. Dazu gehört, dass der Pamir im Känozoikum eine ähnliche Menge an Konvergenz zwischen Indien und Asien aufnahm, wie das angrenzende Himalaja/Tibet-Orogen. Dadurch verdoppelte sich die krustale Dicke des Pamir auf heutige 60–75 km (Belousov et al. 1980, Mechie et al. 2012, Schneider et al. 2013). Jedoch erfolgte im Pamir die Verkürzung auf etwa der halben N-S-Entfernung im Vergleich zu Himalaja/Tibet (z. B. Molnar und Tapponnier 1975, Schmidt et al. 2011). Zur Bilanzierung muss deswegen ein erheblicher Teil der Kruste im Mantel verschwunden sein.

Während der letzten 25 Ma bewegte sich der Pamir um etwa 300 km relativ zu Tibet und den westlich angrenzenden Gebieten nach Norden (Burtman und Molnar 1993, Sobel und Dumitru 1997, Sobel et al. 2011). Dieser Vorstoß der Deformation nach Norden führte zu einer herausragend ausgebildeten Bogenform der Orogen-Strukturen des Pamir, die von Nordafghanistan bis nach Westchina einen fast 180°-Bogen beschreiben.

Innerhalb der gesamten Indien-Asien-Kollision hat die Pamir-Tian-Shan-Deformationszone mit 600 bis 900 km krustaler Verkürzung die höchste Verkürzungsrate über die kürzeste Entfernung (Burtman und Molnar 1993, Schmidt et al. 2011). Damit sind Pamir und Tian Shan die derzeit aktivsten intrakontinentalen Gebirgszüge der

Erde. Darüber hinaus beherbergt die Gegend eine oder möglicherweise zwei aktive und geometrisch komplexe intrakontinentale Subduktionszonen. Das subduzierte Material verursacht die weltweit größte Zone intrakontinentaler Seismizität in einer Tiefe von 80–250 km, die nach dem heutigen Wissensstand völlig ohne Beteiligung ozeanischer Lithosphäre entsteht („mitteltiefe Seismizität“, Billington et al. 1977, Chatelain et al. 1980, Hamburger et al. 1992, Burtman und Molnar 1993, Fan et al. 1994, Pegler und Das 1998, Negrodo et al. 2007, Sippl et al. 2013a). Auch die Menge an kristallinen Gesteinen, die aus Tiefen der mittleren und/oder unteren Kruste in Form der gewaltigen metamorphen Dome des Pamir an die Oberfläche gelangten, ist einzigartig innerhalb der Indien-Asien-Kollisionszone und spiegelt die komplexe und sich von Tibet in mehreren Punkten unterscheidende krustale Deformationsgeschichte der Region wieder (Schmidt et al. 2011).

In dem folgenden Abschnitt möchte ich einen Überblick über die wichtigsten geologischen Einheiten und Besonderheiten des Pamir und des Tian Shan geben. Eine ausführlichere Diskussion einiger der geologisch-tektonischen Strukturen erfolgt in Kapitel 6, zusammen mit der Einordnung der magnetotellurischen Ergebnisse der vorliegenden Studie.

3.2.1 Geologie des Pamir

Analog zum angrenzenden Karakorum-Himalaja-Tibet-Gebiet ist der Pamir in unterschiedliche Terrane unterteilt, die durch Angliederung von Mikrokontinenten an Asien lange vor dem Einsetzen der Indien-Asien-Kollision entstanden sind (Burtman und Molnar 1993, Yin und Harrison 2000, Schwab et al. 2004). Diese Zonen wurden im Verlauf des Kollisionsprozesses durch den weit nach Norden vordringenden Pamir zu bogenförmigen Strukturen umgewandelt, welche im Westen und Osten durch das Tadschikische Becken bzw. das Tarim-Becken begrenzt werden. Innerhalb des TIPAGE-Messgebietes im Pamir können von Nord nach Süd folgende Terrane unterschieden werden (vgl. Karte in Abbildung 3.2.1):

Der **Nordpamir** erstreckt sich zwischen dem Nordrand des Pamir, der durch das Alai-Tal und den „Main Pamir Thrust“ gebildet wird, und der Tanymas-Sutur im Süden (mehr zu der Überschiebungszone „Main Pamir Thrust“ in Abschnitt 3.2.2). Das Gebiet enthält die paläozoische–früh-mesozoische Kunlun-Sutur sowie den Akkretionskeil des Karakul-Mazar-Komplexes, der mit der Songpan-Ganzi-System Tibets in Verbindung steht (L. Ratschbacher, pers. Mitt.). In der Nähe des Karakul-Sees besteht der Karakul-Mazar-Komplex aus dicken, oft grafithaltigen Sandsteinschichten. Die hauptsächlich felsischen Gesteine enthalten ultramafische Einschlüsse (Serpentinite, Metagabbro und Metabasalt). Daneben existieren südlich des Karakul-Sees undeformierte permotriassische Granitplutone (Lohr und Ratschbacher 2001, Schwab et al. 2004, Robinson et al. 2012).

Der **Zentralpamir** wird durch die Tanymas Sutur im Norden und die Rushan-Psart-Sutur im Süden begrenzt. Das Terran kollidierte im frühen Mesozoikum und besteht aus paläozoisch-mesozoischen Sedimenten aus einem flachen Meeresbecken und präkambrischen–früh-paläozoischen kristallinen Grundgesteinen. Letztere werden

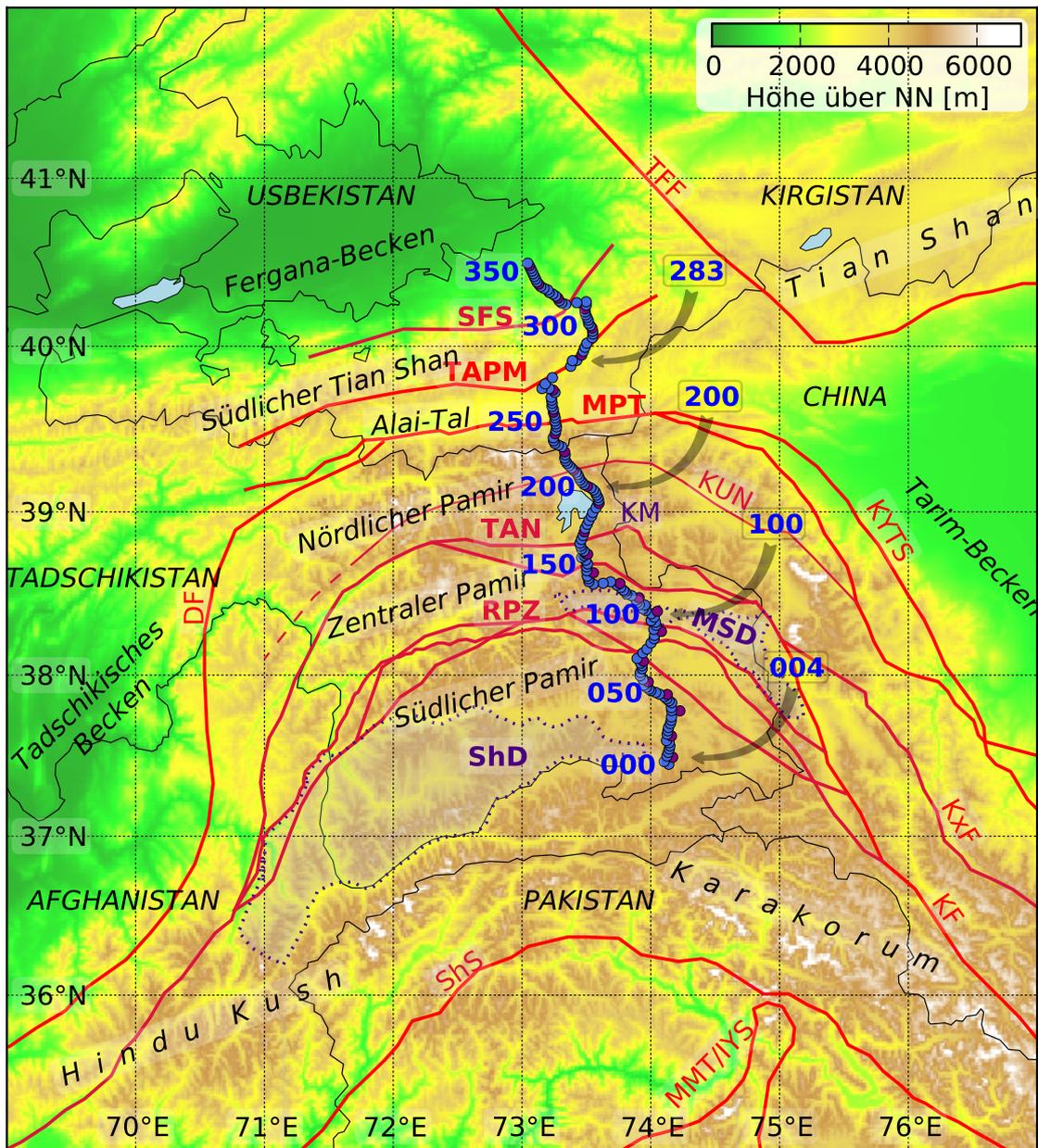


Abbildung 3.2.1: Karte des Pamir und des südlichen Tian Shan. Die Lage aller MT-Stationen ist durch blaue (Breitbandstationen, BBMT) bzw. violette (langperiodische Stationen, LMT) Kreise gekennzeichnet. Stationen „004“, „100“, „200“ und „283“ sind gesondert gekennzeichnet, da sie zur Diskussion der Datenanpassung in Kapitel 5 näher betrachtet werden. Die wichtigsten geologischen Strukturen sind durch rote Linien markiert, Lokationen aus Schwab et al. (2004), Robinson et al. (2007), Schmidt et al. (2011), Lukens et al. (2012). Abkürzungen: **DF**: „Darvaz Fault“, **KF**: „Karakorum Fault“, **KM**: Karakul-Mazar-Einheit, **KUN**: Kunlun-Sutur, **KxF**: „Karakax Fault“, **KYTS**: „Kashgar-Yecheng Transfer System“, **MMT/IYS**: „Main Mantle Thrust“/Indus-Yarlung-Sutur, **MPT**: „Main Pamir Thrust“, **MSD**: Muskol-Shatput-Dom, **RPZ**: Rushan-Part Zone, **ShD**: Shakh dara-Dom, **ShS**: Shyok-Sutur, **SFS**: „South Fergana“-Sutur, **TAN**: Tanymas-Sutur, **TAPM**: „Turkestan-Alai Passive Margin“, **TFF**: „Talas-Fergana Fault“.

als Fragmente eines Proterozoischen Kontinentes interpretiert, die sich bereits im Perm an Asien angegliedert haben. Ein Teil dieser Gesteine tritt nun als kristalline und oft in hohem Grade metamorphierte Antiformen des zentralen Pamir zutage, z. B. der Muskol-Dom und der Shatput-Dom (Burtman und Molnar 1993, Lohr und Ratschbacher 2001, Schwab et al. 2004). Die Dom-Gesteine wurden vor etwa 2–20 Ma aus einer Tiefe von etwa 30 km an die Oberfläche gebracht (Rutte et al. 2013, Stearns et al. 2013). Burtman (2010) schlägt eine etwas andere Interpretationsweise der Evolutionsgeschichte des Zentralpamir vor, da sich der Ozean, nach seiner Darstellung, entlang der Tanyamas-Sutur bereits etwa 100 Ma früher im Perm oder Trias schloss.

Der **Südpamir** (südlich der Rushan-Psart-Zone) wird meistens in zwei Gebiete unterteilt (Pashkov und Budanov 1990, Burtman und Molnar 1993). Der *südwestliche Pamir* besteht hauptsächlich aus kristallinem Material. Präkambrische und paläozoische metamorphe Gneise bilden zusammen mit mesozoischen Metasedimenten die Dome im Südpamir, z. B. den gigantischen Shakh dara-Dom unmittelbar westlich von dem südlichen MT-Profilende. Diese metamorphen Gesteine wurden vor 20 bis 2 Ma aus einer Tiefe von über 35 km exhumiert. Die damit verbundene krustale Extension in N-S-Richtung scheint seit 2 Ma zum Erliegen gekommen sein (Stübner et al. 2013a,b). Daneben existieren im Südpamir große Mengen an jungen Granitoiden, als Folge der Subduktion ozeanischer Neo-Thetys-Lithosphäre unter den aktiven südlichen Kontinentalrand Asiens, der in der Kreide und im Känozoikum durch Magmatismus geprägt war (Pashkov und Budanov 1990, Schwab et al. 2004). Die im Känozoikum gebildeten Migmatite sind das Produkt regionaler Anatexis, die während des kontinentalen Kollisionsprozesses vor einigen 10 Ma offensichtlich große Volumen an Schmelzen zur Folge hatte, die nun im erkalteten Zustand an der Oberfläche nachgewiesen werden können (Schmidt et al. 2011, Malz et al. 2013). Die Geschichte der Metamorphose der känozoischen Dome des Südpamir zeigt Temperaturen von 750°C bei 0.75 GPa (Tiefe von 25–30 km), was auf einen Temperaturgradienten von etwa 30°C/km innerhalb der oberen 30–40 km während des Neogen schließen lässt (Schmidt et al. 2011, Stübner et al. 2013a,b). Der *Südost-Pamir* besteht hauptsächlich aus Sedimentgesteinen aus dem späten Paläozoikum (Burtman und Molnar 1993, Angiolini et al. 2013, p.8). Die Grenze zwischen dem südwestlichen und südöstlichen Pamir wird als eine bedeutende, aber heute nicht mehr aktive Störungszone entlang der Extensionsflanken der metamorphen Dome des Südwest-Pamir beschrieben (Pashkov und Budanov 1990, Schwab et al. 2004, Schmidt et al. 2011). Sie trennt im Westen die aus der kristallinen Kruste des Meso-Thetys-Ozeans hervorgegangen Gesteine von weiter östlich liegenden ozeanischen Sedimenten.

Suturen bilden die Nahtstellen zwischen den Terranen und sind häufig durch Ophiolite (Überbleibsel von subduzierten ozeanischen Platten) markiert. Sie stellen innerhalb der Lithosphäre Schwächezonen dar und werden im Verlauf der geologischen Geschichte oft tektonisch reaktiviert. Durch die starke Nord-Verschiebung des Pamir relativ zu Tibet ist eine gegenseitige Zuordnung der Suturen und Terrane der beiden Orogene nicht eindeutig. Es existieren zwei Ansichten, wobei die eine Ansicht besagt, dass die Suturen Tanyamas und Anyimaqen-Kunlun-Mutztagh sowie Rushan-Psart und Jinsha die jeweiligen Entsprechungen in Pamir und Tibet darstellen (Burtman und Molnar 1993, Yin und Harrison 2000). Eine andere Autorengruppe (Schwab et al.

2004, Angiolini et al. 2013) vertritt den Standpunkt, dass die Suturen Tanyas und Jinsha sowie Rushan-Psart und Bangong–Nujiang die West- bzw. Ost-Abschnitte der jeweils gleichen Suturzone sind.

Die Rushan-Psart-Suturzone zwischen zentralem und südlichem Pamir ist die Schließungszone eines mesozoischen Ozeans im Jura oder Kreide (Burtman und Molnar 1993, Angiolini et al. 2013). Vor der Schließung des Beckens, im späten Paläozoikum und im frühen Mesozoikum, kam es entlang der heutigen Rushan-Psart-Linie zu kontinentalem Rifting, d. h. der Ozean wurde entlang seiner späteren Schließungslinie geöffnet (S. 8 Burtman und Molnar 1993, Schwab et al. 2004, Burtman 2010). Die Oberfläche der Rushan-Psart-Zone besteht aus einem Wechsel von marinen Sedimenten, magmatischen Gesteinen, ultramafischen Einschlüssen und känozoischen Granitoiden (Schwab et al. 2004).

Einige krustale Xenolithe aus dem Rushan-Psart-Gebiet des südöstlichen Pamir belegen Metamorphosebedingungen, die 815–1100°C in 60–100 km Tiefe entsprechen, was einem durchschnittlichen thermischen Gradienten der Kruste von 13°C während der Eruption der Xenolithe vor 11 Ma zurückführbar ist (Ducea et al. 2003, Hacker et al. 2005, Gordon et al. 2012). Dieser Wert unterscheidet sich deutlich von der scheinbar wesentlich wärmeren Kruste im Südwest-Pamir (30°C/km). Messungen des Oberflächenwärmestroms im Pamir und Tian Shan belegen einen deutlichen Unterschied zwischen hohen Wärmeströmen im Südpamir (über 120 mW/m², die meisten Messpunkte befanden sich im Südwest-Pamir) und niedrigeren Wärmefläüssen (unterhalb von 80 mW/m²) im zentralen und nördlichen Pamir (Duchkov et al. 2001). Das Ergebnis steht in guter Übereinkunft mit Wärmestromdaten aus Westchina, die für den chinesischen Teil des Pamir Werte über 80 oder 100 mW/m² angeben (Wang 2001, Tao und Shen 2008), sowie mit dem Auftreten zahlreicher heißer Quellen im Süden des Pamir (Stübner et al. 2013a).

GPS-Messungen der Geschwindigkeiten der oberen Kruste im Pamir ergeben nahezu keine gegenwärtige interne Verkürzung (Ischuk et al. 2013). Der Pamir scheint sich als kompakter Block um etwa 30 mm/Jahr nach Norden zu bewegen, etwa mit der gleichen Geschwindigkeit, wie das Tarim-Becken im Osten (Zubovich et al. 2010, Sobel et al. 2011). Daher erscheinen die bedeutenden krustalen „strike-slip“-Zonen am östlichen Rand des Pamir – „Karakorum Fault“ und „Kashgar-Yecheng Transfer System“ – zur Zeit inaktiv zu sein. Die GPS-Vektoren zeigen jedoch deutlich eine leichte Ost-West-Extension, die mit 5 bis 10 mm/Jahr angegeben wird und hauptsächlich nach Westen, in das Tadschikische Becken, gerichtet ist (Strecker et al. 1995, Ischuk et al. 2013).

3.2.2 Alai-Tal

Während der letzten 25 Ma bewegte sich der Pamir um etwa 300 km relativ zu den umliegenden Gebieten nach Norden. Das führte zu einer Überschiebung einiger Bereiche des Tadschikischen Beckens und des Tarim-Beckens (Sobel und Dumitru 1997, Sobel et al. 2011). Ein Teil des Tadschikischen Beckens, das sogenannte „Tajik-Yarkard“-Becken, ist im Verlauf des Vorstoßes des Pamir fast gänzlich verschwunden (Burtman und Molnar 1993). Das Alai-Tal ist das letzte Überbleibsel dieses ehemals großen Gebietes, das vor etwa 25 Ma das heutige Tadschikische Becken im Westen mit

dem Tarim-Becken im Osten verbunden hat (Burtman und Molnar 1993, Coutand et al. 2002). Ein großer Teil der heutigen Konvergenz zwischen dem Pamir und der eurasischen Kontinentalmasse (etwa 20–25 mm/Jahr) wird von einem aktiven Bruchliniensystem am südlichen Rand des Alai-Tals absorbiert, das als „Main Pamir Thrust“ (MPT) bezeichnet wird (Molnar und Stock 2009, DeMets et al. 2010, Coutand et al. 2002, Mohadjer et al. 2010, Zubovich et al. 2010, Ischuk et al. 2013). In einer neueren Publikation von Sobel et al. (2013) wird der MPT als eine zur Zeit größtenteils inaktive Störungszone bezeichnet, während der Hauptteil der Verkürzung durch das „Pamir Frontal Thrust System“, einige 10 km weiter nördlich, absorbiert wird. In dieser Arbeit werde ich das gesamte Störungssystem am nördlichen Rand des Pamir als „Main Pamir Thrust“ bezeichnen, womit auch das „Pamir Frontal Thrust System“ gemeint ist. Diese seismisch aktive Überschiebungszone wird von vielen Autoren mit einer intrakontinentalen Plattengrenzlinie zwischen dem Pamir und Eurasien in Verbindung gebracht, wobei die Konvergenz durch intrakontinentale Subduktion von eurasischer Lithosphäre nach Süden unter den Pamir absorbiert wird (Hamburger et al. 1992, Burtman und Molnar 1993, Coutand et al. 2002, Sobel et al. 2011, 2013, Sippl et al. 2013a, Schneider et al. 2013).

3.2.3 Tian Shan und das Fergana-Becken

Unmittelbar nördlich des Alai-Tals liegt die Alai-Kette als der südwestliche Teil des Tian Shan. Der Tian Shan ist ein variskisches Gebirge, das in Folge der Indien-Asien-Kollision vor etwa 23 Ma reaktiviert und zu Höhen von über 7500 m im zentralen Teil und über 5000 m im Westen angehoben wurde (Molnar und Tapponnier 1975, Tapponnier und Molnar 1979, van Hinsbergen et al. 2011, De Grave et al. 2012). Die Alai-Kette wird durch vulkanische Sedimentgesteine gebildet, die mit Granitoiden aus dem Devon bis Perm durchsetzt sind (L. Ratschbacher 2013, pers. Mitteilung). Während der östliche und zentrale Tian Shan gegenwärtig einen großen Anteil der Indien-Asien-Konvergenz aufnimmt, wird durch die Alai-Kette zur Zeit weniger als 5 Millimeter Verkürzung pro Jahr akkumuliert (Zubovich et al. 2010, Ischuk et al. 2013). Es existieren jedoch Hinweise, dass der südliche Tian Shan bis vor wenigen Millionen Jahren tektonisch deutlich aktiver war. So gibt Avouac et al. (1993) wesentlich größere Werte känozoischer Verkürzung für den westlichen als für den östlichen Tian Shan an (200 ± 50 km vs. 130 ± 30 km). Diese ungleiche Verteilung spiegelt sich auch in der bedeutenden, derzeit aber nicht aktiven dextralen Talas-Fergana-Verwerfung wieder, die den westlichen vom zentralen Teil des Tian Shan trennt (vgl. Karte in Abb 3.2.1, z. B. van Hinsbergen et al. 2012a). Am Südabhang der Alai-Kette, noch fast im Alai-Tal, bildet das spätpaläozoische „Turkestan-Alai passive margin“ (TAPM), ein ehemaliger passiver Rand eines proterozoischen Kontinentes, eine wichtige, im Känozoikum aktive Störungszone (Schwab et al. 2004, De Grave et al. 2012). Am Nordrand der Alai-Kette erstreckt sich die paläozoische „South Ferghana“-Sutur (SFS, auch „South Tian Shan Suture“, Allen et al. 1993, Schwab et al. 2004, Glorie et al. 2011). Auch diese Zone erfuhr eine känozoische Reaktivierung und nimmt zur Zeit die letzten Anteile der Verkürzung zwischen Pamir und Eurasien auf (Schwab et al. 2004, Glorie et al. 2011).

Die nördlichsten MT-Stationen des TIPAGE-Profiles befinden sich in dem intramontanen Ferghana-Becken. Dieses Gebiet ist an der Oberfläche von mächtigen känozoischen Sedimentschichten geprägt, die gesamte Lithosphäre ist aber starr genug, um die Deformation von der Alai-Kette im Süden zu der Chatkal-Kette im Norden zu übertragen (Thomas et al. 1993, van Hinsbergen et al. 2011). Von Süden und Südosten her wird diese starre „Fergana-Mikroplatte“ zunehmend überschoben und reagiert mit einer Rotation gegen den Uhrzeigersinn (Zubovich et al. 2010).

3.2.4 Geometrie der Pamir-Hindukusch-Subduktionszone(n)

Die bereits erwähnten „mitteltiefen“ Erdbeben in der unteren Kruste und dem Mantel (zwischen 40 und 250 km Tiefe) unterhalb des Pamir und des Hindukusch bilden eine der bemerkenswertesten tektonischen Besonderheiten der Region (Billington et al. 1977, Chatelain et al. 1980, Hamburger et al. 1992, Burtman und Molnar 1993, Fan et al. 1994, Pegler und Das 1998, Negredo et al. 2007, Sippl et al. 2013a). Sie sind eines der wichtigsten Alleinstellungsmerkmale des Pamir-Hindukusch-Gebietes gegenüber dem angrenzenden Himalaja-Tibet-Raum, wo tiefste Erdbeben in etwa 80 oder 90 km unter der Oberfläche detektiert werden, und weisen auf grundlegend unterschiedliche Manteldynamikprozesse in diesen Regionen hin. Über ihre Ursache existieren zahlreiche Vermutungen (z. B. Übersicht in Sippl et al. 2013a). Die meisten Autoren sind sich einig, dass die mitteltiefen Erdbeben eine Wadati-Benioff-Zone subduzierender Lithosphäre darstellen. Dagegen ist die Art und Herkunft der involvierten Platten umstritten. Es wurden unterschiedliche Subduktionsszenarien asiatischer und indischer Lithosphäre entworfen, um der Verteilung der Erdbeben und der Oberflächendynamik gerecht zu werden. Einige der bisher vorgestellten Modelle sind in Abbildung 3.2.2 zusammengefasst. Die meisten Interpretationen beinhalten 2 Subduktionszonen: die südgerichtete Subduktion asiatischer Lithosphäre unterhalb des Pamir, die von einem anders gearteten Subduktionsprozess, möglicherweise der indischen Platte, unterhalb des Hindukusch separiert ist (z. B. Chatelain et al. 1980, Burtman und Molnar 1993, Fan et al. 1994, Sippl et al. 2013a). Alternativ wurde eine Erklärung vorgeschlagen, die auf der nordwärts gerichteten Subduktion nur einer, der indischen, Platte basiert, die unterhalb des Pamir überdreht wird und damit als eine südwärts abtauchende Platte erscheint (Billington et al. 1977, Pegler und Das 1998, Van der Voo et al. 1999, Pavlis und Das 2000). Daneben existieren auch Vermutungen, dass die mit seismischer Tomographie nachgewiesene Hochgeschwindigkeitszone unterhalb des Pamir einen Bereich absinkender Lithosphäre als Folge von gravitationsbedingten Instabilitäten im Mantel und unterer Kruste darstellt (Koulakov 2011). Solche Instabilitäten könnten durch Anreicherung von sehr dichtem Eklogit in der stark verdickten unteren Kruste entstehen. Ein ähnliches Modell wurde auch für das Tibetische Hochland vorgeschlagen (Hatzfeld und Molnar 2010) und ist in Abbildung 3.1.5 d veranschaulicht.

Im Rahmen des TIPAGE-Projektes, in dem auch die vorliegende Arbeit entstand (Einzelheiten in Abschnitt 4.1), führten Sippl et al. (2013a) eine Lokalisierung der Seismizität mit sehr hoher Auflösung durch. Ihre Ergebnisse zeigen, dass die Erdbeben in einer dünnen, bogenförmig verlaufenden und nach Süden bzw. Südosten geneigten

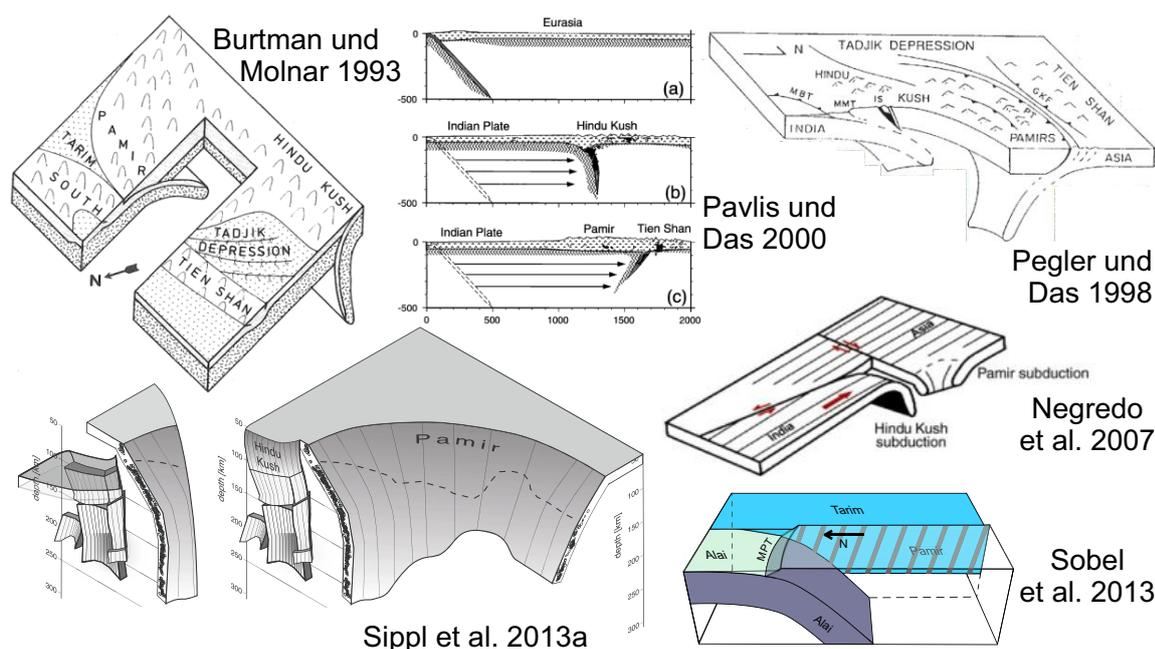


Abbildung 3.2.2: Übersicht einiger der vorgeschlagenen Modelle zur Geometrie der intrakontinentalen Subduktionszone im Gebiet des Pamir, Hindukusch und Tian Shan. Abbildungen aus [Mattauer \(1986\)](#), [Burtman und Molnar \(1993\)](#), [Pegler und Das \(1998\)](#), [Pavlis und Das \(2000\)](#), [Negredo et al. \(2007\)](#), [Sippl et al. \(2013a\)](#), [Sobel et al. \(2013\)](#). Für Einzelheiten s. Text und jeweilige Publikationen.

Fläche unterhalb des Pamir konzentriert sind. Durch eine Lücke können sie von einer senkrecht nach unten reichenden Erdbebenzone unterhalb des Hindukusch klar unterschieden werden (Abb. 3.2.2 unten links). Am östlichen Ende der Seismizitätszone wurde durch Receiver-Funktionen beobachtet, dass eine nach Süden einfallende und mit der Kruste nach Norden verbundene Niedriggeschwindigkeitszone im Mantel die Seismizitätszone umgibt ([Schneider et al. 2013](#)). Sie stellt eine Verbindung zwischen Kruste und Erdbebenzone dar und wurde als subduzierende Unterkruste interpretiert. Damit scheint für die Pamir-Erdbebenzone eine klare Bestätigung der Hypothese südwärts gerichteter Subduktion von kontinentaler asiatischer Lithosphäre gegeben zu sein. Diese Interpretation wird auch durch neuere thermochronologische Studien bestätigt ([Sobel et al. 2013](#)).

Abbildung 3.2.3 zeigt ein schematisches Modell von [Sippl et al. \(2013b\)](#), das eine Zusammenfassung der bisherigen Erkenntnisse des TIPAGE-Projektes bildet. Neben seismologischen Tomografieergebnissen, Receiver-Funktions-Analyse, thermomechanischer Modellierung und geologischen Arbeiten trägt auch die in der vorliegenden Arbeit präsentierte magnetotellurische Untersuchung zu dem dargestellten Modell der Pamir-Lithosphäre bei. Eine detaillierte Diskussion der Krusteneigenschaften im Pamir und Tian Shan erfolgt zusammen mit der Einordnung und den Schlussfolgerungen aus den magnetotellurischen Modellen in Kapitel 6.

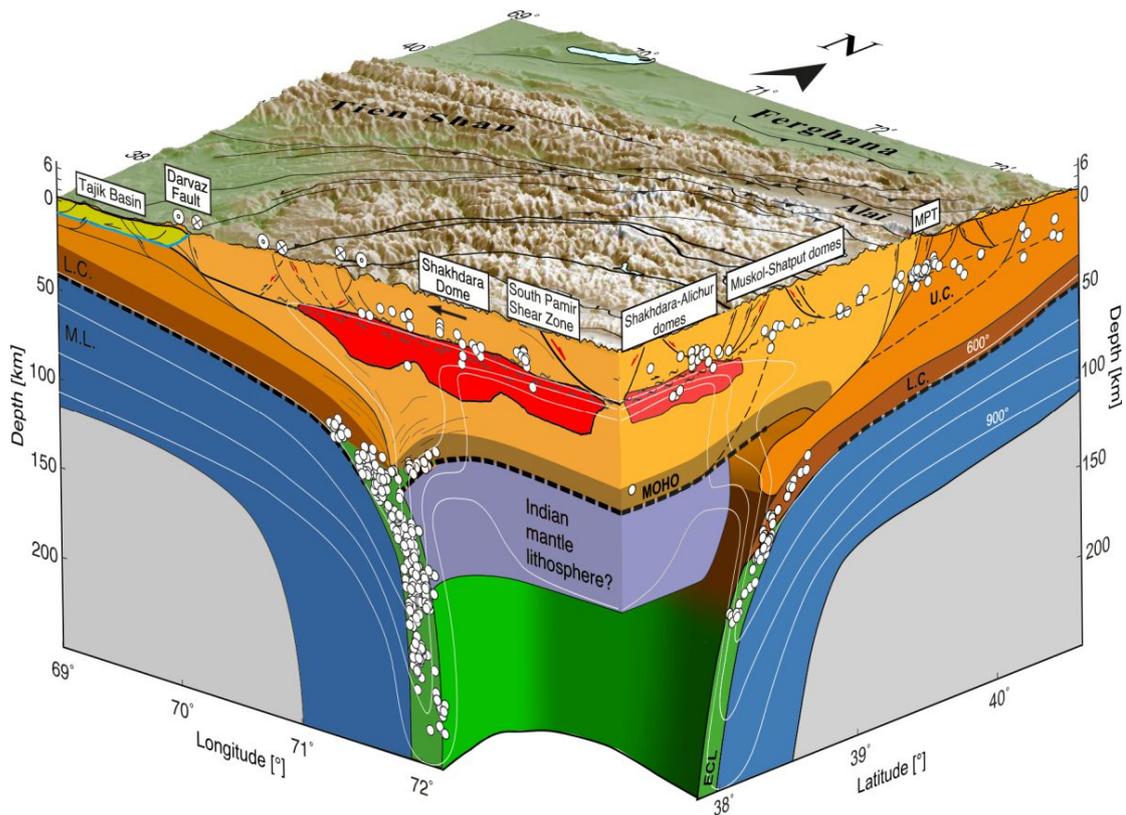


Abbildung 3.2.3: Querschnitt durch die Lithosphäre des Pamir, Hindukusch und Tian Shan, entnommen aus Sippl et al. (2013b). Das Bild entstand als Synthese von Ergebnissen des TIPAGE-Projektes, wobei Erkenntnisse aus seismologischen und geologischen Studien sowie thermomechanische Modellierungen und die in der vorliegenden Arbeit präsentierte magnetotellurische Untersuchung einfließen.

4 Erhebung und Diskussion der MT-Daten

4.1 Das TIPAGE-Projekt - Übersicht

Das multidisziplinäre Projekt „Tien Shan* – Pamir Geodynamic Program“ (TIPAGE) wurde im Jahr 2008 ins Leben gerufen, finanziert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Das Ziel des Projektes ist ein umfassendes Verständnis der Deformationsgeschichte und des heutigen Zustandes der Lithosphäre im nordwestlichsten Bereich der Indien-Asien Kollisionszone, dem Pamir und südlichen Tian Shan. Dabei werden grundlegende Fragen der Geodynamik aktiver intrakontinentaler Orogenese angesprochen, z. B.:

- Beziehungen zwischen Tiefendynamik (Subduktion) und Oberflächenvorgängen
- Struktur und Geometrie der intrakontinentalen Subduktionszone im Pamir-Hindukusch-Gebiet
- Art und Evolution des subduzierten Materials
- Natur der Erdbebenentstehung in unterer Kruste und oberem Mantel
- Zustand und Dynamik von oberer, mittlerer und unterer Kruste („crustal shortening“, „crustal flow“, „doming“, „plateau formation“)
- zeitlicher Verlauf der Verschiebungs-, Verformungs- und Hebungsraten
- Einfluss der Erosion auf den Verlauf der Gebirgsbildung

Innerhalb des TIPAGE-Projektes werden die genannten geodynamischen Fragen durch eine Vielzahl an methodischen Ansätzen gekoppelt untersucht. Oberflächenveränderungen werden durch tektonische Geomorphologie und Sedimentologie sowie numerische Erosionsmodellierung analysiert. Vorgänge und Zustände in der oberen und mittleren Kruste werden durch Strukturgeologie, Geo- und Thermo-chronologie, Geochemie, Seismologie und Magnetotellurik beleuchtet. Neben Seismologie und Magnetotellurik werden zur Untersuchung von unterer Kruste und oberem Mantel zusätzlich Xenolithanalysen durchgeführt. Thermomechanische numerische Modellierung vereint Oberflächendeformation mit Tiefenvorgängen. Neben dem GFZ Potsdam sind Wissenschaftler anderer deutscher und zentralasiatischer Institute beteiligt. Dazu gehören die

* die lokal gebräuchliche Schreibweise des mittelasiatischen Gebirges lautet „Tian Shan“, weshalb ich diese Schreibweise für meine Arbeit übernommen habe

TU Bergakademie Freiberg, die Universität Jena, die Forschungsstation der Russischen Akademie der Wissenschaften (RAS) in Bishkek und die Tadschikische Akademie der Wissenschaften in Duschanbe. Die unterschiedlichen geowissenschaftlichen Disziplinen ergänzen sich innerhalb des TIPAGE-Projektes hervorragend. Die Multidisziplinarität bei der Erforschung von grundlegenden Fragen der Geodynamik sowie von speziellen Aspekten der prominenten Gebirgszüge des Pamir und Tian Shan kennzeichnet dieses weltweit Beachtung findende Projekt.

4.2 TIPAGE MT Daten

Magnetotellurische Daten wurden in zwei Messkampagnen während der Sommermonate 2008 und 2009 aufgezeichnet. Es waren Mitarbeiter und Studenten der Magnetotellurik-Arbeitsgruppe des GFZ Potsdam sowie Wissenschaftler und Techniker der Forschungsstation der RAS in Bishkek*, Kirgistan, beteiligt. Insgesamt erfolgte die Installation von 178 Messstationen innerhalb eines 350 km langen, etwa in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Korridors. Die Arbeiten starteten nahe der afghanischen Grenze in Südtadschikistan und erstreckten sich über das Pamir-Plateau, die Nordpamir-Ketten, das Alai-Tal und die südwestlichen Tian-Shan-Ketten bis nach Osh im kirgisischen Teil des Fergana-Tals (vgl. Karte in Abbildung 3.2.1 auf Seite 35). Die Stationen zeichneten jeweils fünf Komponenten elektromagnetischer Felder auf: die horizontalen elektrischen und magnetischen Felder in Nord-Süd- und West-Ost-Richtung sowie die vertikale Magnetfeldkomponente. Die meisten Stationen wurden über drei Tage betrieben, was eine Auswertung bis etwa 10^3 s als längste Periode gestattet. Die kleinste Periode wird durch die Abtastrate der Hochfrequenzmessungen bestimmt (s. Abschnitt 4.2.1) und beträgt 10^{-3} s. Solche Stationen werden aufgrund der großen Periodenabdeckung als Breitband-MT- (BBMT-) Stationen bezeichnet. Der durchschnittliche Abstand zwischen benachbarten Stationen beträgt ca. 2 km. Jede 7. Station wurde neben ihrer Funktion als BBMT-Station auch für die Aufzeichnung langperiodischer magnetotellurischer Daten über einen Zeitraum von zwei Wochen verwendet (LMT, Periodenlänge 10^1 bis 10^4 s). Es wurden insgesamt 26 LMT-Stationen mit einem gegenseitigen Abstand von etwa 14 km installiert. In der Karte auf Seite 35 (Abb. 3.2.1) sind BBMT-Stationen als blaue und LMT-Stationen als violette Kreise dargestellt. Die Namen der Stationen richten sich nach dem ungefähren Abstand entlang der Profillinie von der ersten Station in Kilometern. Somit sind die Stationsnamen hauptsächlich gerade Nummern: „000“ ist die südlichste und „354“ die nördlichste Station. Im Jahr 2008 wurden die Stationen 000 bis 158 am südlichen Profilschnitt in Tadschikistan aufgestellt. 2009 haben zwei unabhängige Teams in Tadschikistan und Kirgistan den nördlichen Profilschnitt vollendet. Eine Übersicht über die Laufzeiten der MT-Stationen im Jahr 2009 gibt die Abbildung 4.2.1.

* Научная станция Российской академии наук в г. Бишкеке, 720049, Кыргызстан, Бишкек-49
(Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek, 720049, Kyrgyzstan, Bishkek-49)

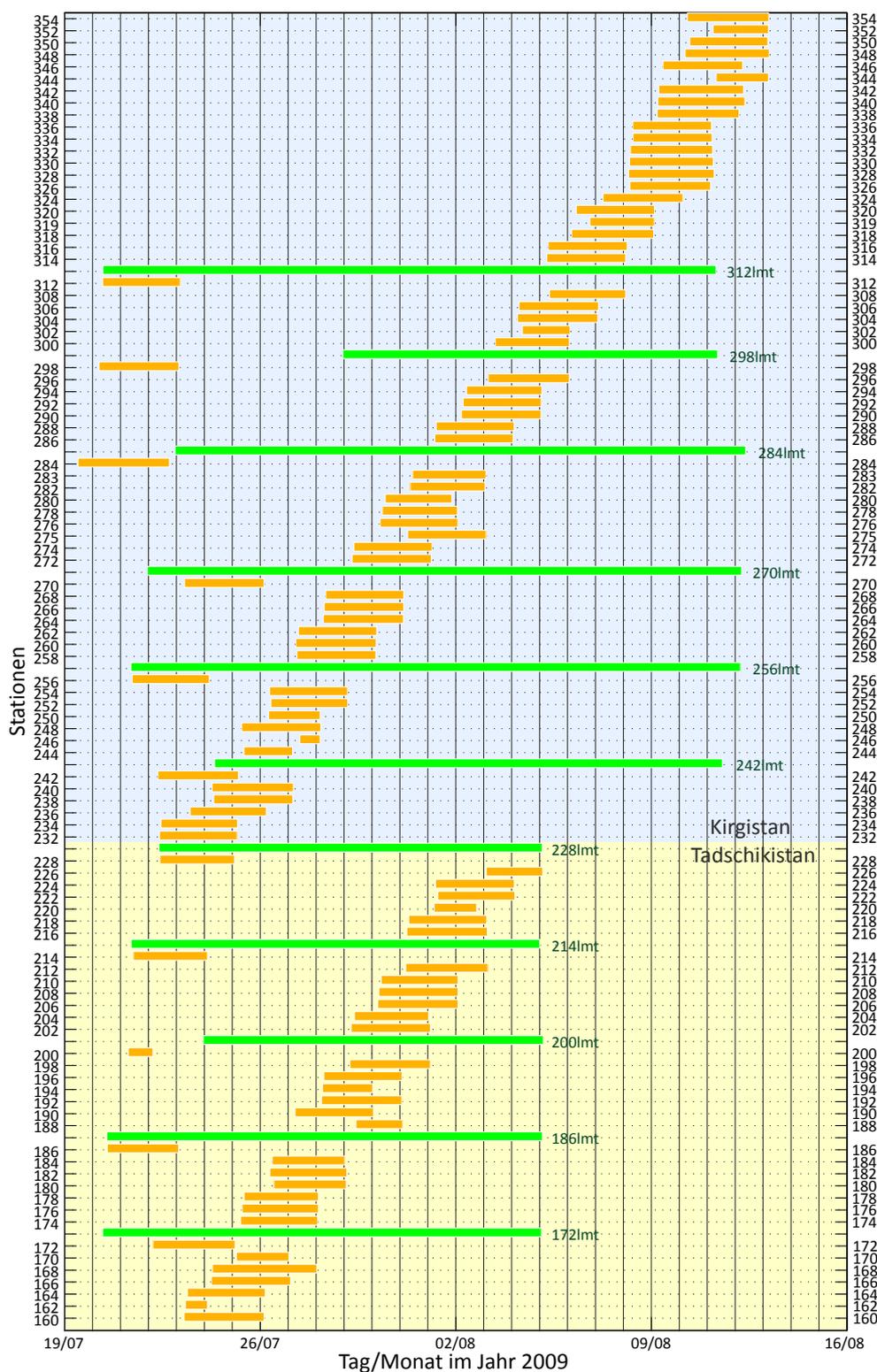


Abbildung 4.2.1: Laufzeiten aller MT-Stationen im Jahr 2009 (Stationen 160–354). Die Abszisse ist in insgesamt 28 Tage unterteilt, vom 19. Juli bis 16. August 2009. Die Laufzeiten der BBMT-Stationen sind als orangefarbene Balken dargestellt, die der LMT-Stationen als grüne Balken. Zugehörige BBMT-Stationennamen sind links und rechts angeschrieben, LMT-Stationennamen stehen rechts der grünen Laufzeitbalken. Stationen auf tadschikischem und kirgischem Territorium sind durch unterschiedliche Hintergrundfarben gekennzeichnet.

4.2.1 Instrumente und Messanordnung

Alle verwendeten Instrumente wurden von der Magnetotellurik-Komponente des Geophysikalischen Gerätepools des GFZ Potsdam (GIPP-MT) bereitgestellt. Als Datenlogger für kurze Perioden ($T \leq 0.1$ s) dienen GPS-synchronisierte „Short Period Automatic Magnetotelluric“-Breitbandinstrumente (S.P.A.M. MkIII, Ritter et al. 1998) mit einer Abtastrate von 8192 Hz. Für längere Perioden ($T \geq 0.1$ s) wurde das CASTLE-System mit Earth Data Logger (EDL) PR6-24 eingesetzt. Dabei wurde kontinuierlich über mehrere Tage mit 50 Hz sowie alle 80 min für 12 min mit 500 Hz aufgezeichnet. Für LMT-Messungen wurde eine Abtastrate von 2 Hz verwendet.

Als Sensoren für die Messung elektrischer Felder wurden nicht-polarisierbare Ag/AgCl-Elektroden mit gegenseitigem Abstand von ca. 60 m verwendet. Die Platzierung der Elektroden knapp unterhalb der Erdoberfläche in feuchtem Bentonit ermöglichte die Minimierung des Übergangswiderstandes zur Erde.

Messungen der Magnetfeldvariationen wurden an Breitbandstationen mittels Induktionsspulen der Firma Metronix (MFS05 und MFS06) durchgeführt, an LMT-Stationen waren es Fluxgate-Magnetometer von Geomagnet. Zur Minimierung des Rauschens durch mechanische und thermische Einflüsse während der Messung wurden auch die Magnetfeldsensoren knapp unter der Erdoberfläche vergraben. Die individuelle Antwortfunktion jeder verwendeten Spule wurde bei der Berechnung der Übertragungsfunktionen während der Datenprozessierung berücksichtigt. Um möglichst optimales Antwortverhalten der Spulen über einen breiten Frequenzbereich zu ermöglichen, können die Metronix-Spulen in verschiedenen Moden für hohe und für niedrige Frequenzen betrieben werden. Versucht man jedoch, mit der falschen Messmode-Abtastfrequenz-Kombination aufzuzeichnen, können die gewonnenen Daten unbrauchbar sein, wie bei einigen TIPAGE-Stationen geschehen. In diesem Fall, aber auch bei sonstigen zu spät bemerkten Sensor- oder Kabeldefekten, hilft das Ersetzen der unbrauchbaren Feldkomponente durch die Daten der evtl. gleichzeitig und möglichst nah operierenden Nachbarstation (vgl. „pseudo-remote reference“-Prozessierung in Abschnitt 4.2.2).

4.2.2 Prozessieren der Zeitreihen

Single Site Processing

Alle gemessenen Zeitreihen wurden mit dem auf robusten statistischen Verfahren basierten Programmpaket EMERALD prozessiert (Ritter et al. 1998, Weckmann et al. 2005, Krings 2007). Dabei werden aus den Zeitreihen der fünf gemessenen elektromagnetischen Feldkomponenten die frequenzabhängigen Übertragungsfunktionen berechnet (Impedanz \mathbf{Z} sowie die vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen \vec{T} , vgl. Abschnitt 2.2.1). Verwendet man dabei die Zeitreihen nur einer Station, bezeichnet man das Prozessierungsverfahren als „single site processing“. Dafür werden die aufgenommenen Zeitreihen der fünf elektromagnetischen Feldkomponenten mit Bandpass-Filtern in schmale Frequenzbänder unterteilt und in kurze Segmente von typischerweise 128 Abtastpunkten zerschnitten. Diese Segmente werden nun einzeln Fourier-transformiert und die Fourierkoeffizienten unmittelbar benachbarter Frequen-

zen zu Zielfrequenzen auf einer logarithmischen Skala zusammengefasst. An dieser Stelle werden die individuellen Antwortfunktionen der verwendeten Induktionsspulen berücksichtigt. Aus den mit statistischen Verfahren gemittelten Fourier-Koeffizienten werden die einzelnen Komponenten des Impedanztensors \mathbf{Z} und der vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen \vec{T} berechnet (vgl. Abschnitt 2.2.1).

Störungen

Geht man von ungestörten Signalen, optimal funktionierenden Instrumenten und der Gültigkeit aller in Abschnitt 2.2 (Seite 4) beschriebenen Annahmen aus, erhält man über den gesamten Frequenzbereich glatte, untereinander konsistente Kurven für alle Übertragungsfunktionen. Oft werden die natürlichen elektromagnetischen Felder jedoch gestört. Quellen anthropogener Störeinflüsse sind z. B. Stromleitungen, Telefonverbindungen, Straßen, Eisenbahnen, Pipelines oder elektrische Weidezäune. Meistens sind solche Störungen korreliert, d. h. sie beeinflussen sowohl das elektrische als auch das magnetische Feld und führen je nach Stärke zu stark streuenden bzw. untereinander inkonsistenten Kurvenverläufen von scheinbaren spezifischen Widerständen, Phasen und vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen (vgl. Abschnitt 4.2.3). Oft ist dabei das sogenannte „dead band“ zwischen den Periodenlängen 0,1 s und 10 s am stärksten von den Störsignalen betroffen, da in diesem Bereich die Energie natürlicher Anregungen ein deutliches Minimum zeigt (Simpson und Bahr 2005).

Unter dem Begriff „geological noise“ werden *natürliche* Störeinflüsse auf magnetotellurische Übertragungsfunktionen zusammengefasst. Dabei können sowohl das bereits besprochene „galvanic distortion“ (vgl. Abschnitt 2.2.1, S. 9), aber auch Küsten- und Topografieeffekte oder ausgedehnte oberflächennahe gute elektrische Leiter (Bodenschichten, Sümpfe etc.) eine Rolle spielen (Chave und Jones 2012).

Die nördlichen Stationen im kirgisischen Teil des Profils sind deutlich von Störeinflüssen betroffen. In diesem Gebiet ist der Einfluss der Topografie am stärksten, da sich die Stationen in einem tief eingeschnittenen und von der Pamir-Alai-Hochebene zu dem Fergana-Becken um fast 2000 m abfallenden Tal befinden. Die Auswirkung der regionalen Topografieunterschiede wird in dieser Arbeit untersucht und z. T. in Inversionsrechnungen berücksichtigt (vgl. Abschnitt 2.2.1). Einflüsse kleinräumiger Topografiegradienten können jedoch nicht korrigiert werden. Andererseits nehmen anthropogene Störungen wegen steigender Bevölkerungsdichte von Süden nach Norden deutlich zu. In der Hochebene des Pamir im südlichen und zentralen Profilabschnitt wohnen nur wenige Menschen dauerhaft. Dagegen ist das Alai-Tal und das fruchtbare Fergana-Becken dicht besiedelt und mit entsprechender Infrastruktur ausgestattet. Somit sind in dem flachen und strukturschwachen Pamir-Plateau in Tadschikistan die Zeitreihen kaum gestört, was zu sehr glatten und konsistenten $\rho_a(T)$ -, $\varphi(T)$ - und $\vec{T}(T)$ -Verläufen bei „single site“-Prozessierung führt. Dagegen ist die Datenqualität in den Tälern des kirgisischen Profilabschnittes deutlich schlechter, sodass hier die Anwendung der „remote reference“-Technik für den Erhalt belastbarer Übertragungsfunktionen notwendig ist.

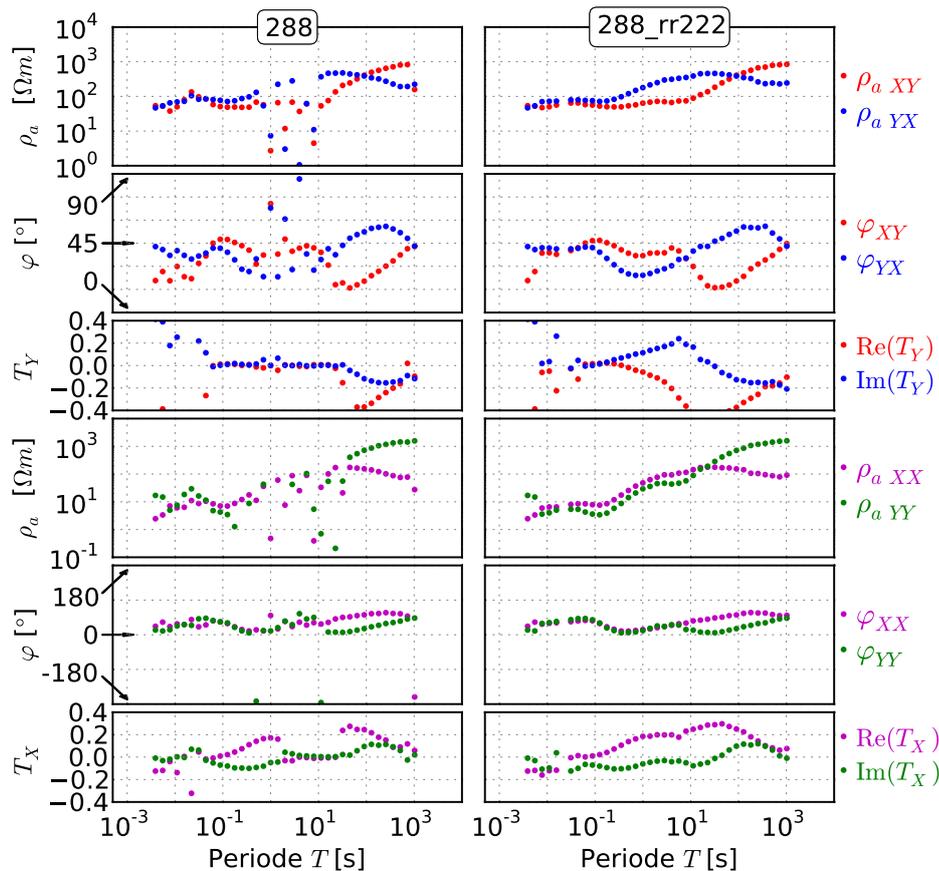


Abbildung 4.2.2: Beispiel zur Qualitätsverbesserung bei „remote reference processing“. Die linke Spalte zeigt den Verlauf der Übertragungsfunktionen der Station 288, die aus dem „single site processing“ gewonnen wurden. Insbesondere im „dead band“ zwischen 0.1 und 10 s ist deutlich eine starke Streuung der Datenpunkte zu erkennen. Die rechte Spalte zeigt Übertragungsfunktionen derselben Station 288, jedoch unter Verwendung der Station 222 als „remote reference“. Die Qualitätsverbesserung ist an den wesentlich glatteren Übertragungsfunktionen klar erkennbar.

Remote Reference Processing

Lokale anthropogene Störungen wie harmonische Wechselstromsignale (z. B. 50 oder 60 Hz) lassen sich relativ gut aus den Zeitreihen durch Bandfilter entfernen. Viele andere korrelierte lokale Störeinflüsse können nicht direkt in den Zeitreihen einer Station erkannt und behandelt werden. In diesen Fällen können Referenz-Verfahren beim Prozessieren der Daten deren Qualität erheblich verbessern (engl. „remote reference processing“). Dabei werden die von lokalen Störsignalen betroffenen Felder der zu prozessierenden Station mit den Zeitreihen von Feldern einer weit entfernten Referenzstation verglichen, um die Störsignale zu ermitteln und zu eliminieren. Diesem Verfahren liegt die Annahme zugrunde, dass die lokalen Störungen eine kürzere

Reichweite als die Induktionssignale von Strukturen im Erdinneren haben sowie zwischen den Stationen nicht korreliert sind (Goubau et al. 1978, Gamble et al. 1979).

Ein Beispiel für deutliche Qualitätsverbesserung bei „remote reference processing“ ist in Abbildung 4.2.2 gegeben. Zuerst sind die aus Nebendiagonalelementen des Impedanzensors errechneten Werte ρ_{axy} , φ_{xy} (rot), ρ_{ayx} , φ_{yx} (blau) sowie Real- und Imaginärteil von T_y dargestellt. Darunter kommen die mit Hauptdiagonalelementen des Impedanzensors verknüpften Übertragungsfunktionen sowie die x -Komponenten der vertikalen magnetischen Übertragungsfunktion. Eine detailliertere Erklärung zu den möglichen Datendarstellungsmöglichkeiten von MT-Daten gibt der nächste Abschnitt 4.2.3. Die hier gezeigten Datenkurven sollen vorgreifend nur die Ergebnisse unterschiedlicher Prozessierungsverfahren beispielhaft veranschaulichen. Die linke Spalte von Abbildung 4.2.2 zeigt die Übertragungsfunktionen der Station 288 nach dem „single site processing“, man erkennt deutlich die starke Streuung der Datenpunkte im „dead band“, etwa zwischen 0.1 s und 10 s. In der rechten Spalte mit der Überschrift „228_rr222“ sind die Übertragungsfunktionen nach dem Prozessieren mit der Station 222 als Referenz-Station dargestellt. Die Streuung der Kurven ist weitestgehend einem glatteren Verlauf gewichen. Beim Messen von MT-Daten wird Norden meist mit positiver x -Richtung sowie Westen mit positiver y -Richtung assoziiert, so auch in diesem Fall. Alle in diesem Abschnitt gezeigten Daten sind in diesem Koordinatensystem dargestellt.

Pseudo-Remote Reference Processing

Wie bereits in Abschnitt 4.2.1 erwähnt, kann es durch Beschädigungen von Kabeln, defekte Sensoren oder Unachtsamkeit in der Wahl der Induktionsspulen-Betriebsmodi dazu kommen, dass einzelne Feldkomponenten und damit auch eine oder mehrere Übertragungsfunktionen unbrauchbar werden. Abbildung 4.2.3, linke Spalte, zeigt am Beispiel der Station 212, wie der Betrieb der B_x -Induktionsspule im Hochfrequenz-Modus einige der Übertragungsfunktionen bei Periodenlängen größer als 0.1 s unbrauchbar werden lässt (starke Streuung der blauen Datenpunkte in oberen Diagrammen der linken Spalte). Dieses Problem kann mit Hilfe des sogenannten „pseudo-remote reference processing“ angegangen werden (Ritter et al. 1998, Muñoz und Ritter 2013). Dabei ersetzt man die unbrauchbare Feldkomponente durch das entsprechende Feld einer zur gleichen Zeit operierenden, möglichst nah gelegenen Nachbarstation. Wenn der Stationsabstand nur wenige Kilometer beträgt, ist die dabei entstehende Verzerrung der Übertragungsfunktionen im Vergleich zu anderen Ungenauigkeiten der Modellerstellung vernachlässigbar. Für die Station 212 konnten mittels des „pseudo-remote reference processing“, unter Verwendung des B_x -Feldes der Nachbarstation 218, sehr gute Resultate erzielt werden, was durch die deutlich glatteren Kurven in der rechten – im Vergleich zur linken Spalte der Abbildung 4.2.3 – sichtbar wird.

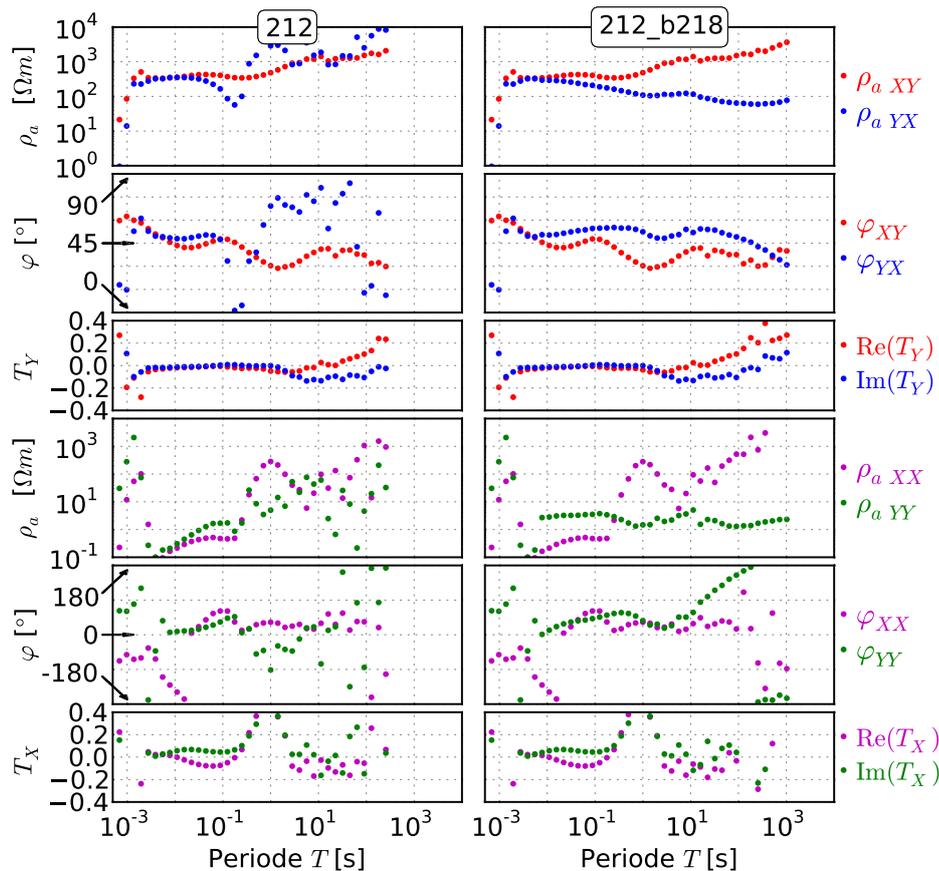


Abbildung 4.2.3: Beispiel für das „pseudo-remote reference processing“. Die linke Spalte zeigt den Verlauf der Übertragungsfunktionen der Station 212 nach dem gewöhnlichen „single site processing“. Aufgrund von Fehlern bei B_x -Feldmessungen sind mittlere und längere Perioden der yx -Komponenten nicht zu gebrauchen (starke Streuung der blauen Datenpunkte in den oberen zwei Diagrammen der linken Spalte). Nach dem Ersetzen der fehlerhaften Felder durch die Werte der zur gleichen Zeit in der Nachbarschaft aufzeichnenden Station 218 ergeben sich brauchbare Übertragungsfunktionen für die Nebendiagonalelemente von ρ_a und φ (obere Graphen der rechten Spalte). Die Hauptdiagonalelemente von ρ_a und φ sowie für T_x bleiben stark gestreut und müssen ggf. maskiert werden.

Übertragungsfunktionen aus mehreren Prozessierungsergebnissen

Aus der Übersicht über die Laufzeiten der MT-Stationen in Abbildung 4.2.1 wird deutlich, dass im Jahr 2009 über einen großen Zeitraum der Messungen mehrere Stationen in Tadschikistan und Kirgistan parallel aufgezeichnet haben. Eine über die ganze Messzeit im Breitbandbereich aufzeichnende, weit entfernte „remote reference“-Station stand nicht zur Verfügung. Damit ergibt sich für fast jede von Störeinflüssen betroffene Station eine Auswahl von parallel laufenden Messungen, die für das „remote reference processing“ in Frage kommen. Wegen des geringen räumlichen Abstandes und den damit zwischen den Stationen korrelierten Störeinflüssen war keine der zur Verfügung

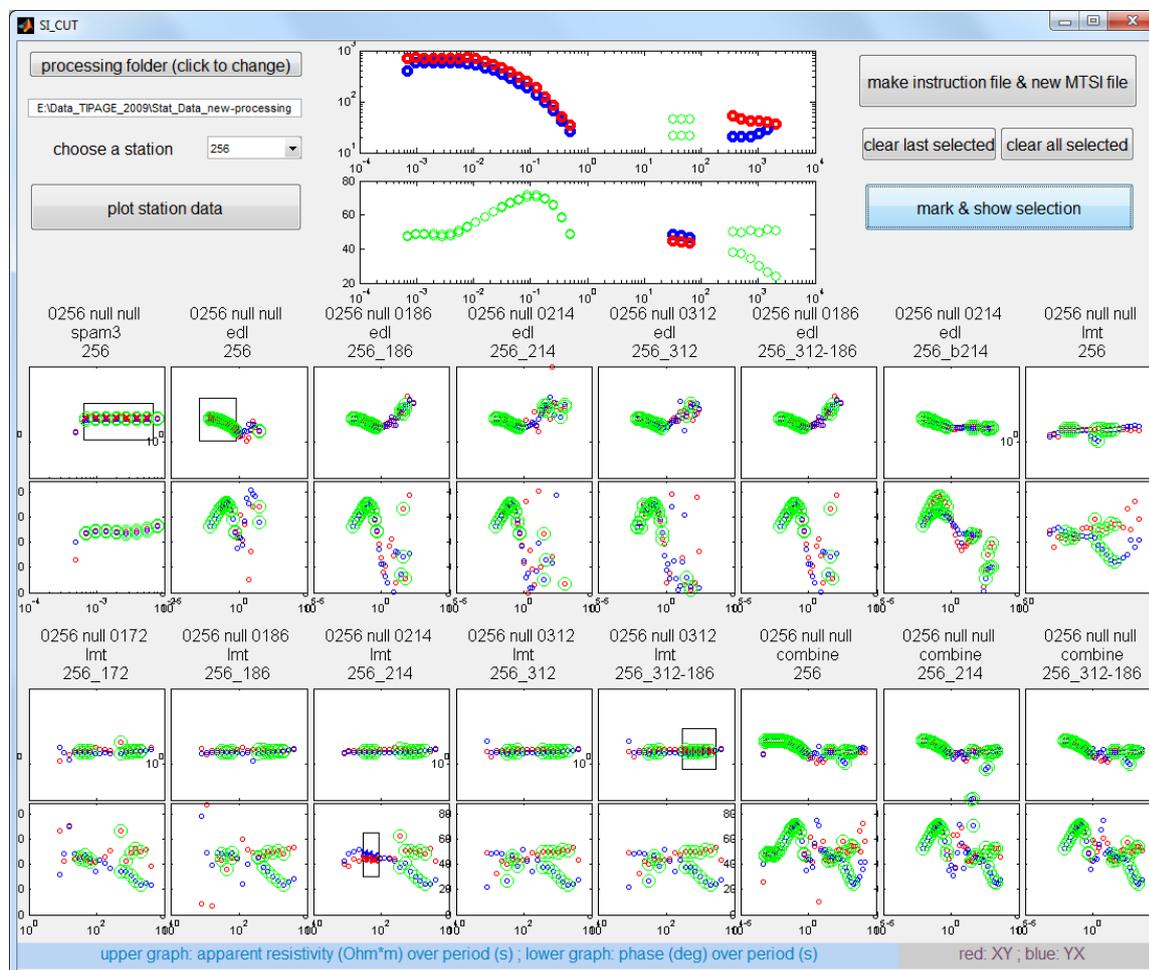


Abbildung 4.2.4: Screenshot der Programmoberfläche von „SI-CUT“. Im mittleren und unteren Bereich der Anzeige werden alle Prozessierungsergebnisse einer Station (hier Station 256) nebeneinander abgebildet. Hochfrequenz-Daten sind mit dem Kürzel „spam3“ gekennzeichnet, BBMT-Übertragungsfunktionen mit „edl“ und LMT-Messungen mit „lmt“. Die Überschrift „0256 null null“ weist auf ein „single site“-Prozessierungsergebnis der Station 256 hin. Bei „remote reference“- oder „pseudo-remote reference“-Ergebnissen ist das letzte „null“ durch den Name der Referenz- oder Pseudo-Referenz-Station ersetzt. Durch interaktives visuelles Zusammenfügen einzelner Periodenbereiche aus unterschiedlichen Prozessierungsergebnissen können aus den dargestellten Ergebnissen möglichst glatte Übertragungsfunktionen für die jeweilige Station erstellt werden. Die gewonnenen zusammengesetzten Kurven werden im oberen Teil der Programmoberfläche angezeigt und zusammen mit Dokumentationsdateien gespeichert.

stehenden „remote reference“-Stationen optimal geeignet. Durch das „remote reference processing“ wurde deswegen oft nur ein geringer Periodenbereich der Übertragungsfunktionen verbessert, während für andere Perioden die Qualität abnahm. Ich wendete für etwa 350 der möglichen Kombinationen der im Jahr 2009 operierenden Lokal- und Referenzstationen das „remote reference processing“ an. Aufgrund der schwer zu bestimmenden Art der Störsignale kam es manchmal bei scheinbar ungünstigen Stationskombinationen (sehr geringer Abstand oder schlechte Datenqualität der Referenzstation) zu einer deutlichen Qualitätssteigerung der Übertragungsfunktionen, während scheinbar günstigere Kombinationen keine Verbesserung mit sich brachten.

Stationsdaten, die mit unterschiedlichen Abtastraten sowie unterschiedlichen Datenloggern und Sensoren für verschiedene Periodenbereiche (Hochfrequenz, BBMT, LMT) aufgezeichnet wurden, mussten getrennt voneinander prozessiert werden. Um nun aus der oft großen Anzahl der für eine Station produzierten Prozessierungsergebnisse und Übertragungsfunktionen glatte und belastbare Kurven zu erzeugen, verwendete ich das selbst geschriebene Programm „SI-CUT“. Darin werden alle Ergebnisse für verschiedene Messklassen (Hochfrequenz, BBMT, LMT) sowie von unterschiedlichen „remote reference“- und „pseudo-remote reference“-Processierungen nebeneinander angezeigt. In dieser Ansicht können nun die verschiedenen Periodenbereiche miteinander verglichen und zu möglichst glatten Übertragungsfunktionskurven interaktiv zusammengesetzt werden. Die resultierenden Übertragungsfunktionen der zu bearbeitenden Station werden angezeigt und gespeichert. Zur Dokumentation der getroffenen Auswahl wird ein „instruction file“ erzeugt, das später auch direkt zur Reproduktion der getroffenen Auswahl von „SI-CUT“ eingelesen werden kann. Ein Beispiel der Programmoberfläche von „SI-CUT“ mit teilweise erzeugten zusammengesetzten ρ_a - und φ -Kurven aus unterschiedlichen Prozessierungsergebnissen für die Station 256 zeigt ein Screenshot in [Abbildung 4.2.4](#).

4.2.3 Übertragungsfunktionen

Grundsätzlich gibt es mehrere Möglichkeiten, magnetotellurische Daten darzustellen. Das direkte Abbilden der gemessenen Zeitreihen spielt in der MT eine wichtige Rolle bei der visuellen Kontrolle des Messprozesses und bei der Fehlersuche vor und während des Prozessierens, nicht jedoch für die Darstellung und Auswertung von MT Daten. Stattdessen verwendet man meistens Kurven von Übertragungsfunktionen. Nachfolgend zeige ich mehrere Möglichkeiten der Darstellung von MT-Übertragungsfunktionen.

Impedanz sowie scheinbarer elektrischer Widerstand und Phase

Eine der wichtigsten Übertragungsfunktionen ist der von Frequenz (oder Periode) abhängige Impedanztensor \mathbf{Z} . Wie in [Kapitel 2.2.1](#) beschrieben, besteht \mathbf{Z} aus 4 komplexen Komponenten Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} und Z_{yy} , die in den Koordinaten des jeweils gewählten Systems (\vec{e}_x , \vec{e}_y) angegeben werden. [Abbildung 4.2.5](#) zeigt die insgesamt 8 Komponenten des Impedanztensors in Abhängigkeit von der Periode T am Beispiel der Station 050. Wie man am Kurvenverlauf erkennen kann, besitzt die Impedanz sowohl negative als auch positive Anteile, die bei kurzen Perioden meistens wesentlich

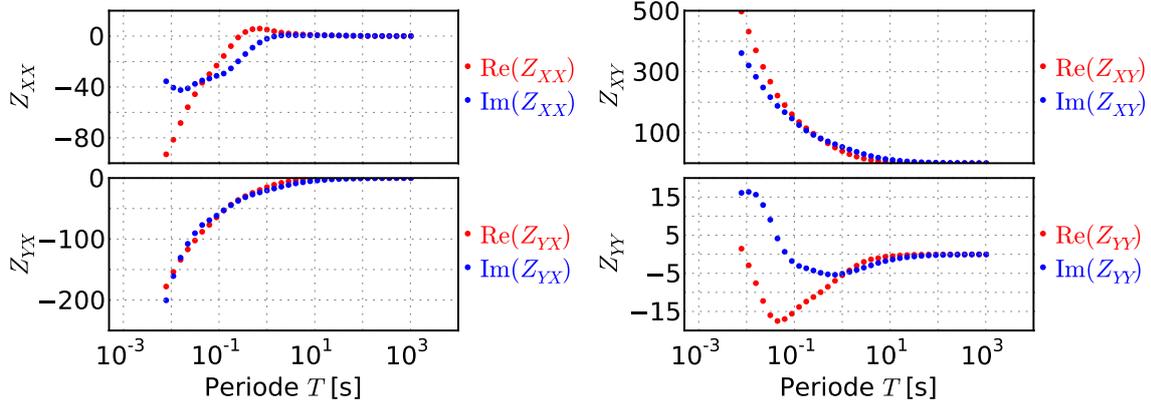


Abbildung 4.2.5: Komponenten des Impedanztensors in Abhängigkeit von der Periode am Beispiel der Station 050. Bei dem hier und in den nachfolgenden Abbildungen dieses Kapitels zugrunde liegenden Koordinatensystem zeigt \vec{e}_x nach Norden und \vec{e}_y nach Osten.

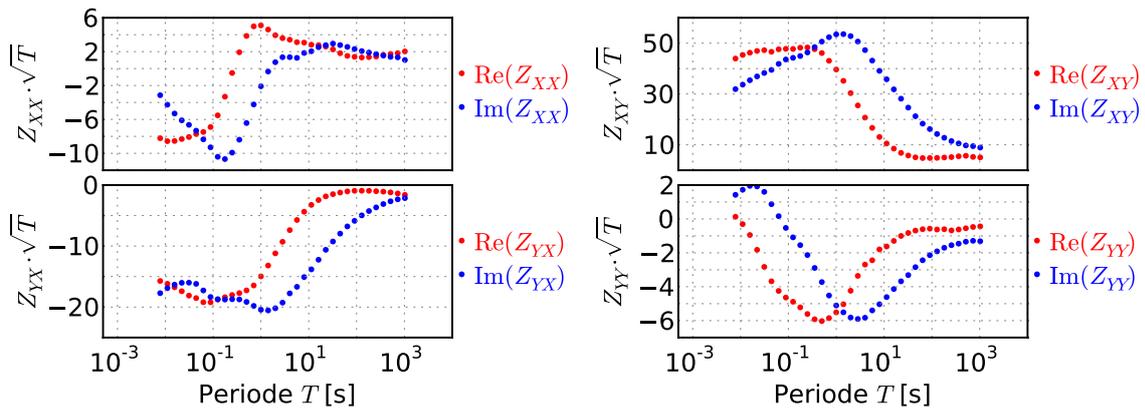


Abbildung 4.2.6: Komponenten des Impedanztensors in Abhängigkeit von der Periode am Beispiel der Station 050, normiert mit der Wurzel der Periode zur besseren Ausnutzung des Wertebereiches.

größere Absolutwerte als bei längeren Perioden aufweisen. Durch das Normieren der Impedanzwerte mit der Wurzel der Periodenlänge \sqrt{T} erhält man ausgeglichenerere Kurvenverläufe bei allen Perioden, dargestellt für dieselbe Station 050 in Abbildung 4.2.6. Diese Darstellung kann man nutzen, um die berechnete Modellantwort eines Inversionsergebnisses mit gemessenen Daten visuell zu vergleichen und damit die Güte der Datenanpassung und damit Verlässlichkeit des Modells zu untersuchen (vgl. Kapitel 5).

Am gebräuchlichsten jedoch sind die reellen Übertragungsfunktionen scheinbarer elektrischer Widerstand ρ_a und Phase φ , die nach den Gleichungen 2.2.14 und 2.2.15 (S. 7) aus den Impedanzwerten berechnet werden. Sie sind für die Station 050 in

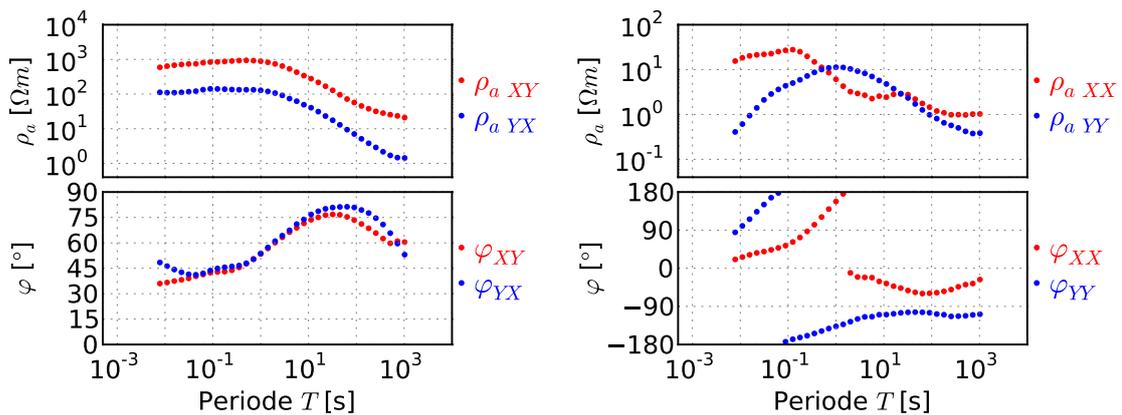


Abbildung 4.2.7: Scheinbarer elektrischer Widerstand ρ_a und Phase φ in Abhängigkeit von der Periode am Beispiel der Station 050, für alle Komponenten des Impedanztensors \mathbf{Z} : Diagramme auf der linken Seite zeigen ρ_a - und φ -Kurven, die aus den Nebendiagonalelementen von \mathbf{Z} berechnet wurden; rechte Diagramme repräsentieren die Hauptdiagonalelemente.

Abbildung 4.2.7 dargestellt, wobei nun die beiden oberen Graphen die ρ_a -Kurven und die beiden unteren Graphen die φ -Kurven für alle Impedanztensorelemente anzeigen. Im Grunde bildet ρ_a den Betrag und φ die Phase einer komplexen Impedanztensorelemente ab. Liegen die Phasenwerte von Komponenten $\{i,j\} \in \{x,y\}$, die man miteinander vergleichen möchte, in unterschiedlichen Quadranten, so transferiert man oft aus praktischen Gründen die Phasen in einen gemeinsamen Quadranten. So werden z. B. die eigentlich in gegenüberliegenden Quadranten liegenden Phasen φ_{xy} und φ_{yx} fast immer zusammen im ersten (oder in den ersten zwei) Quadranten dargestellt: $\varphi_{xy}, \varphi_{yx} \in [0, \frac{\pi}{2}]$. Am Beispiel der Station 050 in Abbildung 4.2.7 erkennt man parallelen Versatz der Kurven von $\rho_{axy}(T)$ und $\rho_{ayx}(T)$ gut den Einfluss von lokalen, nicht-induktiven Ladungsansammlungen auf den scheinbaren elektrischen Widerstand („static shift“, vgl. Beschreibung in Abschnitt 2.2.1 auf S. 9).

Um in der Praxis die Daten vieler Stationen und großer Periodenbereiche kompakt und übersichtlich darzustellen, verwendet man oft Pseudosektionen. Dabei werden bestimmte Übertragungsfunktionen aller Stationen farbcodiert als Streifen nebeneinander abgebildet. Es entsteht eine Farbkarte mit den Stationsnamen oder deren Abstand als Abszisse und der Periode oder Frequenz als Ordinate. Die dritte, farbcodierte Dimension stellt die jeweilige Übertragungsfunktion dar. Meistens werden Daten von großen Periodenlängen im unteren Bereich einer Pseudosektion gezeigt, da sie durch das größere Induktionsvolumen Informationen aus größeren Tiefen beinhalten als hochfrequente Daten. Damit kann die Periodenachse durch eine sehr grobe, qualitative Betrachtungsweise direkt mit der Tiefe verbunden werden und einen ersten Einblick in die Leitfähigkeitsverteilung geben, wodurch der Name „Pseudo-Sektion“ verständlich wird. Die Pseudosektionsdarstellung lässt zwar oft Feinheiten der Übertragungsfunktionen in dem Gesamtbild untergehen, erlaubt aber eine gute Übersicht über die Verteilung und Konsistenz einzelner Datenbereiche (mehr dazu in Abschnitt 4.4).

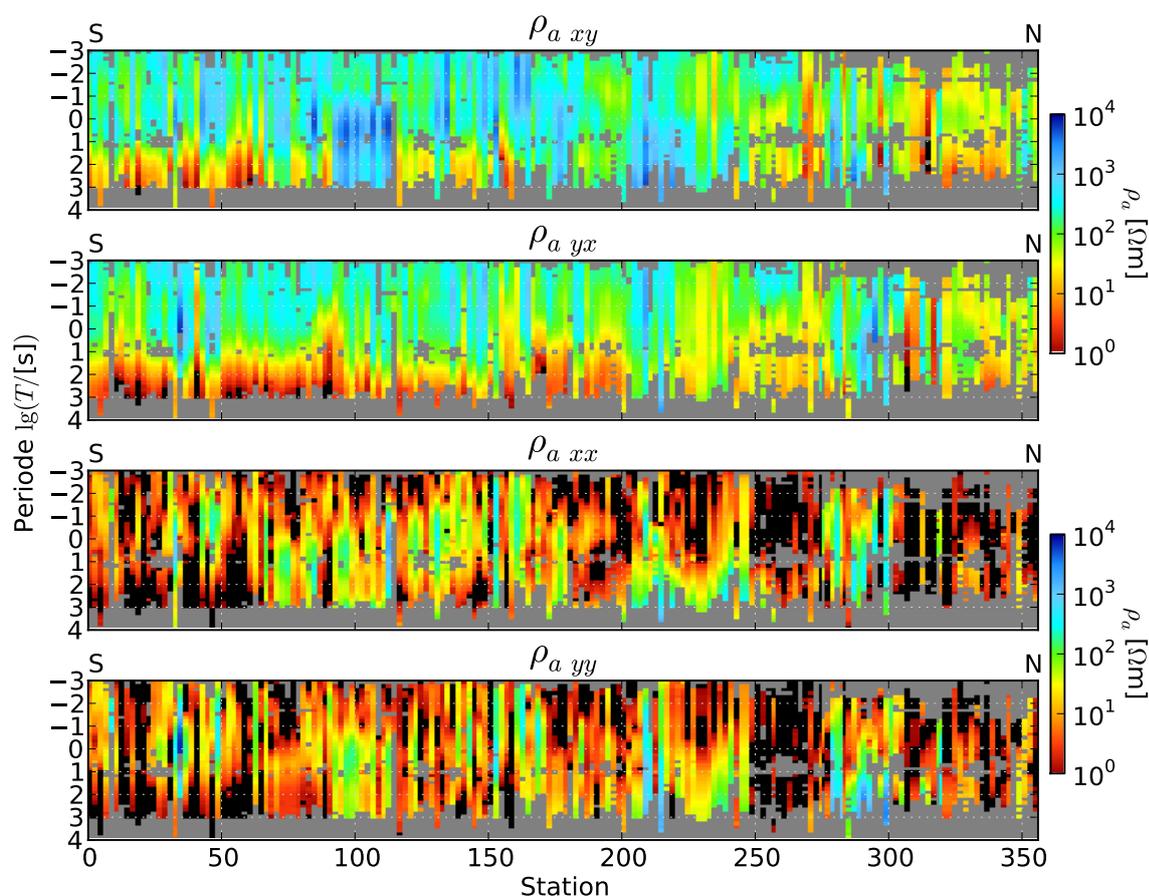


Abbildung 4.2.8: Pseudosektionen des scheinbaren elektrischen Widerstandes ρ_a für alle Stationen und alle verfügbaren Perioden. Die beiden oberen Abbildungen zeigen ρ_{axy} - und ρ_{ayx} -Werte, die aus den Nebendiagonalelementen des Impedanztensors berechnet worden sind. Die unteren Diagramme zeigen die mit Hauptdiagonalelementen von \mathbf{Z} verbundenen Werte ρ_{axx} und ρ_{ayy} . Daten südlicher Stationen und großer Periodenlängen ($T = 10^4$ s) sind jeweils auf der linken und unteren Seite, Daten nördlicher Stationen und kurzer Perioden ($T = 10^{-3}$ s) auf der rechten und oberen Seite der einzelnen Abbildungen dargestellt.

Pseudosektionen des scheinbaren elektrischen Widerstandes und der Impedanz-Phasen aller TIPAGE-MT-Stationen sind in Abbildungen 4.2.8 und 4.2.9 dargestellt. Zusammen mit den magnetischen Übertragungsfunktionen (nächster Abschnitt) bilden diese Daten die Grundlage der vorliegenden Arbeit.

Magnetische Übertragungsfunktionen

Die vertikale magnetische Übertragungsfunktion \vec{T} (engl. „vertical magnetic transfer function“, VMTF, Gleichung 2.2.16 auf S. 7) beschreibt den Zusammenhang zwischen primären horizontalen und sekundären vertikalen Anteilen des magnetischen Feldes

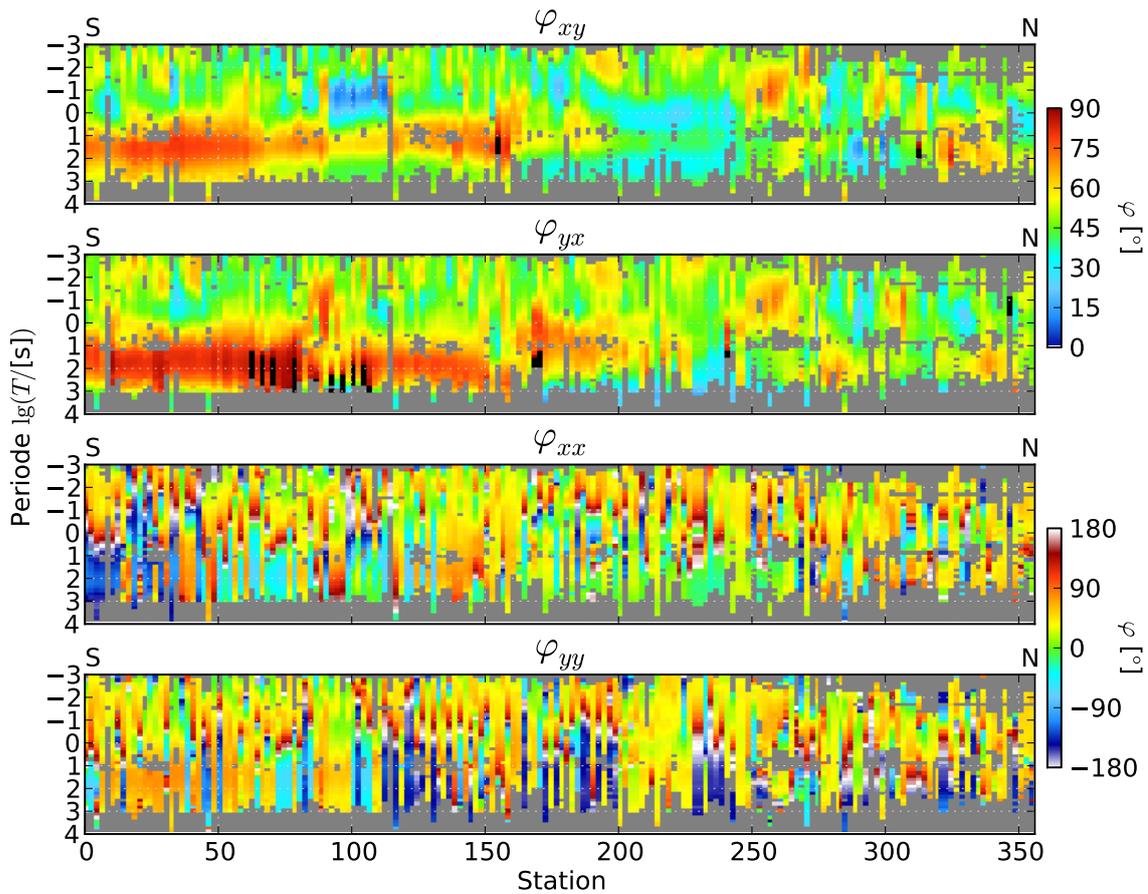


Abbildung 4.2.9: Pseudosektionen der Phasenwerte für alle Stationen und alle gemessenen Perioden. Phasen der Nebendiagonalelemente φ_{xy} und φ_{yx} (obere Abbildungen) werden normalerweise in einem Quadranten als $\varphi \in [0^\circ, 90^\circ]$ dargestellt. Bei dreidimensionalen Leitfähigkeitsverteilungen und ungewöhnlichen Geometrien induzierter Stromsysteme kann es zu Phasen $> 90^\circ$ kommen. Auch der vorliegende Datensatz weist Phasenwerte $> 90^\circ$ auf, die in den Pseudosektionen unten links und oben rechts schwarz gekennzeichnet sind. Phasen der Hauptdiagonalelemente φ_{xx} und φ_{yy} (untere Abbildungen) beinhalten meistens Werte des gesamten Einheitskreises, hier haben wir $\varphi \in [-180^\circ, +180^\circ]$ gewählt.

(vgl. Abschnitt 2.2.1). \vec{T} -Daten können auf verschiedene Weise dargestellt werden. Naheliegender ist die Darstellung als Kurven $T_i(\omega)$, $i \in \{x, y\}$, getrennt für Real- und Imaginärteil (für die Station 050 in Abb. 4.2.10). Analog zu den eben besprochenen Pseudosektionsdarstellungen für ρ_a und φ können auch die VMTF als Pseudosektionen dargestellt werden. Solche Pseudosektionen, getrennt in Real- und Imaginärteil von T_x und T_y , sind in Abbildung 4.2.11 gegeben.

Eine alternative Darstellung für die VMTF sind die reellen und imaginären Induktionspfeile \vec{P} und \vec{Q} :

$$\begin{aligned}\vec{P}(\omega) &= \operatorname{Re}(T_x(\omega))\vec{e}_x + \operatorname{Re}(T_y(\omega))\vec{e}_y \\ \vec{Q}(\omega) &= \operatorname{Im}(T_x(\omega))\vec{e}_x + \operatorname{Im}(T_y(\omega))\vec{e}_y\end{aligned}$$

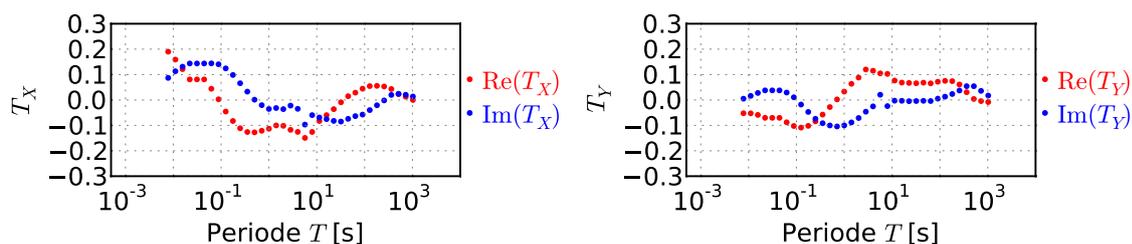


Abbildung 4.2.10: Real- und Imaginäranteile der magnetischen Übertragungsfunktionen T_x und T_y in Abhängigkeit von der Periode am Beispiel der Station 050.

Bei der in Europa gebräuchlichen Darstellungskonvention nach Wiese zeigen die realen Induktionspfeile weg von Bereichen mit erhöhtem induktiven Effekt und damit weg von guten Leitern. Die Induktionspfeile werden oft entweder für alle Frequenzen einer Station nebeneinander dargestellt oder für eine Frequenz und alle Stationen in einer Kartenansicht am geographischen Ort der jeweiligen Station (für drei ausgewählte Frequenzen in Abb. 4.2.12). Die Analyse der Induktionspfeile bildet oft die erste Stufe einer Dimensionalitätsabschätzung der Daten, die im nächsten Kapitel 4.3 besprochen wird.

4.3 Dimensionalität und Streichwinkelanalyse

4.3.1 Skew Parameter

Eine dimensionslose, rotationsinvariante Größe zur Charakterisierung der Dimensionalität des Untergrundes ist der frequenzabhängige *Skew*-Wert des Impedanztensors. Definiert durch Swift (1967) beschreibt er die Abweichung des Untergrundes von einer 1D- oder 2D-Leitfähigkeitsverteilung. Oft wird eine vorherrschende 1D/2D-Verteilung durch „galvanic distortion“ kleinräumiger Inhomogenitäten verdeckt. Dann eignet sich der *phasensensitive Skew* nach Bahr (1988) besser zur robusteren Charakterisierung der Dimensionalität. Eine 1D oder 2D Leitfähigkeitsverteilung führt zu Skew-Werten von 0, größere Werte deuten auf 3D-Strukturen. In der Praxis werden Werte bis 0,2–0,3 als vereinbar mit 2D-Annahmen betrachtet. Pseudosektionen der Skew-Werte für alle Stationen und alle Perioden sind in Abbildung 4.3.1 angeführt, wobei die Farbskala so gewählt wurde, dass Werte kleiner als 0,3 blau und Werte größer als 0,3 rot erscheinen. Die dominierende Farbe beider Skew-Pseudosektionen ist dunkles Blau, was Skew-Werte $< 0,2$ für die meisten Datenpunkte anzeigt. Dennoch existieren zusammenhängende Regionen von Skew-Werten $> 0,4$. Am deutlichsten treten sie bei langen Perioden (ab etwa 10 s) der Stationen 060 bis 090 auf. In diesem Bereich treten auch Phasen $> 90^\circ$ auf (mehr dazu in Abschnitt 4.4), sodass hier starker Einfluss von bedeutenden 3D-Strukturen offensichtlich ist. Am nördlichen Profilende

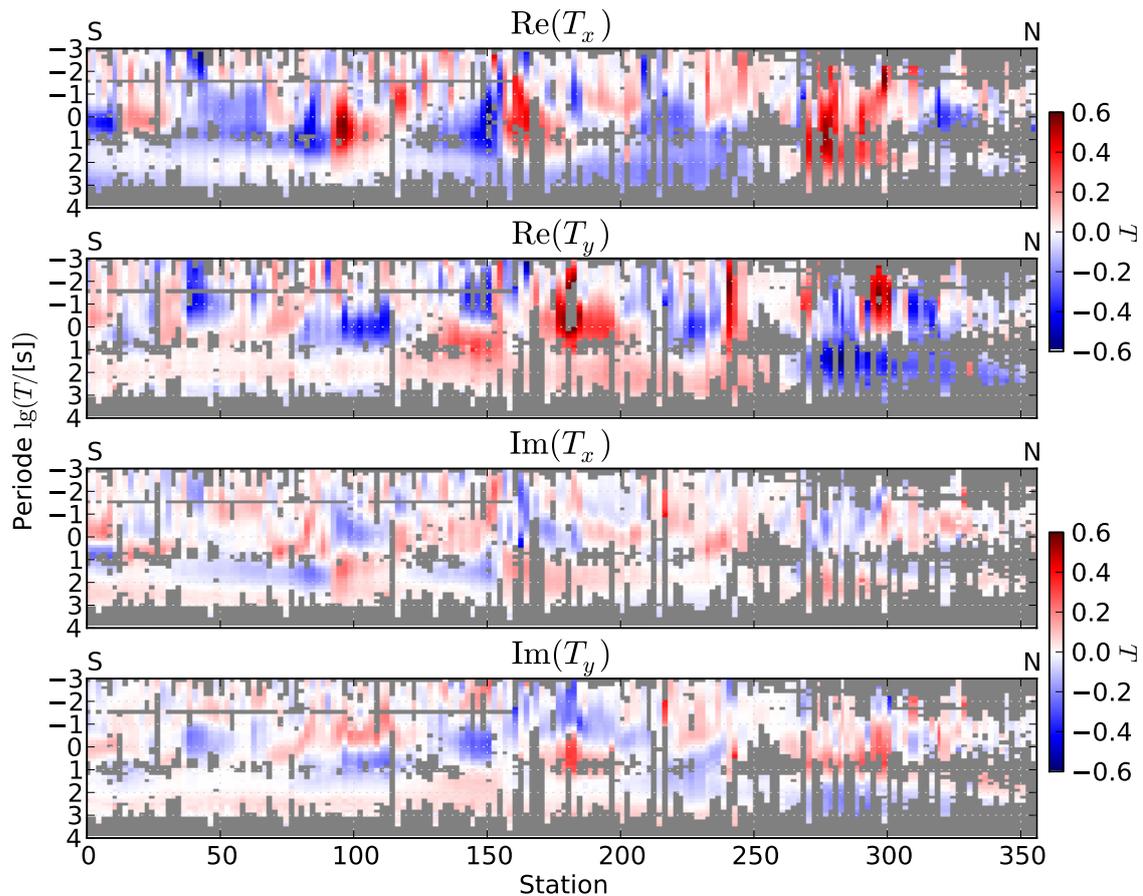


Abbildung 4.2.11: Pseudosektionen der Real- und Imaginäranteile der magnetischen Übertragungsfunktionen T_x und T_y für alle Stationen und alle gemessenen Perioden.

hängen Skew-Werte $> 0,4$ höchstwahrscheinlich mit dem Einfluss von anthropogenen Störungen zusammen. Mit Skew-Werten $< 0,2$ für den überwiegenden Teil der Stationen und Perioden ist der vorliegende Datensatz im Wesentlichen gut mit der Annahme zweidimensionaler Leitfähigkeitsverteilung vereinbar. Die damit vorhandene, dominierende geoelektrische Streichrichtung kann mittels einer Streichwinkelanalyse ermittelt werden.

4.3.2 Streichwinkelanalyse

Zur Bestimmung der regionalen geoelektrischen Streichrichtung (dominierende Richtung des regionalen Stromflusses) habe ich eine Streichrichtungsanalyse nach dem Verfahren von [Becken und Burkhardt \(2004\)](#) durchgeführt. Dabei wird zugrunde gelegt, dass bei einer dominierenden 2D-Leitfähigkeitsverteilung linear polarisierte primäre Magnetfelder generell elliptisch polarisierte sekundäre Felder erzeugen. Die sekundären Felder sind jedoch ebenfalls *linear* polarisiert (Elliptizität geht gegen Null), wenn das primäre Feld parallel oder senkrecht zu der 2D-Streichrichtung schwingt. Nach [Bahr \(1988\)](#) entspricht die Polarisationsrichtung der Impedanztensorenspalten, der

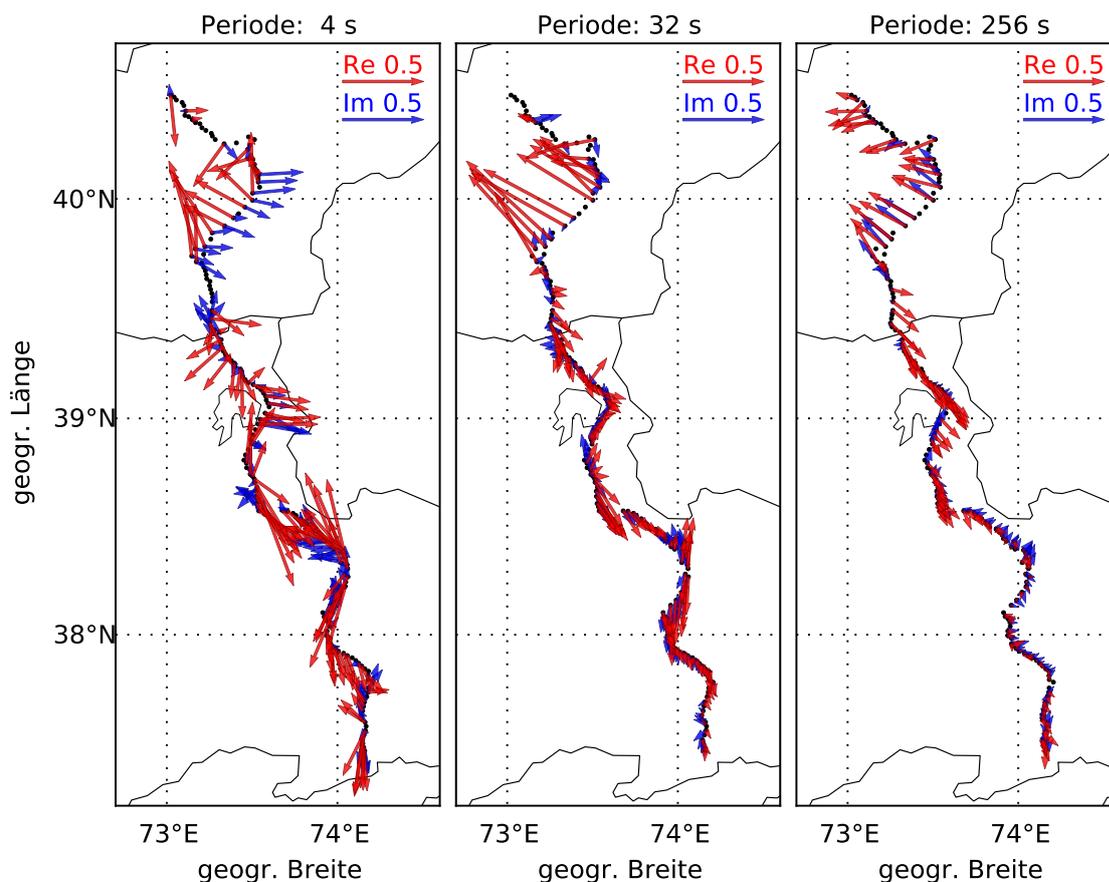


Abbildung 4.2.12: Induktionspfeile aller Stationen (Real- und Imaginärpfeile \vec{P} und \vec{Q} in rot und blau), dargestellt in Kartenansichten für drei Perioden (4, 32 und 256 s). Neben den Stationspositionen (schwarze Punkte) sind Landesgrenzen und die Umrisse des Karakul-Sees in Nordpamir durch schwarze Linien gekennzeichnet.

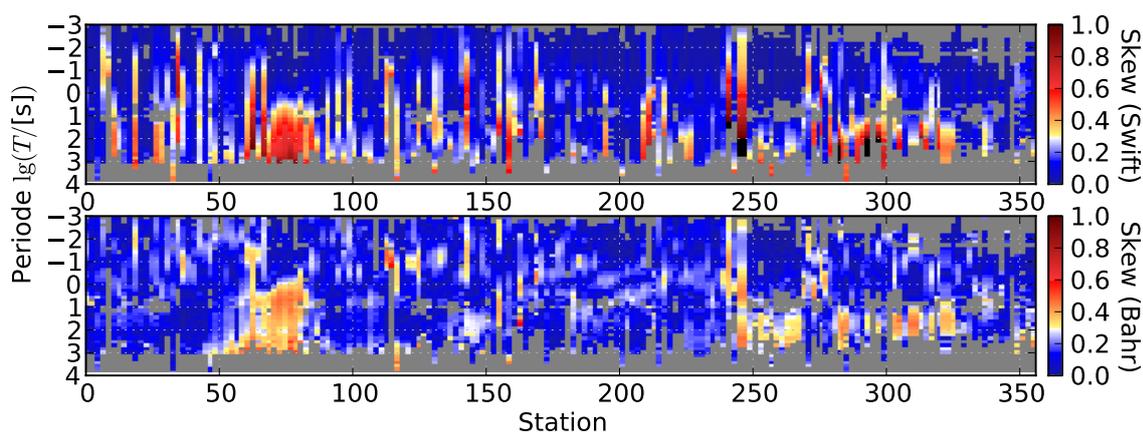


Abbildung 4.3.1: Pseudosektionen der Skew-Werte nach der Definition von **Swift** (1967, oberes Bild) und **Bahr** (1988, unteres Bild). In der Praxis werden Werte $< 0,2 \dots 0,3$ (Blau) als vereinbar mit der Annahme einer zweidimensionalen Leitfähigkeitsverteilung angesehen.

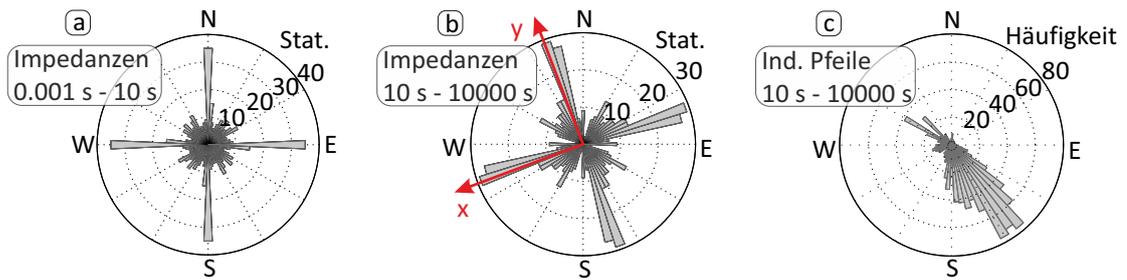


Abbildung 4.3.2: (a) und (b) Rose-Histogramme der geoelektrischen Streichrichtung, ermittelt durch Dekomposition des Impedanztensors nach [Becken und Burkhardt \(2004\)](#). Durchgeführt für alle Stationen und Wellenlängen zwischen 0,001 s und 10 s (a), sowie 10 s und 10000 s (b). N, S, W, E bezeichnen geographische Himmelsrichtungen. Die grau unterlegten Bereiche stehen für die Anzahl von Stationen, die unter den betrachteten Wellenlängen eine dominierende Streichrichtung in die markierte Richtung aufweisen. Je länger der graue Bereich, desto mehr Stationen sind von einem Stromfluss parallel zu dieser Richtung beeinflusst. (c) Rose-Histogramm der Richtung realer Induktionspfeile für alle Stationen und Perioden zwischen 10 s und 10000 s. Graue Bereiche repräsentieren die Häufigkeit des Auftretens einer bestimmten Richtung realer Induktionspfeile.

sogenannten „tellurischen Vektoren“, der Polarisationsrichtung der zugrunde liegenden magnetischen und elektrischen Feldkomponenten. Damit kann die regionale geoelektrische Streichrichtung jeder Station als die Richtung ermittelt werden, bei der die Elliptizität der Impedanztensorspalten minimal wird.

Die Ergebnisse der Streichwinkelanalyse für den TIPAGE-Datensatz sind in Form von Rose-Histogrammen in [Abbildungen 4.3.2](#) und [4.3.3](#) zusammengefasst. In [Abbildung 4.3.2](#) wurde das Diagramm (a) durch die Analyse von Impedanzdaten aller Stationen im Periodenbereich 0,001 s bis 10 s erzeugt. Es zeigt, dass das geoelektrische Streichen entlang des gesamten Profils in der oberen Kruste* sehr klar durch eine der beiden Richtungen West-Ost oder Nord-Süd dominiert wird. Die prinzipielle 90°-Mehrdeutigkeit der Streichwinkelanalyse führt zu den kreuzförmig aussehenden Diagrammen und kann durch Hinzuziehen der vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen und/oder der regionalen geologischen Streichrichtung gelöst werden. Die dominierende Richtung des geologischen Streichens an der Oberfläche verläuft klar in West-Ost (vgl. Karte in [Abb. 3.2.1](#) auf Seite 35), sodass diese Richtung auch als die Richtung des dominierenden Stromflusses bestimmt werden kann. Für Perioden zwischen 10 s und 10000 s unterscheidet sich das geoelektrische Streichen in tieferen Schichten (etwa mittlere bis untere Erdkruste, [Abb. 4.3.2 b](#)) um ca. 15° von der oberflächennahen Richtung. Durch das Hinzuziehen der Richtung langperiodischer Induktionspfeile ([Abb. 4.3.2 c](#)) ergibt sich, dass der dominierende Stromfluss in tieferen Schichten entlang der WSW-ENE-Richtung verläuft, etwa senkrecht zur Profilgeraden (vgl. Karte in [Abb. 3.2.1](#) auf S. 35).

* zur Abschätzung der Tiefe: bei $T = 10$ s und $\rho = 100 \Omega\text{m}$ beträgt die Eindringtiefe 15 km

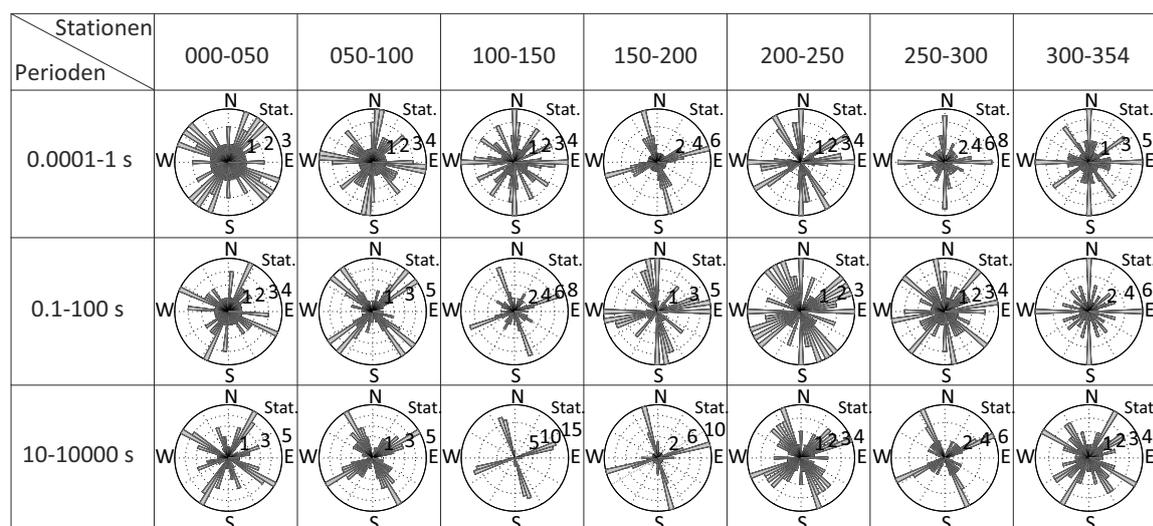


Abbildung 4.3.3: Rose-Histogramme der geoelektrischen Streichrichtung für leicht überlappende Stationsintervalle und Periodenbereiche, ermittelt nach [Becken und Burkhardt \(2004\)](#). Die Spalten der Tabelle beinhalten Diagramme, die unter Verwendung von jeweils etwa 25 aufeinander folgende Stationen vom südlichen Profilende (Stationen 000–050, linke Spalte) bis zum nördlichen Profilende (Stationen 300–354, rechte Spalte) erstellt worden sind. Die Zeilen unterscheiden Periodenbereiche, die von kurzen Perioden und damit kleinen Eindringtiefen in oberer Zeile zu langen Perioden und großen Eindringtiefen in unterer Zeile reichen. Vgl. mit [Abb. 4.3.2](#).

Abbildung 4.3.3 offenbart einige Variabilität der Streichrichtung entlang des Profils und bei unterschiedlichen Perioden. Die Tabelle zeigt Streichrichtungsdiagramme, für deren Berechnung nur Stationen aus bestimmten Abschnitten des Profils (Spalten) bzw. ein engerer Periodenbereich (Zeilen) verwendet wurde. Insbesondere Diagramme der ersten Zeile und der ersten Spalte sind einer starken Streuung unterworfen und/oder scheinen mit der ermittelten Gesamtstreichrichtung nicht konsistent zu sein. Diagramme der ersten Zeile wurden unter Verwendung von Periodenlängen zwischen 0,0001 s und 1 s erstellt. Eine Abschätzung zeigt, dass die Skintiefe elektromagnetischer Strahlung mit einer Periode $T = 1$ s bei Eindringen in die Erde mit einem hypothetischen Widerstand von $\rho = 100 \Omega\text{m}$ etwa 5 km beträgt, bei $T = 0,1$ s sind es etwa 1,5 km. Induktionsvolumen in dieser Größenordnung sind bei vielen Stationen durch eindimensionale oder kleinräumig variierende Leitfähigkeitsverteilungen geprägt, für die keine eindeutige Streichrichtung ermittelt werden kann. Auch die Streuung der Streichrichtungen in tieferen Schichten (bei längeren Perioden) im südlichen Profilabschnitt (erste Spalte, Stationen 000-050) hängt mit der undefiniertheit der Streichrichtung bei 1D-Bedingungen zusammen. Die ρ_a - und φ -Kurven der beiden Nebendiagonalelemente dieser Stationen sind bis auf wenige Ausnahmen fast identisch, was auf eine 1D-Leitfähigkeitsverteilung hinweist (vgl. ρ_a - und φ -Kurven der Stationen 000-060 in [Abb. 0.3](#) im Anhang auf S. 149). Die meisten anderen Diagramme der [Abbildung 4.3.3](#) stimmen mit der ermittelten Gesamt-Streichrichtung WSW-ENE im Wesentlichen überein. Nur im Norden des Profils überschreiten Abweichungen von der

ermittelten Gesamtstreichrichtung den Wert von etwa 10° . Hier mindert deutlicher Einfluss anthropogener Störsignale die Datenqualität und die Streichrichtungsbestimmung wird weniger zuverlässig.

4.4 Diskussion

Die eben vorgestellte Streichwinkelanalyse offenbart zwei dominierende geoelektrische Streichrichtungen. In oberflächennahen Schichten verläuft der Stromfluss hauptsächlich in West-Ost-Richtung (Abb. 4.3.2 a). In tieferen Schichten ist die dominierende Stromflussrichtung um ca. 15° gedreht und verläuft in WSW-ENE-Richtung (Abb. 4.3.2 b). Das Induktionsvolumen längerer Perioden, die für die Streichrichtungsbestimmung in Abbildung 4.3.2 (b) verwendet wurden, liegt nach einer groben Abschätzung um mehrere Größenordnungen über dem Induktionsvolumen kürzerer Perioden aus Abbildung 4.3.2 (a). Dadurch dominiert die Streichrichtung längerer Perioden weitaus größere Bereiche der Kruste, als die Streichrichtung kürzerer Perioden. Aus diesem Grund wurden alle Daten um 105° in das mit roten Pfeilen in Abbildung 4.3.2 (b) markierte Koordinatensystem gedreht. Die x -Richtung des neuen Koordinatensystems verläuft nun etwa senkrecht zum Profil in WSW-ENE-Richtung, parallel zu der Hauptrichtung des elektrischen Stromflusses. Die y -Richtung zeigt entsprechend entlang des Profils nach NNW.

Das Koordinatensystem der dominierenden Streichrichtung ist gut mit einer 2D-Leitfähigkeitsverteilung vereinbar. Durch das Rotieren der Impedanzen und VMTF in dieses Koordinatensystem kommt es zur Entkoppelung zweier Gruppen von Feldgleichungen und Bildung der TE- und TM-Moden (vgl. Beschreibung der Moden auf Seite 8). Die xy -Komponente des Impedanztensors kann nun mit der TE-Mode und die yx -Komponente mit der TM-Mode assoziiert werden. Abbildungen 4.4.1 und 4.4.2 zeigen Pseudosektionen des scheinbaren spezifischen Widerstandes und der Phase nach der Rotation. Pseudosektionen der Real- und Imaginärteile rotierter VMTF-Daten T_x und T_y sind in Abbildung 4.4.3 zu sehen (vgl. mit Pseudosektionen vor der Rotation in Abb. 4.2.8, 4.2.9 und 4.2.11).

Bei idealen 2D-Bedingungen wären die Hauptdiagonalelemente des Impedanztensors und damit die entsprechenden Werte des scheinbaren spezifischen Widerstandes Null. Wie zu erwarten, sind die ρ_{axx} - und $\rho_{a yy}$ -Werte deutlich kleiner als die Werte für ρ_{axy} und ρ_{ayx} (Abb. 4.4.1), ρ_{axx} - und $\rho_{a yy}$ -Werte unterhalb von $1 \Omega\text{m}$ (schwarz) weisen auf eine gute Vereinbarkeit der Impedanzwerte mit zweidimensionaler Leitfähigkeitsverteilung hin.

Anhand der Pseudosektionendarstellung in Abbildung 4.4.1 kann man bereits erste Hinweise auf die Leitfähigkeitsverteilung gewinnen. So lassen die generell niedrigen $\rho_{a \text{TE}}$ - und $\rho_{a \text{TM}}$ -Werte bei langen Perioden im südlichen Profilabschnitt auf niedrige Widerstände in größerer Tiefe im südlichen Pamir schließen (rote Farben bei niedrigen Stationszahlen und langen Perioden in Abb. 4.4.1 für $\rho_{a \text{TE}}$ und $\rho_{a \text{TM}}$). Dieser Bereich niedriger Widerstände erlaubt die Induktion intensiver Stromsysteme in Richtung

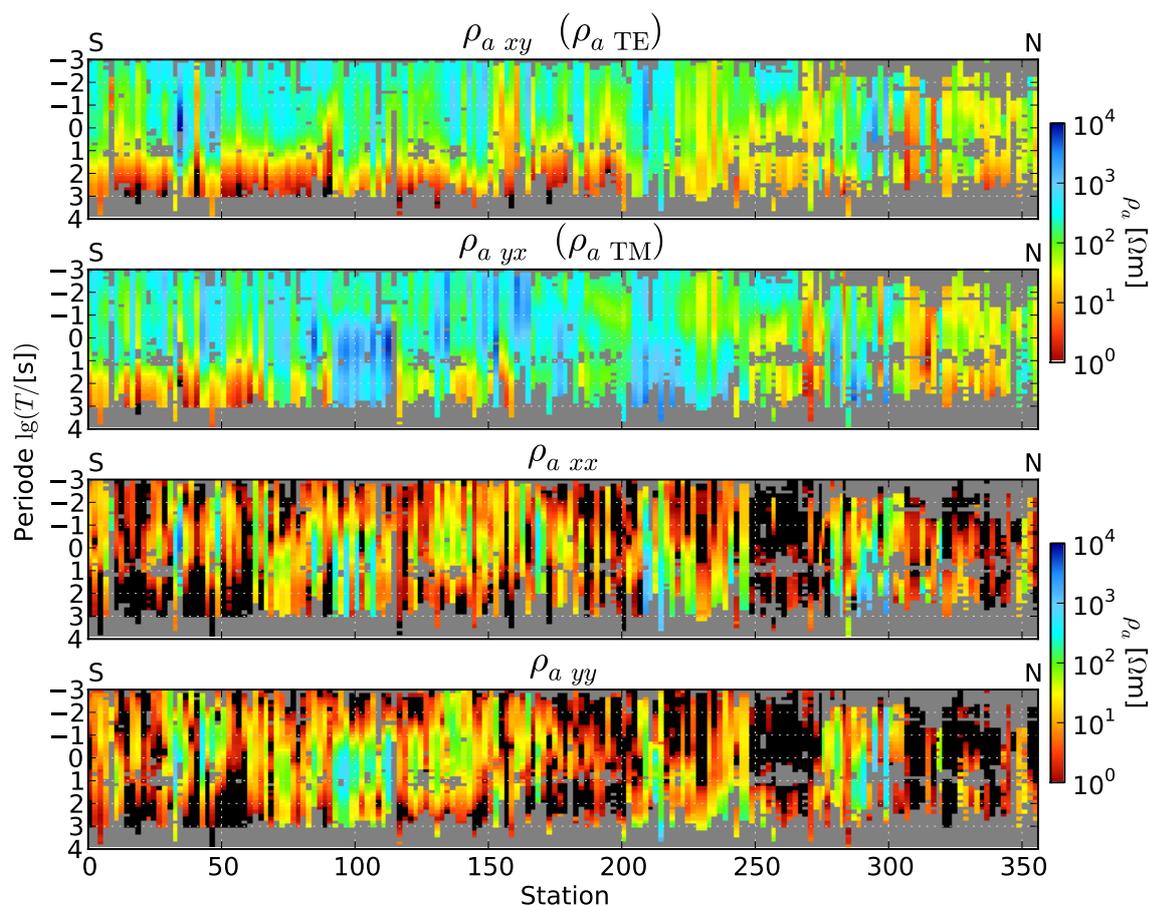


Abbildung 4.4.1: Pseudosektionen des scheinbaren spezifischen Widerstandes, rotiert entsprechend der dominierenden Streichrichtung um 105° entgegen dem Uhrzeigersinn. In diesem Fall können die xy - und yx -Nebendiagonalkomponenten als TE- und TM-Mode von ρ_a bezeichnet werden (beide oberen Diagramme, Erklärung s. Text). Die Hauptdiagonalkomponenten (xx und yy) sind in den unteren Diagrammen dargestellt.

des Streichens (WSW-ENE, TE-Mode), aber auch senkrecht dazu (TM-Mode). Die Zone niedrigen Widerstandes muss deswegen sowohl in Streichrichtung, aber auch in Richtung des Profils, also senkrecht zum Streichen, eine relativ große Ausdehnung haben.

Eine Unterbrechung dieser Werte niedriger scheinbarer Widerstände (rot) durch blaue Farben bei langen Perioden in der $\rho_{a\ TM}$ -Pseudosektion um die Station 100 (Abb. 4.4.1) lässt bereits eine Struktur mit hohen Widerständen in diesem Bereich erahnen. Weiter nördlich, etwa zwischen den Stationen 100 und 200, weist die TE-Mode niedrige ρ_a -Werte bei langen Perioden auf, die jedoch in der TM-Mode kaum zu beobachten sind. Solches Verhalten kann „röhrenförmige“ Zonen erhöhter Leitfähigkeit erzeugen, die in guter Entsprechung zur 2D-Annahme eine große Ausdehnung senkrecht zum Profil haben und damit ausgedehnte Ströme in dieser Richtung ermöglichen, jedoch durch eine nur geringe Ausdehnung parallel zum Profil kaum Ströme der TM-Mode ausbilden können.

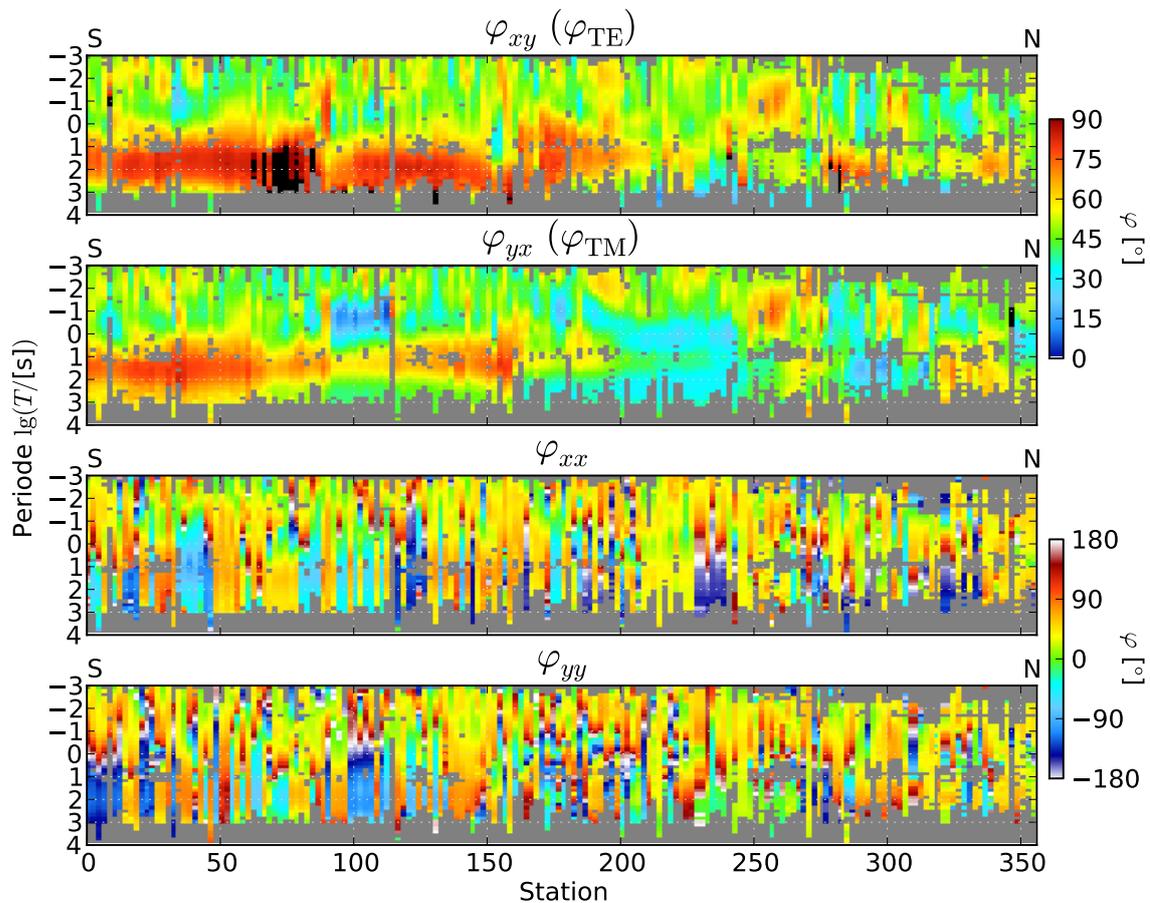


Abbildung 4.4.2: Pseudosektionen von Impedanzphasen, rotiert in das Koordinatensystem des dominierenden Streichs. φ_{xy} und φ_{yx} können mit Phasen der TE- und TM-Moden assoziiert werden.

Mit Gebieten hoher Leitfähigkeit sind meistens große Phasenwerte verbunden. Diese können in Abbildung 4.4.2 (obere Diagramme) im südlichen Profilverteil (kleine Stationsnummern) für lange Perioden beobachtet werden. Die Phasen der Hauptdiagonalelemente des Impedanztensors φ_{xx} und φ_{yy} (Abb. 4.4.2, untere Diagramme) haben in der Theorie für den Fall eines in Streichrichtung rotierten Impedanztensors \mathbf{Z} analog zu den ρ_a den Wert Null (wegen $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ und $\varphi = \tan^{-1}(0) = 0$, vgl. Kapitel 2.2.1). Abweichungen deuten auf Verletzungen der 2D-Annahme, die jedoch aus den φ_{xx} - und φ_{yy} -Plots in Abb. 4.4.2 nicht auf bestimmte Areale im Datenraum beschränkt werden können. Erhöhte Aufmerksamkeit dagegen verdient ein Gebiet in der TE-Mode um die Stationen 070–090. Bei längeren Perioden treten dort Phasenwerte $> 90^\circ$ auf (schwarz markiert in Abb. 4.4.2 oben). Solches Verhalten deutet auf Anisotropie, starke Lokalisierung der induzierten Ströme („current channeling“) und/oder ausgeprägt dreidimensionale Leitfähigkeitsverteilungen (z. B. [Lezaeta und Haak 2003](#), [Weckmann et al. 2003](#)), die nicht mit einer 2D-Herangehensweise modelliert werden können.

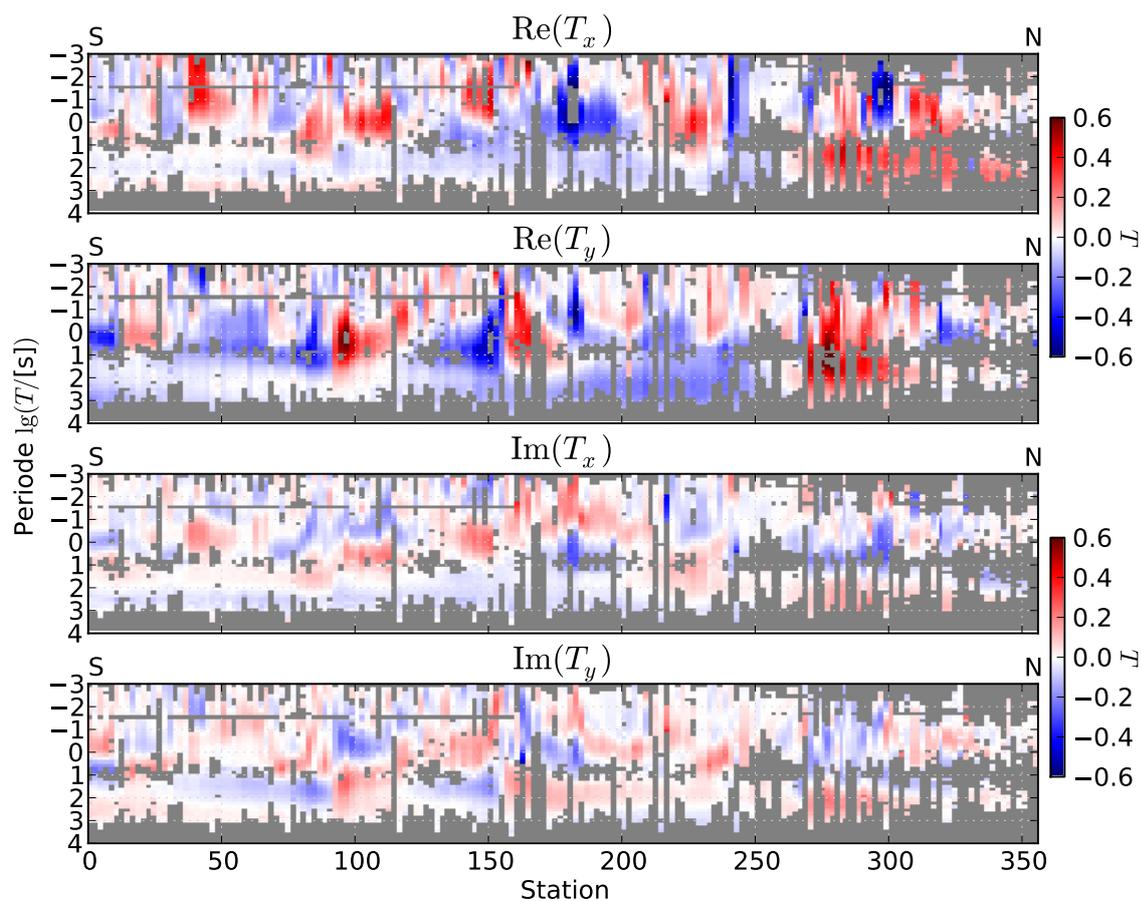


Abbildung 4.4.3: Pseudosektionen der magnetischen Übertragungsfunktionen im Koordinatensystem des dominierenden Streichens, Imaginär- und Realteile (obere bzw. untere Abbildungen) von T_x und T_y (linke bzw. rechte Abbildungen).

5 Modellierung

5.1 Allgemeines zur Inversion von MT Daten

Die Grundidee der Magnetotellurik ist es, aus den durch Messungen an der Oberfläche bestimmten Übertragungsfunktionen auf die Verteilung des elektrischen Widerstandes im Erdinneren zu schließen. Die Lösung dieses magnetotellurischen „inversen“ Problems, d. h. das Finden der Ursache (Widerstandsverteilung im Untergrund) für die beobachtete Wirkung (elektromagnetische Felder an der Oberfläche), ist nicht direkt möglich. Im mathematischen Sinne handelt es sich dabei um ein „schlecht gestelltes Problem“. Daraus folgt, dass die Lösung, falls sie existiert, nicht eindeutig und nicht stabil ist. Dagegen ist das „direkte Problem“ oder „Vorwärtsproblem“ numerisch eindeutig lösbar: mit einer vorgegebenen Leitfähigkeitsverteilung $\sigma(x, y, z)$ kann das Gleichungssystem 2.2.6 (S. 5) gelöst und aus den ermittelten Feldkomponenten können die Übertragungsfunktionen berechnet werden. Diese Lösung bezeichnet man als „Antwort“ eines Modells mit der Leitfähigkeitsverteilung $\sigma(x, y, z)$.

Jedes Leitfähigkeitsmodell kann durch M Modellparameter $\vec{m} = (m_1 \ m_2 \ \dots \ m_M)^T$ vollständig beschrieben werden. Die Modellantwort $\vec{d}_m = (d_1 \ d_2 \ \dots \ d_N)^T$ wird nun mit Hilfe des Vorwärtsoperators F folgendermaßen ausgedrückt:

$$\vec{d}_m = F(\vec{m}) . \quad (5.1.1)$$

Der im Allgemeinen nicht-lineare Vorwärtsoperator F kann durch eine Taylor-Entwicklung linearisiert werden:

$$F(\vec{m} + \Delta\vec{m}) \approx F(\vec{m}) + \frac{\partial F(\vec{m})}{\partial \vec{m}} \Delta\vec{m} = F(\vec{m}) + \mathbf{J} \Delta\vec{m} , \quad (5.1.2)$$

wobei die Jakobi-Matrix \mathbf{J} mit

$$[\mathbf{J}]_{ij} = \frac{\partial F_j(\vec{m})}{\partial m_i} \quad (5.1.3)$$

als *Sensitivitätsmatrix* bezeichnet wird, da sie die Empfindlichkeit der Modellantwort $F(\vec{m})$ gegenüber kleinen Änderungen $\Delta\vec{m}$ der Modellparameter beschreibt. Die mit kleinen Modellvariationen $\Delta\vec{m}$ verbundene Änderung der Modellantwort $\Delta\vec{d}_m$ kann nun folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$\Delta\vec{d}_m = F(\vec{m} + \Delta\vec{m}) - F(\vec{m}) = \mathbf{J} \Delta\vec{m} . \quad (5.1.4)$$

Die bisherigen Überlegungen beziehen sich ausschließlich auf das Vorwärts-Problem, bei dem die Lösung eindeutig und die Modellantwort im Datenraum fehlerfrei ist.

Betrachten wir nun einen Vektor $\vec{d} = (d_1 d_2 \dots d_N)^T$, der sich aus gemessenen und somit mit Messfehlern belasteten Übertragungsfunktionen zusammensetzt. Ein Modell \vec{m} kann die gemessenen Daten \vec{d} bestenfalls bis auf einen Fehlervektor \vec{e} wiedergeben, wobei \vec{e} die Fehler e_i der einzelnen Datenpunkte $i = 1, \dots, N$ enthält:

$$F(\vec{m}) = \vec{d} + \vec{e}. \quad (5.1.5)$$

In diesem Fall lautet die Aufgabe, eine Modelländerung $\Delta\vec{m}$ gegenüber einem Ursprungsmodell \vec{m} zu finden, sodass die Abweichung zwischen gemessenen Daten \vec{d} und der neuen Modellantwort $F(\vec{m} + \Delta\vec{m})$ minimal wird, jedoch den durch Messfehler bestimmten Bereich nicht unterschreitet. Zur Lösung dieses Extremwertproblems empfiehlt sich die Einführung einer sogenannten *Zielfunktion* $\Phi(\vec{m})$, die die Summe aller Residuen $(d_i - d_{mi})$, $i = 1, \dots, N$ enthält, gewichtet mit den jeweiligen Messfehlern e_i :

$$\Phi(\vec{m}) = \sum_{i=1}^N \left| \frac{d_i - d_{mi}}{e_i} \right|^2 \stackrel{!}{=} \min. \quad (5.1.6)$$

Durch Zusammenfassen der reziproken Fehlerwerte in einer Diagonalmatrix $[\mathbf{W}]_{ii} = 1/e_i$ kann die Zielfunktion folgendermaßen formuliert werden:

$$\Phi(\vec{m}) = \left\| \mathbf{W}[\vec{d} - \vec{d}_m] \right\|^2 = \left\| \mathbf{W}[\vec{d} - F(\vec{m})] \right\|^2. \quad (5.1.7)$$

Durch Hinzuziehen der Gleichungen 5.1.4 und 5.1.5 gilt nun

$$\Phi(\vec{m} + \Delta\vec{m}) = \left[\vec{d} - F(\vec{m}) - \mathbf{J}\Delta\vec{m} \right]^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \left[\vec{d} - F(\vec{m}) - \mathbf{J}\Delta\vec{m} \right]. \quad (5.1.8)$$

Ableiten und Nullsetzen der Zielfunktion $(\partial\Phi(\vec{m})/\partial\Delta\vec{m} \stackrel{!}{=} 0)$ ergibt den gesuchten Modelländerungsvektor $\Delta\vec{m}$ (ausführliche Herleitung mit allen Zwischenschritten z. B. in [Chave und Jones \(2012\)](#)):

$$\Delta\vec{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \left[\vec{d} - F(\vec{m}) \right]. \quad (5.1.9)$$

Die „Korrektur“ $\Delta\vec{m}$ des Modells \vec{m} hängt nicht von den fehlerbehafteten Daten \vec{d} , sondern nur von den Differenzen zwischen gemessenen Daten und der Antwort des Ausgangsmodells ab. Die iterative Anwendung solcher Korrekturen wird als *Gauß-Newton-Verfahren* bezeichnet und kann durch die Gleichung

$$\vec{m}_{n+1} = \vec{m}_n + (\mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \left[\vec{d} - F(\vec{m}_n) \right] \quad (5.1.10)$$

ausgedrückt werden. Die Iterationen n werden so lange wiederholt, bis der Wert der Zielfunktion einen durch die Messfehler festgelegten Grenzwert erreicht oder eine andere Abbruchbedingung erfüllt ist.

Nachteile des Gauß-Newton-Verfahrens bestehen in der schlechten Konvergenzrate und der mangelnden Stabilität bei $M \gg N$ (Modellunbekannte \gg Messdaten), die

durch kleine Sensitivitätswerte hervorgerufen werden und dadurch die Determinanten der Matrix $\mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{J}$ fast Null werden lassen. Sehr kleine Determinanten führen zu langsamen Konvergenzraten oder lassen keine Minimierung der Zielfunktion zu. Die Stabilität des Inversionsverfahrens kann durch das Hinzufügen einer diagonalen Matrix $\beta \mathbf{I}$ (mit Einheitsmatrix \mathbf{I}) zum Operator $\mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{J}$ effektiv verbessert werden, was als *Levenberg-Marquardt-Methode* bezeichnet wird:

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} \mathbf{J} + \beta \mathbf{I}) \Delta \vec{m} = \mathbf{J}^T [\vec{d} - F(\vec{m})] . \quad (5.1.11)$$

Regularisierung

Zur Stabilisierung der Inversion können zusätzliche Bedingungen für die Modellparameter eingeführt werden, die den Modellraum einschränken. Solche Bedingungen werden Regularisierung genannt und können sich auf verschiedene Eigenschaften des Modells beziehen. Eine der Möglichkeiten besteht darin, ein „glattes“ Modell mit möglichst kleinen Leitfähigkeitsgradienten zu fordern. Diese sogenannte *Tikhonov-Regularisierung* erweitert die Zielfunktion um ein „stabilizing functional“ Ω :

$$\Psi(\vec{m}) = \Phi(\vec{m}) + \lambda \Omega(\vec{m}) = \left\| \mathbf{W} [\vec{d} - F(\vec{m})] \right\|^2 + \lambda \Omega(\vec{m}) \quad (5.1.12)$$

Es existieren viele sinnvolle Möglichkeiten zur Wahl von Ω . Typischerweise wählt man einen Ortsableitungsoperator (z. B. $[\nabla^2(\vec{m})]^2$, mit ∇^2 als dem Laplace-Operator). Der Regularisierungsfaktor λ beschreibt die Wichtung zwischen Datenanpassung $\Phi(\vec{m})$ und Modellglättung $\Omega(\vec{m})$ und stellt einen wichtigen Inversionsparameter dar.

RMS-Fehler

Zur Beschreibung der Güte der Datenanpassung eines Modells verwendet man normalerweise gemittelte und gewichtete Differenzen zwischen Daten und der Modellantwort. Das quadratische Mittel oder „root mean square“ dieser Abweichungen wird RMS-Fehler genannt und kann folgendermaßen aus der Zielfunktion Φ bestimmt werden:

$$\text{RMS} = \sqrt{\Phi/N} = \left(\frac{1}{N} \cdot [\vec{d} - F(\vec{m})]^T \mathbf{W}^T \mathbf{W} [\vec{d} - F(\vec{m})] \right)^{-1/2} ,$$

Die Matrix $\mathbf{W}^T \mathbf{W}$ enthält die Reziproken der quadrierten Datenfehlerwerte als Diagonalelemente. Damit kann die Berechnung des RMS in der Praxis durch folgende Gleichung ausgedrückt werden:

$$\text{RMS} = \sqrt{\left(\sum_c \frac{1}{N_c} \right) \cdot \sum_c \left(\sum_{i=1}^{N_c} \frac{[d_i^{c,\text{obs}} - d_i^{c,\text{calc}}]^2}{[e_i^c]^2} \right)} , \quad (5.1.13)$$

wobei c verschiedene Datenkomponenten unterscheidet, z. B. $\rho_{a ij}$, φ_{ij} , T_x oder T_y . Die gemessenen Datenpunkte und die Modellantwort werden durch $d_i^{c,\text{obs}}$ und $d_i^{c,\text{calc}}$

symbolisiert; i unterscheidet verschiedene Perioden. Die Messfehler der einzelnen Datenpunkte werden als e_i^c bezeichnet. N_c ist die Anzahl der Datenpunkte (Perioden) für eine bestimmte Datenkomponente c . Damit gilt für die Gesamtanzahl der Datenpunkte: $N = \sum_c 1/N_c$.

Ein RMS-Wert von 1,0 entspricht einer optimalen Datenanpassung im Rahmen der Fehlergrenzen. $\text{RMS} \gg 1$ weist auf eine schlechte Beschreibung der Messdaten durch das Modell oder auf zu niedrig angesetzte Fehlerwerte hin. $\text{RMS} < 1$ bedeutet, dass die Daten „überangepasst“ sind, d. h. die Modellantwort richtet sich dann nach dem Rauschen bzw. dem Messfehler. Idealerweise sollte dieses Rauschen durch die Fehlerwerte e_i^c beschrieben werden und nicht die Modellantwort beeinflussen. Meistens kommen solche RMS-Werte < 1 bei unrealistisch hoch angesetzten Datenfehlern zustande, d. h. die eigentlich untereinander konsistenten und rauscharmen Übertragungsfunktionen werden künstlich als qualitativ schlechte Daten markiert, obwohl sie von dem Modell gut angepasst werden können.

Die manuelle Wahl der Datenfehler wird auch verwendet, um Einfluss auf die Wichtung der Datenkomponenten während der Inversion zu nehmen (vgl. Abschnitt 5.2.1). Der von der Wahl der Fehlerwerte stark abhängige RMS-Wert kann nur als eine relative Vergleichsgröße zwischen Modellen mit gleichen Fehlereinstellungen betrachtet werden.

5.2 2D-Inversion

Die Dimensionsanalyse in Abschnitt 4.3 hat gezeigt, dass die TIPAGE-MT-Daten im Wesentlichen gut vereinbar sind mit der Annahme einer zweidimensionalen Leitfähigkeitsverteilung, deren Streichrichtung etwa senkrecht zu dem Messprofil in WSW-ENE-Richtung verläuft. Zum Bestimmen dieser Leitfähigkeitsverteilung durch Inversionsrechnungen verwende ich das Softwarepaket WinGLink (Version 2.20.10). WinGLink verwendet zur numerischen Lösung des Vorwärts- und Inversionsproblems die Methode der Finiten Differenzen. Zunächst ist die bereits angesprochene Diskretisierung des Modells notwendig: Das Gebiet wird im 2D-Fall in Rechtecke unterteilt. Auftretende Ortsableitungen werden für jeden durch die Rechtecke gebildeten Gitterpunkt durch Differenzenquotienten approximiert. Letztendlich erhält man so ein System von Differenzgleichungen, welches direkt oder iterativ gelöst werden kann. In WinGLink wird hierfür ein in [Rodi und Mackie \(2001\)](#) beschriebener Gauß-Newton-Inversionsalgorithmus verwendet (vgl. Abschnitt 5.1), der auf der Methode nichtlinearer konjugierter Gradienten basiert.

5.2.1 Inversionsparameter

Ein wesentlicher Schritt im Prozess der Modellfindung ist die möglichst umfangreiche Analyse des Modellraums, d. h. die Untersuchung des Einflusses verschiedener Parameter auf das Inversionsergebnis und die Datenanpassung. Dazu gehört die Wahl des Startmodells und des Gitters, die Auswahl der Daten und Variationen der Inversionsparameter. Es ist unmöglich, im Rahmen dieses Abschnittes die Ergebnisse aller

Testläufe zu beschreiben oder die entsprechenden Inversionsrechnungen zu zeigen. Ich werde mich daher hier auf die Auflistung einiger der wesentlichen Schritte zum Finden eines belastbaren 2D-Modells der Leitfähigkeitsverteilung konzentrieren.

Regularisierungsparameter τ , α und β

Ein wichtiger Inversionsparameter ist der Glättungsparameter τ . Er kontrolliert das Verhältnis zwischen der geforderten Glättung des Modells und der Anpassung der Modellantwort an die gemessenen Daten und stellt damit einen Tikhonov-Regularisierungsfaktor in der zu minimierenden Zielfunktion in Gleichung 5.1.12 dar. Je größer der Wert von τ , desto „glatter“ wird das Modell, d. h. desto kleiner werden die maximal erlaubten Leitfähigkeitsgradienten. In der Regel führt ein glatteres Modell zu schlechterer Datenanpassung, da durch die geforderten geringen Leitfähigkeitskontraste weniger Strukturen in dem Modell „Platz finden“. Kleine Werte von τ führen zu besserer Datenanpassung, allerdings auch zu deutlich „raueren“ Modellen, bei denen sich die Leitfähigkeitsverteilung über kleine Entfernungen stark ändert und oft unrealistisch kleinräumige Strukturen ausbildet. In Abbildung 5.2.1 sind Ergebnisse von 10 Inversionsrechnungen mit τ zwischen 1 und 1000 dargestellt. Alle anderen Parameter sind bei den gezeigten Modellen gleich gewählt. Man erkennt deutlich, dass kleine τ mit kleinräumigen Leitfähigkeitsstrukturen verbunden sind, aber auch mit kleineren RMS-Werten. Zeichnet man die Abhängigkeit zweier miteinander konkurrierender Eigenschaften bei Modulation eines gemeinsamen Kontrollparameters in ein Diagramm, erhält man eine sogenannte „Pareto-Front“. Im Fall von ausreichend vielen MT-Inversionen mit unterschiedlichen Tikhonov-Regularisierungsparametern τ bilden die gegeneinander abgetragenen Eigenschaften Rauheit des Modells und Datenanpassung eine Linie, die oft näherungsweise die Form eines „L“ hat und deswegen „L-Kurve“ genannt wird. Abbildung 5.2.2 zeigt die L-Kurve der in Abbildung 5.2.1 dargestellten Inversionsergebnisse. Eine optimale Wahl des Parameters τ entspricht dem Punkt der maximalen Krümmung der Kurve an dem Knick des „L“. Für den TIPAGE-Datensatz wählte ich $\tau = 30$ als einen guten Kompromiss zwischen Datenanpassung und Modellglättung.

Als weiteres Beispiel für die Untersuchung des Modellraums möchte ich die Variation der Parameter α und β anführen. Diese Werte beschreiben die Wichtung der Glättung in horizontaler gegenüber der in vertikaler Richtung. α stellt einen Faktor dar, mit dem horizontale Gradienten der Leitfähigkeit innerhalb des Glättungsoperators $\Omega(\vec{m})$ in Gleichung 5.1.12 multipliziert werden. Deswegen verstärken Werte von $\alpha > 1$ die horizontale Glättung gegenüber der vertikalen Glättung, wobei $\alpha > 3$ bei meinen Tests immer zum Programmabsturz von WinGLink führten.

Der Wert β beschreibt das Zunehmen der horizontalen Glättung mit der Tiefe und trägt damit dem abnehmenden Auflösungsvermögen bei MT-Sondierungen Rechnung. Die Grundeinstellung $\beta = 0$ führt zu gleicher horizontaler Glättung in allen Tiefen. Durch die Zunahme des Gitterabstandes vergrößert sich effektiv jedoch die vertikale Glättung mit zunehmender Tiefe automatisch. Daher sollte auch $\beta > 0$ gesetzt werden,

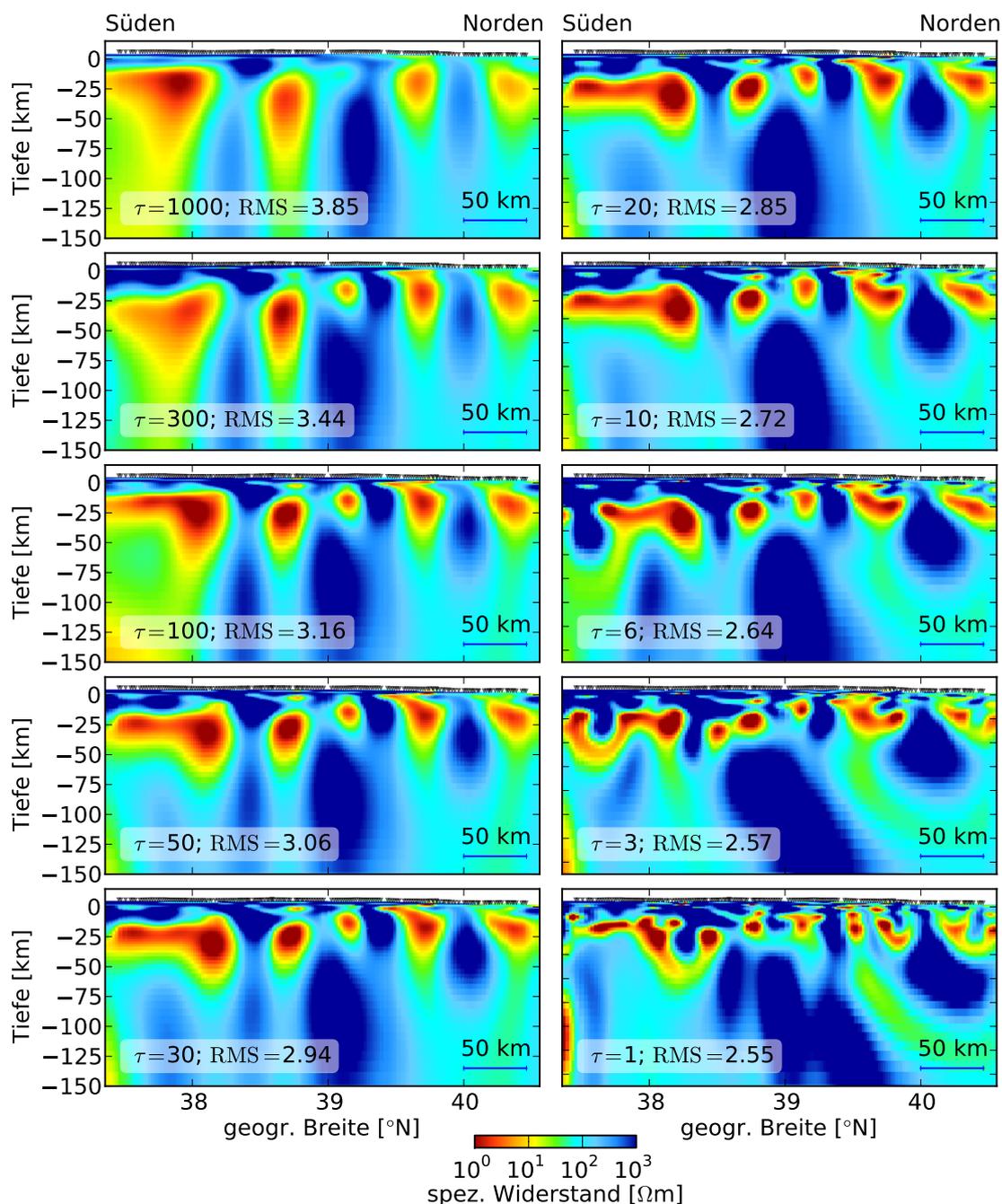


Abbildung 5.2.1: Inversionsergebnisse unter Verwendung unterschiedlicher Werte für den Glättungsparameter τ . Die Tiefe der Modelle beträgt jeweils 150 km. Wie bei allen nachfolgend gezeigten Modellsektionen ist Süden links und Norden rechts. Werte von τ und der nach Gl. 5.1.13 resultierende RMS sind in den Abbildungen angegeben. Die Modelle sind bei gleichzeitiger Inversion von TM, TE und T_y -Daten im Periodenbereich zwischen 0.1 s und 10 000 s entstanden. Fehlereinstellungen: $\Delta\rho_{TE} = 1000\%$, $\Delta\varphi_{TE} = 1,45^\circ$, $\Delta\rho_{TM} = 30\%$, $\Delta\varphi_{TM} = 1,45^\circ$, $\Delta T_y = 0,05$. Weitere Inversionsparameter: $\alpha = \beta = 1$, $H = V = 500$, Gitter 157×177 , $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$ (homogener Halbraum), mit Beachtung der 2D-Topografieverteilung.

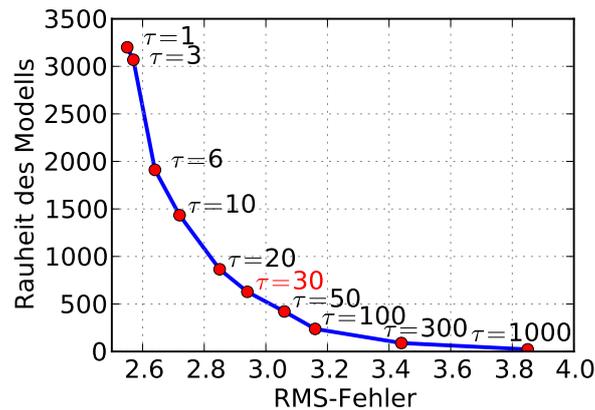


Abbildung 5.2.2: Pareto-Front oder „L-Kurve“ der konkurrierenden Modelleigenschaften Datenanpassung (RMS-Fehler) und Rauheit des Modells bei Wahl unterschiedlicher Glättungsparameter τ (zugehörige Inversionsergebnisse in Abb. 5.2.1). Ein guter Kompromiss bei der Wahl von τ liegt in der Nähe der maximalen Krümmung der „L-Kurve“, hier wählte ich $\tau = 30$.

um die Ausbildung künstlich lang gezogener Strukturen in vertikaler Richtung zu vermeiden. Bei $\beta = 1$ erhöht sich die horizontale Glättung mit der Tiefe in gleicher Weise wie die vertikale Glättung. Während der von mir durchgeführten Tests zur Bestimmung einer optimalen Kombination von α und β führten Werte $\beta > 1$ zum Abbruch der Inversionsrechnung. Der WinGLink-Dokumentationsdatei zufolge hängt die Wahl von β von der Wahl des Regularisierungsoperators $\Omega(\vec{m})$ in Gleichung 5.1.12 ab. In WinGLink sind zwei Möglichkeiten für Ω implementiert: Ω kann einen Gradienten-Operator $|\nabla(\vec{m})|^2$ oder einen Laplace-Operator $|\nabla^2(\vec{m})|^2$ beinhalten. Nach einer persönlichen Empfehlung von R. Mackie aus dem Jahr 2010 an die GFZ-MT-Arbeitsgruppe verwende ich die zweite Option. Die WinGLink-Vorgabe, dabei einen Wert von $\beta = 3$ zu verwenden, hat bei meinen Modellen nicht funktioniert und ist nach Angaben von R. Mackie ein Fehler in der Programmdokumentation. Die Werte H und V beschreiben in Metern die Mindestmaße der Zellgröße, bei Überschreitung derer die durch β beschriebene Zunahme der horizontalen Glättung mit der Tiefe einsetzt. Nach zahlreichen Tests erwiesen sich die Einstellungen $\alpha = \beta = 1$ in Kombination mit $H = V = 500$ als eine gute Wahl bei der Inversion von TIPAGE-MT-Daten.

Startmodell

Als Startmodell bezeichnet man alle Modellparameter \vec{m}_0 , die als Ausgangspunkt am Anfang des iterativen Datenanpassungsprozesses der Inversion stehen. Dazu gehört die Leitfähigkeitsverteilung im Startmodell und die Diskretisierung, also die Wahl des Gitters, sowie ggf. a-priori-Informationen über die Leitfähigkeitsverteilung oder die Topographie.

In WinGLink gibt es die Option, einen weiteren Regularisierungsterm in die zu minimierende Zielfunktion in Gleichung 5.1.12 einzuführen, der zusätzlich zu der Forderung der Datenanpassung und der Modellglättung eine möglichst geringe Abwei-

chung vom Startmodell verlangt: „solve for smoothest variations away from apriori model“. Bei Wahl dieser Option hängt das Inversionsergebnis erheblich von der Wahl des Startmodells ab. Da es jedoch keine zuverlässige a-priori-Information über die Leitfähigkeitsverteilung im Pamir und Tian Shan gibt, nutze ich diese Möglichkeit ausschließlich zum *Testen* von Modellen mit manuell modifizierten Strukturen. Zur eigentlichen Modellfindung verwende ich die Alternative „solve for the smoothest model“. Damit ist das Inversionsergebnis nahezu unabhängig von der Wahl der Leitfähigkeitsverteilung des Startmodells. Zur Überprüfung führe ich Inversionsrechnungen mit verschiedenen Leitfähigkeitsverteilungen als Startmodell durch. Dazu gehören homogene Halbräume mit unterschiedlichen Leitfähigkeiten, aber auch die Ergebnisse anderer Inversionsrechnungen desselben Datensatzes oder manuell manipulierte Leitfähigkeitsverteilungen. Bei allen, auf den folgenden Seiten gezeigten, Inversionsergebnissen war das Startmodell ein homogener Halbraum mit $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$ unter Berücksichtigung der 2D-Topografie. Damit war die Topografieverteilung entlang des Profils die einzige a-priori-Information, die für die Modellfindung herangezogen wurde. Eine detailliertere Betrachtung des Einflusses der Topografie auf die TIPAGE-MT-Daten und die Modelle erfolgt in Abschnitt 5.3.

Inversion einzelner Datenmoden und Fehlereinstellungen

Die Analyse der Inversionsergebnisse einzelner MT-Datenkomponenten (in 2D sind es die TE- und TM-Mode der Impedanzen und die VMTF T_y) kann helfen, die Strukturen einer gemeinsamen Inversion aller Komponenten besser hinsichtlich ihrer Ursache zu beurteilen. Die Wichtung der einzelnen Komponenten bei einer gemeinsamen Inversion kann anhand der Ergebnisse der Datenanpassung der Einzelinversionen bestimmt werden

Abbildung 5.2.3 zeigt die Inversionsergebnisse der einzelnen Moden TE und TM sowie der VMTF T_y zusammen mit Diagrammen der RMS-Werte jeder Station entlang des Profils zur Visualisierung der Datenanpassung. Wie bereits in Abschnitt 2.2.1 beschrieben, ist die TM-Mode mit Stromsystemen verbunden, die parallel zum Profil und senkrecht zur Streichrichtung fließen. Diese Mode löst im Allgemeinen laterale Leitfähigkeitskontraste besser auf als vertikale Kontraste. Im oberen Bild der Abbildung 5.2.3 (TM-Mode) erkennt man insbesondere im südlichen Profilabschnitt einen Bereich erhöhter Leitfähigkeit, dem sich um die Station 100 von der Oberfläche bis etwa 30 km Tiefe ein schlecht leitender Bereich anschließt. Unmittelbar nördlich davon folgt ein räumlich eng begrenzter, relativ flacher Leiter in einer Tiefe von 5–10 km. Im nördlichen Profilabschnitt fallen zwei Zonen guter Leitfähigkeit auf, die durch einen tief reichenden schlechten Leiter getrennt werden. Die Fehlereinstellungen bei der TM-Inversion, die direkt in die Berechnung der RMS-Werte einfließen, wurden mit 30 % für die scheinbaren spezifischen Widerstände und mit $1,45^\circ$ für die Impedanzphasen gewählt (entspricht 5 % bei WinGLink-Einstellungen). Mit diesen Fehlereinstellungen führt die Gleichung 5.1.13 zu einem Gesamt-RMS von 2,5 für die Datenanpassung des TM-Inversionsergebnisses.

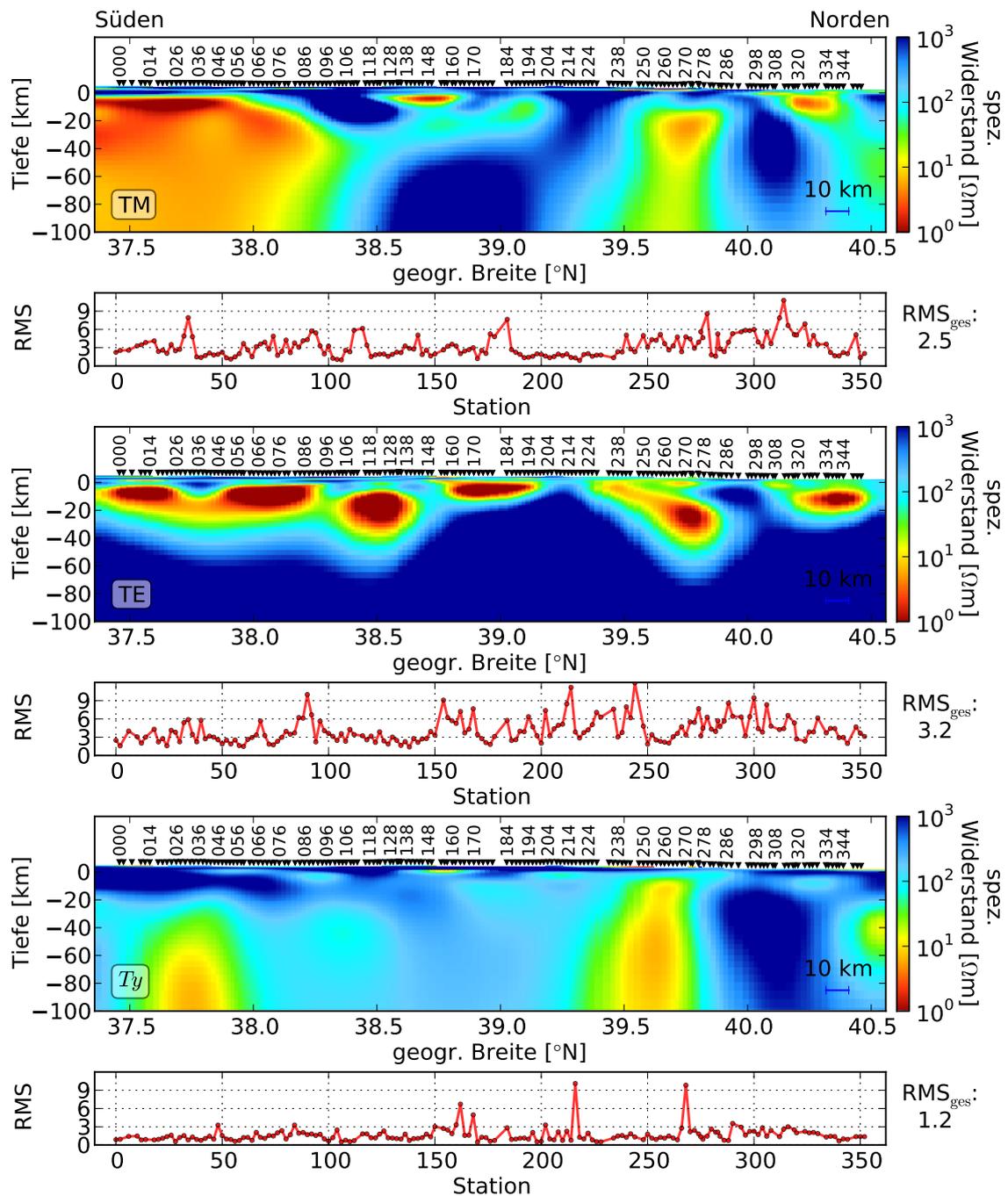


Abbildung 5.2.3: Inversionsergebnisse der Datenkomponenten $\rho_{TM} + \varphi_{TM}$ (oberes Bild), $\rho_{TE} + \varphi_{TE}$ (mittleres Bild) sowie die VMTF $\text{Re}(T_y) + \text{Im}(T_y)$ (unteres Bild). Die Modelle gehen über das gesamte Profil (Süden links, Norden rechts) und sind bis einer Tiefe von 100 km dargestellt. Diagramme unter den Leitfähigkeitsmodellen zeigen die RMS-Werte jeder Station. Über den Modellen sind Stationspositionen markiert, jeder fünfte Stationsname ist angegeben. Fehlereinstellungen: $\Delta\rho_{TE} = 1000\%$, $\Delta\varphi_{TE} = 1,45^\circ$, $\Delta\rho_{TM} = 30\%$, $\Delta\varphi_{TM} = 1,45^\circ$, $\Delta T_y = 0,05$. Weitere Inversionsparameter: $\alpha = \beta = 1$, $H = V = 500$, Gitter 157×177 , $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$ (homogener Halbraum), Periodenbereich 0,1–10 000 s.

Im mittleren Bereich der Abbildung 5.2.3 ist das Inversionsergebnis der TE-Mode dargestellt. Die TE-Mode hängt mit Strömen parallel zur Streichrichtung zusammen. Auch hier erkennt man gut die bereits in der TM-Mode sichtbare leitfähige Anomalie im südlichen Profilabschnitt. Im Vergleich mit der TM-Inversion kommen weiter nördlich einige zusätzliche leitfähige Strukturen hinzu. Insbesondere im Bereich um die Station 100–110 treten gegenüber der TM-Mode Widersprüche auf: Eine ausgeprägte leitfähige Anomalie in der TE-Mode steht einem deutlich schlechter leitenden Bereich der TM-Mode gegenüber. Die parallel zur Streichrichtung fließenden Ströme haben meistens eine größere Energie, die TE-Mode ist aber auch am anfälligsten gegenüber „galvanic distortion“-Effekten (vgl. Abschnitt 2.2.1). Den Einfluss von „galvanic distortion“ erkennt man an den relativ großen RMS-Werten für diese Mode: Mit den gleichen Fehlereinstellungen wie bei der TM-Mode ergibt sich hier ein deutlich höherer RMS von 3,2. Obwohl das Modell die Phasenverläufe der TE-Mode gut anpassen kann, kommt es aufgrund von „static shift“ zu einem Versatz zwischen Daten- und Modellantwort-Kurve der spezifischen Widerstände. Daher wurden bei den meisten der nachfolgenden Inversionen die scheinbaren Widerstände der TE-Mode durch die Wahl eines hohen Fehlerwertes von $\Delta\rho_{TE} = 1000\%$ sehr stark nach unten gewichtet, sodass sie in dem Datenanpassungsterm der Zielfunktion vernachlässigbar werden. Durch die Wahl eines relativ kleinen Fehlerwertes für die Phase der TE-Mode (auch für die TM-Mode) versuche ich die Inversion auf die Anpassung der Phasenwerte zu konzentrieren. Bezeichnenderweise werden durch die Modellantwort die Formen der ρ_a -Kurven trotz der großen Fehlerwerte oft sehr gut wiedergegeben, jedoch parallel verschoben gegenüber den mit „static shift“ belasteten Messergebnissen (vgl. Kurven zur 2D-Modellanpassung im Anhang in Abb. 0.1 und Abb. 0.2).

Das Inversionsergebnis, bei dem nur die T_y -Komponente als Datengrundlage dient, ist im unteren Teil der Abbildung 5.2.3 zu sehen. Die VMTF T_y ist sensitiv für laterale Leitfähigkeitskontraste. Das Modell zeigt im Gegensatz zu Inversionen der TM- und TE-Mode sehr resistive obere 15–20 km im südlichen Profilabschnitt. Der Bereich guter Leitfähigkeit im Süden, der bei den beiden anderen Moden so deutlich ausgeprägt ist, beginnt hier in einer wesentlich größeren Tiefe. Das nördliche Modelldrittel zeigt Ähnlichkeit mit dem Ergebnis der TM-Inversion, da sowohl T_y als auch TM speziell laterale Kontraste auflösen können. Dieser Modellabschnitt ist durch einen Leitfähigkeitskontrast zwischen einem guten Leiter etwa unter den Stationen 250–260 sowie einem schlecht leitendem Gebiet weiter nördlich geprägt. Die Anpassung der T_y -Daten durch das gezeigte Modell ist relativ gut, mit einem klein gewählten Fehlerwert von 0,05 ergibt sich ein RMS von 1,2.

Für die weiteren Inversionsrechnungen werden ausgehend von den Ergebnissen der Einzelinversionen folgende Fehlereinstellungen verwendet: $\Delta\rho_{TE} = 1000\%$, $\Delta\varphi_{TE} = 1,45^\circ$, $\Delta\rho_{TM} = 30\%$, $\Delta\varphi_{TM} = 1,45^\circ$, $\Delta T_y = 0,05$. Diese entsprechen, wie bereits erwähnt, einer Wichtung der Daten: Der Schwerpunkt der Datenanpassung wird so auf die Impedanzphasen und die T_y -Komponenten gelegt. Die durch „galvanic distortion“ beeinflussten scheinbaren spezifischen Widerstände, insbesondere die der TE-Mode, erhalten durch die höheren Fehlerwerte eine geringere Wichtung.

5.2.2 Inversion der Daten aller Stationen gleichzeitig

Abbildung 5.2.4 zeigt das nach zahlreichen Tests favorisierte 2D-Leitfähigkeitsmodell, das durch die gleichzeitige Inversion der Daten aller Stationen erstellt wurde. Aufgrund der Länge des Profils und der großen Anzahl an Stationen ist die gemeinsame Inversion aller Daten schwierig. Das verwendete relativ grobe Gitter von 157×177 Zellen stieß an die numerischen Grenzen der Inversion, da eine feinere Diskretisierung zum Absturz des Inversionsprogramms führte. Ein Beispiel für die Datenanpassung des Modells für vier exemplarisch ausgewählte Stationen aus unterschiedlichen Profilbereichen (002, 100, 200 und 283) ist in Abbildung 5.2.5 aufgeführt. Die Datenanpassung *aller* verwendeten Stationen ist im Anhang in Abbildungen 0.1 und 0.2 dargestellt. Um auf einen Blick die Güte der Datenanpassung eines Modells zu erfassen, werden oft Pseudosektionen der gemessenen Daten und der Modellantwort gegenübergestellt (Datenpseudosektionen befinden sich in Abb. 4.4.1, 4.4.2 und 4.4.3). Eine andere Möglichkeit besteht in der Darstellung von Pseudosektionen der Residuen, also der Differenzen zwischen Messdaten und der Modellantwort, oder in Pseudosektionen der RMS-Fehler. Abbildung 5.2.6 zeigt solche Pseudosektionen der Differenzen (links) und RMS-Fehler (rechts). Dunkle Farben bedeuten eine schlechte Datenanpassung, helle Farben stehen für eine gute Anpassung. In dieser Darstellung erkennt man auf den ersten Blick, welche Datenbereiche gut von dem Modell wiedergegeben werden und welche nicht.

Dieses Modell verwende ich zum Testen der Form und Ausdehnung von Leitfähigkeitsstrukturen, indem ich verschiedenste Modellmanipulationen durchführe: Veränderungen der Position der Ober- und/oder Unterkante der einzelnen leitfähigen und resistiven Strukturen oder Hinzufügen zusätzlicher Verbindungen oder Trennschichten. Danach vergleiche ich die Vorwärtsantwort und die Datenanpassung des modifizierten mit dem ursprünglichen Modell oder starte die Inversion unter Verwendung des modifizierten Modells als Startmodell neu. Diese Tests ergeben, dass alle leitfähigen Anomalien, die in dem Modell in Abbildung 5.2.4 ab einer Tiefe von 10–15 km auftreten, hinsichtlich der Positionen ihrer Oberkante und ihrer lateralen Ausdehnung sehr robuste Strukturen sind, die in dieser Form von den Daten gefordert werden. Viele dieser Strukturen konnten bereits in Pseudosektionen rotierter Daten erkannt werden, wie in Abschnitt 4.4 auf Seite 61 diskutiert wurde, wie z. B. der ausgedehnte gute Leiter in mittlerer Kruste ab etwa 15 km Tiefe unterhalb einer schlecht leitenden oberen Kruste am südlichen Profilende. Eine schlecht leitende Struktur im Bereich der Stationen 100–110 in der oberen und mittleren Kruste bildet die nördliche Grenze dieser ausgedehnten guten Leitfähigkeit mittlerer Kruste im Südpamir. Im mittleren Profilschnitt finden sich einzelne kleinere, dennoch bedeutende robuste Leiter. Der nördliche Bereich des Profils ist hauptsächlich durch eine leitfähige Anomalie um die Stationen 240–270 im Alai-Tal geprägt, die die gesamte Kruste umfasst, sowie ein vor allem im oberflächennahen Bereich nicht klar abgegrenztes Gebiet hoher Leitfähigkeit bis etwa 25 km Tiefe unterhalb der nördlichsten Stationen.

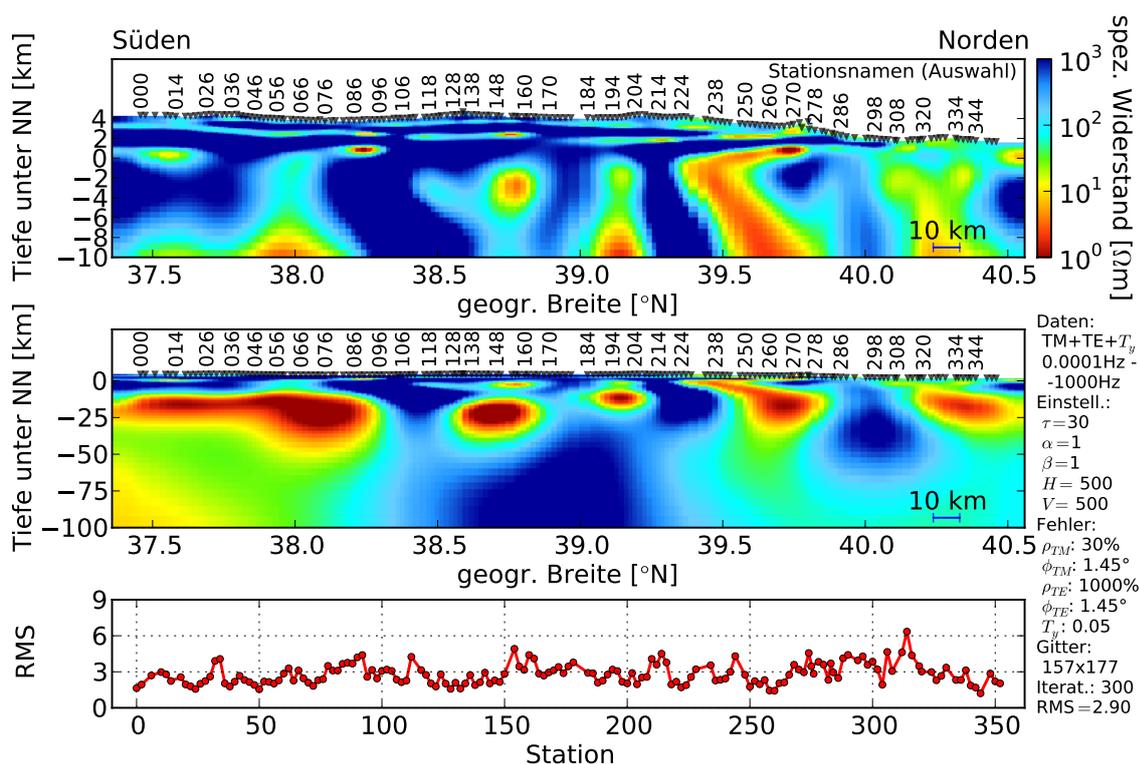


Abbildung 5.2.4: 2D Leitfähigkeitsmodell bei der Inversion aller Datenmoden und aller Perioden unter Verwendung eines in horizontaler Richtung relativ groben Gitters von 157×177 Zellen. Das obere Bild zeigt die oberen 12–14 km des Modells vertikal vergrößert, welches in der mittleren Darstellung komplett bis in eine Tiefe von 100 km unter Normal-Null (NN) abgebildet ist. Das untere Diagramm beinhaltet die RMS-Fehler der einzelnen Stationen entlang des Profils. Das Startmodell ist ein homogener Halbraum mit $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$ unter Beachtung der 2D-Topografie entlang des Profils. Weitere Inversionsparameter sind im rechten Bereich der Abbildung angegeben. Der Gesamt-RMS dieses Modells beträgt 2,9.

Die beobachteten Strukturen werde ich ausführlich in Kapitel 6 diskutieren. Zuvor möchte ich ein Schwachpunkt des Modells (Abb. 5.2.4) ansprechen: die Leitfähigkeitsverteilung in der oberen Kruste, d. h. in den oberen 10–15 km. Das Modell ist in diesem Bereich sehr empfindlich gegenüber Veränderungen der Inversionsparameter. Eine Ursache für die schlechte Auflösung der Leitfähigkeitsstrukturen in der oberen Kruste ist das in horizontaler Richtung verhältnismäßig grobe Gitter. Dieses unterteilt das Profil in 177 Spalten, sodass pro Station nur eine Zellen-spalte zur Verfügung steht. Während für tiefere Schichten und größere Induktionsvolumen das Gitter in guter Übereinstimmung mit dem Auflösungsvermögen der langperiodischen Daten steht, ist der durchschnittliche Gitterabstand von 2 km für die hochfrequenten Daten zu grob (Signale mit Perioden von 10^{-3} – 10^{-2} s haben in einer $100 \Omega\text{m}$ -Umgebung eine Eindringtiefe zwischen 150 und 500 m). Eine wesentlich feinere Diskretisierung wäre daher im oberen Modellbereich notwendig. Da dies jedoch bei gleichzeitiger Inversion aller Stationen zu numerischen Problemen bei dem verwendeten Inversionsprogramm

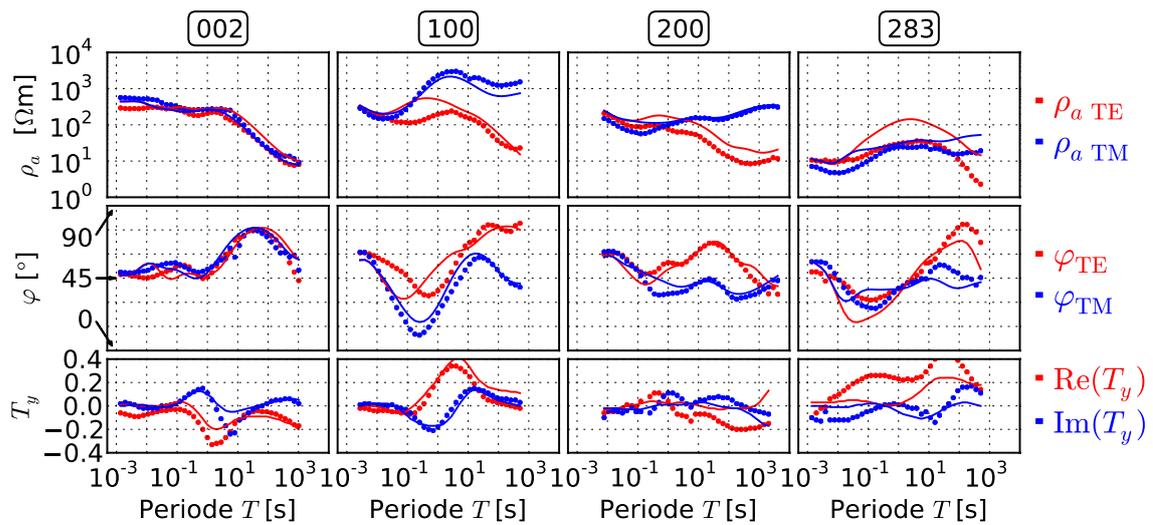


Abbildung 5.2.5: Die gemessenen Daten (Punkte) und die Antwort des Modells aus Abb. 5.2.4 (Linien) für vier exemplarisch ausgewählte Stationen entlang des Profils (002, 100, 200 und 283). Für Stationspositionen s. Karte in Abb. 3.2.1 auf S. 35.

führt, wird im Folgenden das Profil in Abschnitte unterteilt. Diese ermöglichen durch eine feinere Diskretisierung eine bessere Auflösung von Strukturen in oberer Kruste.

5.2.3 Abschnittweise Inversion: Zusammenfügen von Teilmodellen

Der Wahl des Gitters kommt in dieser Studie eine besondere Bedeutung zu. Durch die Finite-Differenzen-Methode besteht das Gitter aus vertikalen Spalten und horizontalen Schichten. Das TIPAGE-Gebiet ist durch sehr große Topografieunterschiede innerhalb des Profils geprägt (deutlich über 3 km Höhendifferenz zwischen Stationen im zentralen Pamir auf über 4500 m Höhe und Stationen im Fergana-Tal unterhalb von 1500 m). Um diese gewaltige Differenz in einem Finite-Differenzen-Gitter mit 50 m-Schrittweite aufzulösen und damit eine einigermaßen gute Reproduktion der Oberfläche zu schaffen, mussten die oberen 3 km in 60 Schichten unterteilt werden. Tests haben gezeigt, dass zur Gewährleistung der Datenanpassung und Glattheit des Modells für den restlichen Halbraum die Wahl von mindestens 90 Schichten sinnvoll ist: Startend mit 50 m Schichtdicke bei 1 km über Normal-Null (NN) und linear anwachsend bis in eine Tiefe von 500 km zur Vermeidung von numerischen Grenzwertproblemen. In der Tiefe von 100 km beträgt die Schichtdicke etwa 8 km. Insgesamt muss das Modell damit in etwa 150–160 horizontale Schichten eingeteilt werden. Um den gesamten TIPAGE-MT-Datensatz mit allen vorhandenen Stationen auf einmal zu invertieren, sind mindestens 180 vertikale Spalten notwendig, um für jede Station eine Spalte bereitstellen zu können. Ein solches Gitter habe ich bei der Erstellung des Modells in Abbildung 5.2.4 verwendet.

Eine bessere Datenanpassung bei kurzen Perioden und robuste Strukturen in der oberen Kruste verlangen die Verwendung eines in horizontaler Richtung feineren

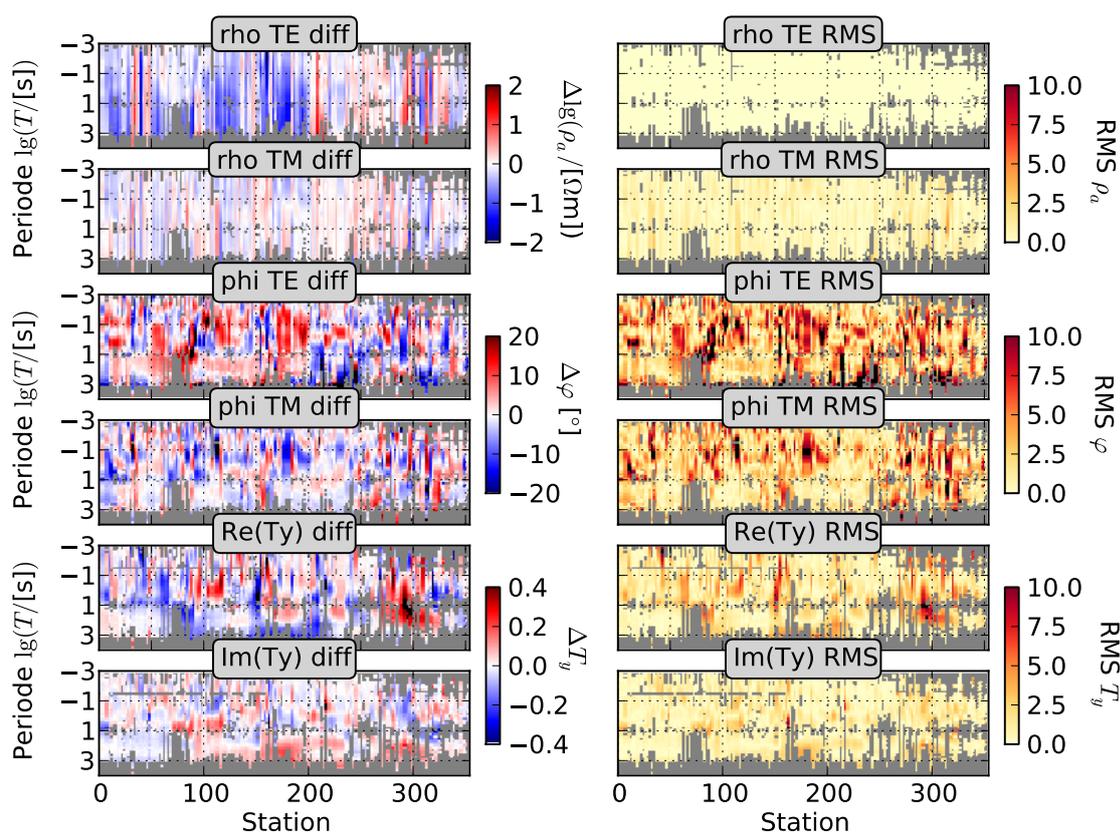


Abbildung 5.2.6: Pseudosektionen der Differenzen von gemessenen Daten und der Modellantwort aus Abb. 5.2.4 („diff“, linke Spalte) und der RMS-Fehler für jede Station, Datenmode und Periode (rechte Spalte). „rho“ und „phi“ stehen für ρ_a - und φ -Daten, TE und TM unterscheiden die Moden, T_y ist als Real- und Imaginärteil aufgeführt. Graue Bereiche entsprechen maskierten Daten oder Abschnitten ohne Daten.

Gitters, z. B. durch Einbau einer zusätzlichen Zelle zwischen zwei Nachbarstationen. Bei Verwendung aller TIPAGE-MT-Stationen mit einem feineren Gitter erwies sich der Inversionsalgorithmus als instabil und führte unweigerlich zum Absturz des Inversionsprogramms. Deswegen konstruiere ich fünf Teilprofile, die nur aus einem Teil der Stationen bestehen und in horizontaler Richtung ein wesentlich feineres Gitter besitzen.

Der bei den Inversionen der Teilprofile verwendete Datensatz unterscheidet sich leicht von dem bisher verwendeten (Abschnitte 5.2.1 und 5.2.2). Bisher waren die Übertragungsfunktionen stark „maskiert“, d. h. viele Datenpunkte und auch einige Stationen, die mir trotz erheblicher Prozessierungsanstrengungen als durch Störungen oder eindeutige 3D-Einflüsse beeinflusst erschienen, waren aus der Inversion ausgeschlossen. Der jetzt verwendete erweiterte Datensatz enthält dagegen wesentlich mehr Datenpunkte, insbesondere auch die in Abschnitt 4.4 bereits erwähnten Phasenwerte über 90° . Obwohl solche Werte prinzipiell nicht durch ein zweidimensionales Leitfähigkeitsmodell erklärt werden können, habe ich sie bei dieser Inversion mit eingebracht, um die Datenanpassung des 2D-Modells direkt mit den 3D-Inversionsergebnissen

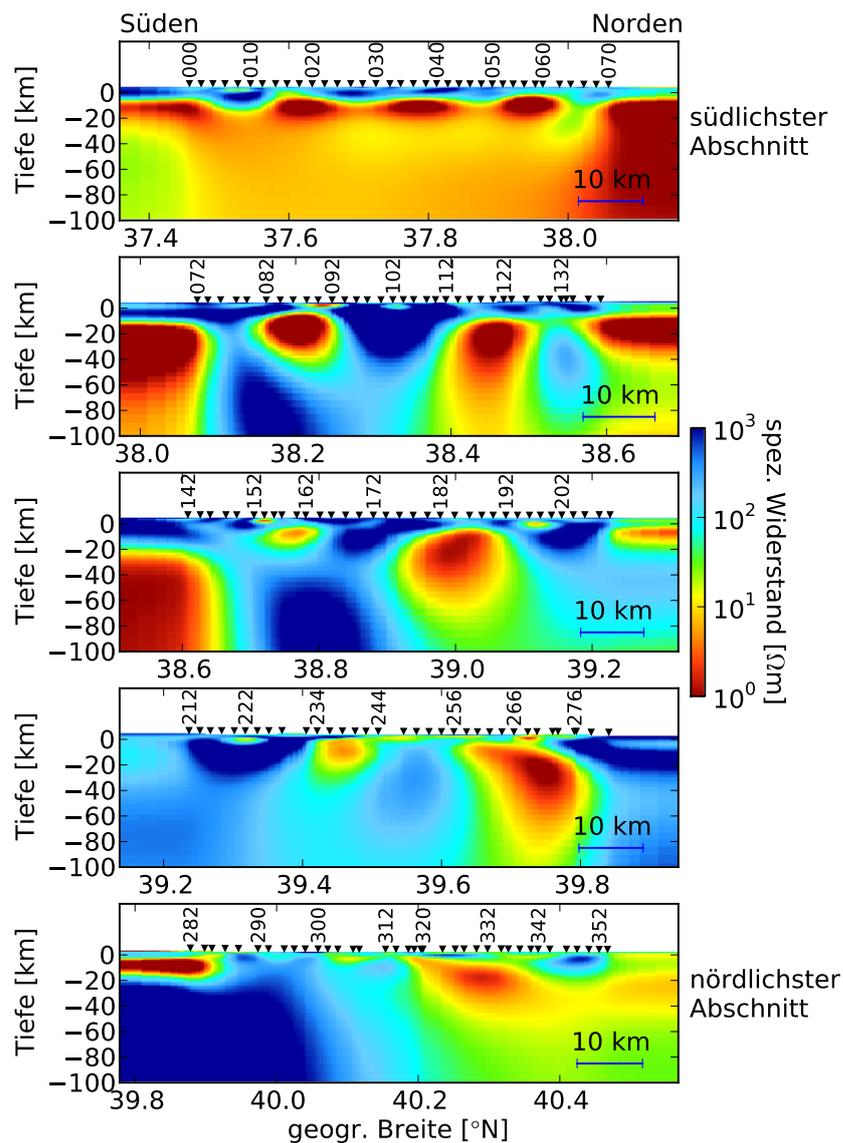


Abbildung 5.2.7: Inversionsergebnisse der fünf Teilprofile, die jeweils einen Teil der Stationen enthalten und somit die Verwendung eines feinen Gitters mit etwa 120×180 Zellen pro Profil ermöglichen. Das obere Modell stammt vom südlichen Abschnitt, das untere Modell beinhaltet die nördlichsten Stationen. Bis auf das Gitter und die Stationsauswahl gleichen die Inversionseinstellungen denen des Modells in Abb. 5.2.4.

vergleichen zu können. Diese 3D-Inversionen verwenden ebenfalls denselben hier besprochenen Datensatz (s. Abschnitt 5.4 zu Ergebnissen und Datenanpassung der 3D-Inversion). Die Inversionsergebnisse der fünf Teilprofile sind in Abbildung 5.2.7 zu sehen. Die Modelle haben eine wesentlich bessere Datenanpassung gegenüber In-

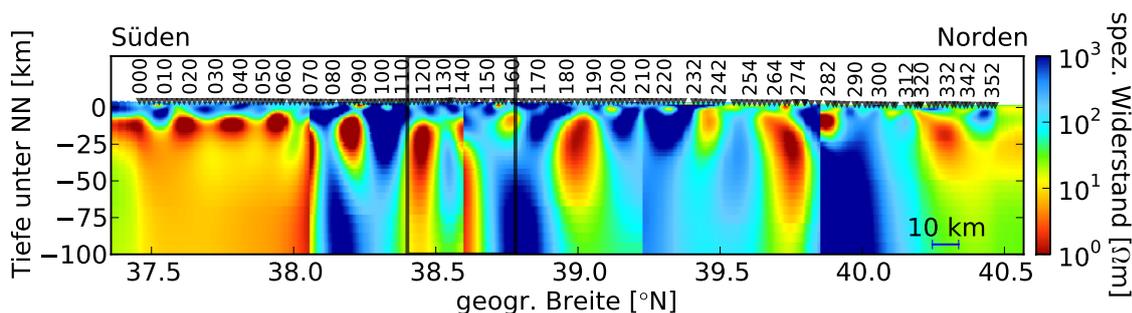


Abbildung 5.2.8: Zusammengesetztes Gesamtmodell der fünf Teilinversionen in Abb. 5.2.7. Das neue Gitter weist eine Auflösung von 167×789 Zellen auf. An den Grenzflächen der einzelnen Teilmodelle bilden sich erwartungsgemäß scharfe Leitfähigkeitskontraste. Das graue Rechteck markiert den Ausschnitt, der zur Veranschaulichung der Glättungsprozedur in Abb. 5.2.9 vergrößert dargestellt ist.

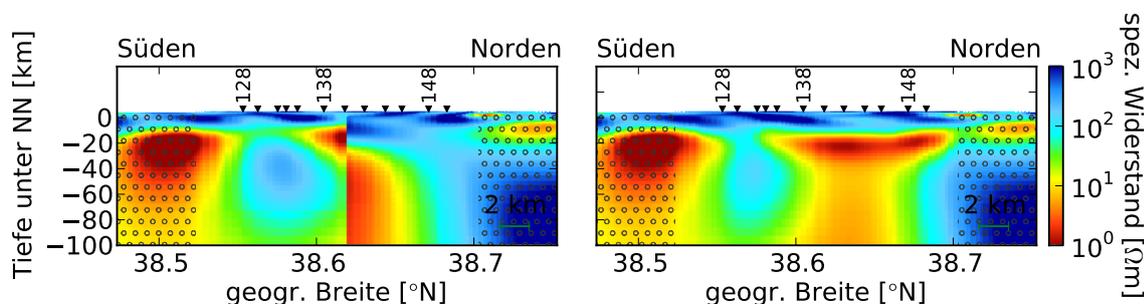


Abbildung 5.2.9: Beispiel zur Veranschaulichung der Glättungsprozedur des zusammengesetzten Modells. Linkes Bild: Ausschnitt aus dem fein aufgelösten zusammengesetzten Modell, welches eine der Grenzflächen zwischen zwei Teilmodellen enthält (Ausschnitt markiert durch graues Rechteck in Abb. 5.2.8). Der Ausschnitt wurde in das Inversionsprogramm importiert und durch 40 Inversionsiterationen geglättet (rechtes Bild). Die Randbereiche, hier mit grauen Kreisen markiert, durften dabei von der Inversion nicht verändert werden, um ein nahtloses Zusammenfügen aller Teilergebnisse zu ermöglichen.

versionen unter Verwendung eines größeren Gitters, sowohl bei kurzen als auch bei längeren Perioden.

Da aufgrund der erwähnten numerischen Schwierigkeiten das offensichtlich besser geeignete feinere Gitter nicht für die Inversion aller Stationen auf einmal verwendet werden kann, entwickelte ich ein Verfahren, um die Inversionsergebnisse von Teilprofilen zu einem Endmodell zusammenzuführen. Als Erstes passte ich die Diskretisierung der Teilmodelle so an, dass sich Gitter in horizontaler Richtung in allen Teilmodellen auf eine gleiche Höhe beziehen. Trotz unterschiedlicher Topografie der einzelnen Teilprofile sind sie somit untereinander konsistent. Daher kann ich die Teilmodelle an den Grenzflächen zusammenfügen. Das Ergebnis ist in Abbildung 5.2.8 dargestellt. Erwartungsgemäß entstanden an den Grenzflächen zwischen den Teilmodellen scharfe Leitfähigkeitskontraste. Um diese nun in Entsprechung mit den Messdaten zu glätten,

importierte ich Ausschnitte des zusammengesetzten Modells, die die Grenzflächen enthalten, einzeln in das WinGLink-Inversionsmodul. Durch einige Inversionsiterationen, bei denen die Ränder der Ausschnitte als nicht veränderbar eingestellt werden, erhält man glatte und mit den Messdaten konsistente Teilprofile, die nun perfekt zu einem Gesamtmodell zusammengesetzt werden können. Dieses Verfahren ist in Abbildung 5.2.9 anhand der Glättung einer der Grenzflächen veranschaulicht. In der linken Darstellung ist ein vergrößerter Ausschnitt aus dem zusammengesetzten Modell zu sehen, der eine der Grenzflächen enthält. Nachdem dieser Ausschnitt in WinGLink importiert und durch 40 Iterationen geglättet worden ist, entstand das Modell auf der rechten Seite. Mit grauen Kreisen sind die Bereiche markiert, die von der Inversion nicht verändert werden durften, sodass das endgültige Modell aus fünf Teilmodellen sowie vier durch Inversion geglätteten Grenzflächenausschnitten nahtlos zusammengesetzt werden konnte.

Das zusammengesetzte Gesamtmodell ist in Abbildung 5.2.10 zu sehen. Es ist durch eine sehr feine Diskretisierung von 167×798 Zellen gekennzeichnet, was durch die gleichzeitige Inversion aller TIPAGE-Stationen nicht möglich gewesen wäre. Die Abbildung zeigt analog zu dem favorisierten Modell mit größerem Gitter (Abb. 5.2.4) im oberen Bild eine Vergrößerung der oberen Kruste sowie darunter das Modell bis in eine Tiefe von 100 km. Das unterste Diagramm beinhaltet die RMS-Werte der einzelnen Stationen als rote Punkte, wobei mit Blau zum Vergleich die RMS-Werte des größeren Modells aus Abbildung 5.2.4 dargestellt sind. Die „Ausreißer“ der roten Kurve im RMS-Diagramm entstehen durch die in 2D nicht anpassbaren Datenpunkte und Stationen des erweiterten Datensatzes (Phasenwerte $> 90^\circ$). Trotz der schlechten Datenanpassung an diesen Stationen liegt der Gesamt-RMS des feiner aufgelösten Modells mit 2,69 deutlich unterhalb des RMS-Wertes des größeren Modells aus Abbildung 5.2.4 (2,90). Fast über das gesamte Profil hat sich die Datenanpassung verbessert: Im Wesentlichen liegen die roten Punkte im unteren Diagramm der Abbildung 5.2.10 deutlich unterhalb der blauen Punkte des Vergleichsmodells mit größerem Gitter. Da für beide Inversionen die gleichen Fehlereinstellungen verwendet wurden, ist dies ein direkter Hinweis auf bessere Datenanpassung.

Die Vorwärtsantwort des höher aufgelösten Modells ist zusammen mit den Messdaten in Abbildung 5.2.11 für vier ausgewählte Stationen dargestellt (004, 100, 200 und 283). Die Daten aller Stationen dieser Inversion sind im Anhang in Abbildungen 0.3 und 0.4 (S. 149 und 150) aufgeführt. Als Alternative zur Überprüfung der Datenanpassung zeigt Abbildung 5.2.12 Pseudosektionen der Differenzen zwischen Daten und Modellantwort sowie Pseudosektionen der RMS-Werte. Wie bereits an den RMS-Werten einzelner Stationen sichtbar geworden ist, passt das zusammengesetzte Modell die gemessenen Daten wesentlich besser an, als das favorisierte Ergebnis der gemeinsamen Inversion fast aller TIPAGE-MT-Stationen aus Abbildung 5.2.4. Insbesondere kurze Perioden sind besser angepasst. Anhand der Pseudosektionen in Abbildung 5.2.12 erkennt man, dass die Phase der TE-Mode den größten Beitrag zum Gesamt-RMS leistet. Das ist nicht verwunderlich, denn die TE-Mode ist bei vielen MT-Studien die Komponente, die am schwierigsten angepasst werden kann. Der zusammenhängende Bereich hoher φ_{TE} -RMS-Werte, die in der RMS-Pseudosektion in Abbildung 5.2.12 („phi TE RMS“)

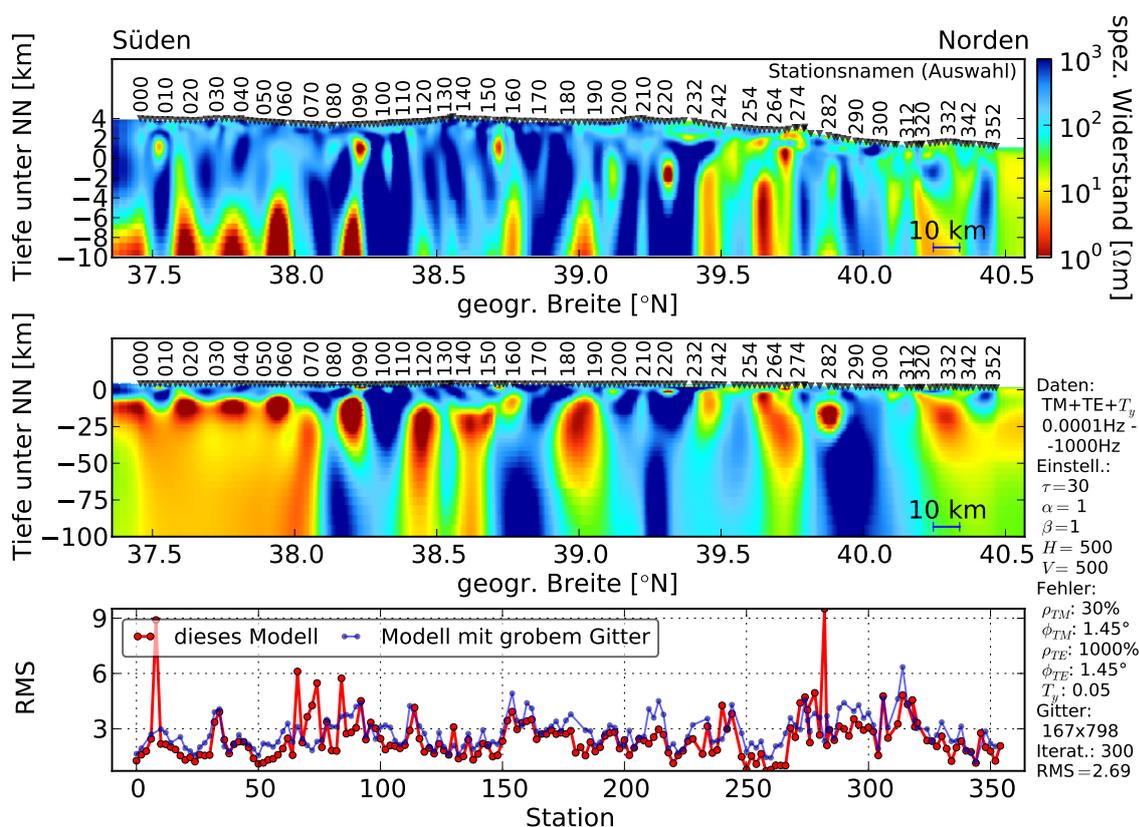


Abbildung 5.2.10: Zusammengesetztes und geglättetes Leitfähigkeitsmodell mit einem fein auflösenden Gitter von 167×798 Zellen. Das obere Bild zeigt die ersten 12–14 km des Modells und das mittlere Bild das Modell bis in eine Tiefe von 100 km. Das untere Diagramm beinhaltet die RMS-Fehler der einzelnen Stationen entlang des Profils (rote Punkte) sowie als Referenz die entsprechenden RMS-Werte des gröber auflösenden Modells aus Abb. 5.2.4 (blaue Punkte). Trotz mehr verwendeter Daten und Stationen in dem hochauflösenden Modell liegen die Stations-RMS-Werte meistens deutlich unterhalb derer des Referenzmodells. Das wird auch in dem kleineren Gesamt-RMS-Wert von 2,69 deutlich.

etwa bei den Stationen 070-100 beobachtet werden können, resultiert aus den in diesem Bereich deutlich hervortretenden 3D-Effekten, insbesondere $\varphi_{TE} > 90^{\circ}$. Die teilweise schlechte 2D-Datenanpassung aufgrund der 3D-Effekte bei einigen Stationen ist auch konsistent mit hohen Werten des Swift-Skew und des phasensensitiven Bahr-Skew in diesen Bereichen (vgl. Skew-Pseudosektionen in Abb. 4.3.1 auf S. 58).

5.2.4 Testen des hochauflösenden 2D-Modells

Das durch Zusammensetzen einzelner Inversionsergebnisse gewonnene hoch aufgelöste Leitfähigkeitsmodell (Abb. 5.2.10) passt die gemessenen Daten im Wesentlichen sehr

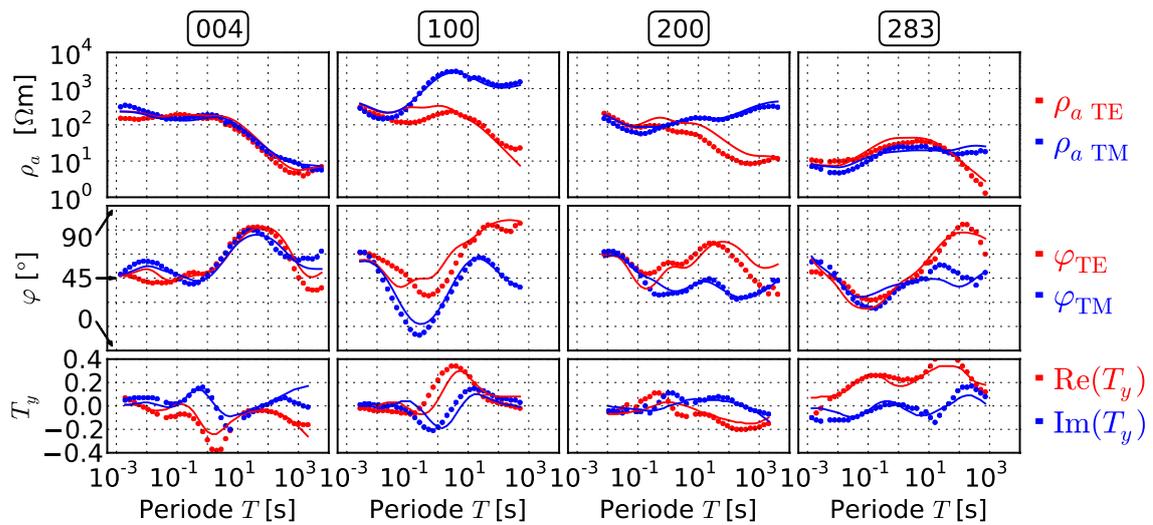


Abbildung 5.2.11: Gemessene Daten (Punkte) und die Antwort des hoch aufgelösten Modells aus Abb. 5.2.10 (Linien) für vier exemplarisch ausgewählte Stationen entlang des Profils (004, 100, 200 und 283). Für Stationspositionen, s. Karte in Abb. 3.2.1 auf S. 35.

gut an und bildet die Grundlage der in Kapitel 6 vorgestellten geologischen und tektonischen Interpretation. Ein wesentlicher Aspekt für die Interpretation ist die Zuverlässigkeit der Strukturen im Modell und die Kenntnis der Leitfähigkeitsgrenzen einzelner Bereiche. Zum Bestimmen der Ausdehnung einzelner Anomalien führe ich Tests an den Einzelmodellen analog zu den bereits im Abschnitt 5.2.2 beschriebenen Untersuchungen durch. Die Tests ergeben, dass die meisten Strukturen des größeren Modells, die in Tiefen von etwa 20 km und darunter auftreten, durch das höher aufgelöste Modell nur zum Teil besser beschrieben werden können. Eine Verbesserung der Datenanpassung bringt z. B. die Untergliederung der leitfähigen Anomalie 10–15 km unterhalb des südlichen Profilsabschnittes in einzelne Zonen sehr stark erhöhter Leitfähigkeit. Auch die Unterteilung der leitfähigen Zone in der mittleren Kruste nördlich von 38,5°N in zwei getrennte Strukturen ist durch die Daten gerechtfertigt. Dagegen ist die deutliche Verlängerung der leitfähigen Strukturen in größere Tiefen, die zu den oft streifenförmigen Anomalien in Abbildung 5.2.10 führt, ausschließlich ein Inversionsartefakt. Wie bei vielen MT-Studien (z. B. Brasse und Eydram 2008) ist auch in unserem Fall die untere Grenze der leitfähigen Anomalien nicht aufgelöst, da diffundierende elektromagnetische Wechselfelder in leitfähigen Umgebungen durch intensive Induktionsprozesse sehr schnell an Energie verlieren. Die nach unten lang gezogenen guten Leiter in Abbildung 5.2.10 entstehen durch das Verhältnis der horizontalen zur vertikalen Modellglättung. Trotz gleicher Einstellungen der Glättungsparameter bei dem grob aufgelösten Modell und den besser aufgelösten Teilmodellen unterscheidet sich die Auswirkung auf das Inversionsergebnis, denn die Glättung hängt auch von dem Verhältnis der Zelldimensionen ab. Die in horizontaler Richtung wesentlich feineren Gitter der hochauflösenden Teilmodelle besitzen in großer Tiefe sehr schmale, aber vertikal lange Zellen. Damit wirkt die horizontale Glättung wesentlich stärker als die

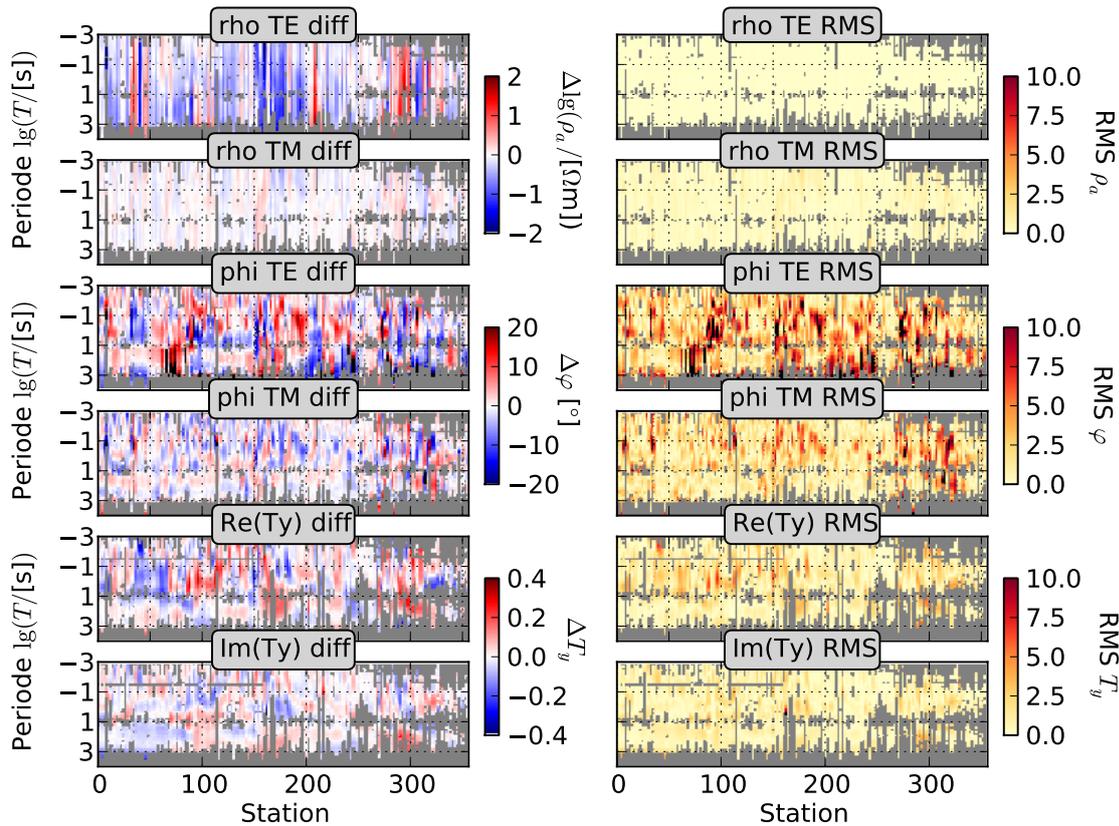


Abbildung 5.2.12: Pseudosektionen der Differenzen von gemessenen Daten und der Modellantwort des hoch aufgelösten Modells aus Abb. 5.2.10 (linke Spalte) und der RMS-Fehler (rechte Spalte). Diese Pseudosektionen können direkt mit denen des gröber aufgelösten Modells in Abb. 5.2.4 verglichen werden.

vertikale Glättung. Eine entsprechende Anpassung des Glättungsalgorithmus wäre theoretisch mit der Wahl größerer Werte des Parameters β möglich. Wie in Abschnitt 5.2.1 erwähnt, führen jedoch $\beta > 1$ zu instabilem Verhalten der Inversion und meistens zum Absturz des Programms.

Die Kenntnis der Unzuverlässigkeit der unteren Grenzen der Zonen guter Leitfähigkeit und das Vertrauen in die ausführlich getestete vertikale und horizontale Auflösung der oberen Grenzen der leitfähigen Anomalien führen zu einem weiteren wichtigen Schritt: die Analyse der Absolutwerte der Leitfähigkeitsverteilung. Dazu ersetze ich alle Bereiche des Modells, die einen spezifischen Widerstand unterhalb oder oberhalb eines bestimmten Grenzwertes besitzen, mit diesem Grenzwert. Daraufhin vergleiche ich die Datenanpassung der Vorwärtsantwort des manipulierten Modells mit der des ursprünglichen Modells. Ein Beispiel dazu ist in Abbildung 5.2.13 gegeben. Bei dem gezeigten Modell sind alle Widerstände $\rho < 5 \Omega\text{m}$ mit dem Wert $\rho = 5 \Omega\text{m}$ ersetzt. Im unteren Diagramm der Abbildung sind RMS-Werte jeder Station des manipulierten Modells als rote Punkte eingezeichnet, die RMS-Werte des Ursprungsmodells als blaue Punkte. Bereiche, in denen die Datenanpassung des manipulierten Modells schlechter wird, interpretiere ich als Zonen, in denen der festgelegte Grenzwert der Leitfähigkeit

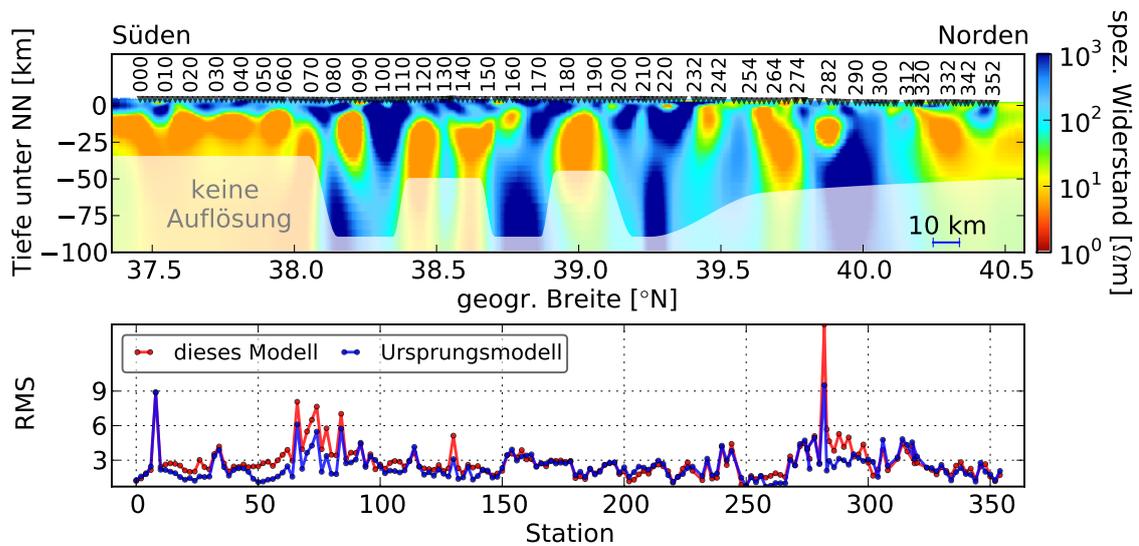


Abbildung 5.2.13: Beispiel eines Verfahrens zur Ermittlung der absoluten Leitfähigkeitsgrenzen. In dem gezeigten Modell sind alle Zellen mit $\rho < 5 \Omega\text{m}$ mit dem Grenzwert $\rho = 5 \Omega\text{m}$ ersetzt. Das untere Diagramm zeigt RMS-Werte jeder Station des manipulierten Modells (rot) sowie des unveränderten Ursprungsmodells (blau). Anhand der Abweichung der roten und blauen Kurven können die durch die Daten geforderten Absolutwerte des spezifischen Widerstandes sukzessive durch Veränderung des Grenzwertes des spezifischen Widerstandes ermittelt werden. Die halbtransparente weiße Fläche symbolisiert den durch Tests ermittelten Bereich, in dem keine Sensitivität gegenüber Modellveränderungen besteht.

über- oder unterschritten werden *muss*. Falls sich die Datenanpassung trotz Modellmanipulation nicht ändert, bedeutet es, dass die durch Inversion ggf. eingebaute höhere oder niedrigere Leitfähigkeit nicht durch Messdaten gerechtfertigt wird und daher kann für die Interpretation der festgelegte Grenzwert als ausreichend angesehen werden. Im Fall des Beispiels in [Abbildung 5.2.13](#) erkennt man im südlichen Profilbereich (z. B. bei Station 050), dass die RMS-Werte des manipulierten Modells deutlich über denen des Ursprungsmodells liegen. Das zeigt, dass die spezifische Widerstände der manipulierten Anomalie Werte unter $5 \Omega\text{m}$ aufweisen müssen.

Ausführlichere Tests dieser Art zeigen, dass Widerstände im Süden des Profils mit Sicherheit unterhalb von $5 \Omega\text{m}$ in dem Gebiet zwischen $37,55^\circ\text{N}$ und $38,0^\circ\text{N}$ (Stationen 010–070), unterhalb von $3 \Omega\text{m}$ zwischen $37,55^\circ\text{N}$ und $37,75^\circ\text{N}$ (Stationen 012–030) und unterhalb von $1 \Omega\text{m}$ im Bereich $37,88$ – $38,00^\circ\text{N}$ (Stationen 046–070) liegen. Andererseits hat die Manipulation des prominenten Leiters um den 39. Breitengrad keine Auswirkung auf die Datenanpassung – rote und blaue Kurven unterscheiden sich in dem Bereich kaum. In diesem Fall kann man ableiten, dass die leitfähige Anomalie um den 39. Breitengrad von der Inversion überbewertet wurde und die Daten ebenso gut mit Leitfähigkeiten von $\rho \geq 5 \Omega\text{m}$ erklärt werden können.

Dieses Wissen bildet zusammen mit den in Kapitel 2.3 vorgestellten Laboruntersuchungen der Leitfähigkeit von Geomaterialien und der Analyse des Leitfähigkeitsverhaltens von Mehrphasensystemen eine solide Grundlage zur geologischen und tektonischen Interpretation des Leitfähigkeitsmodells. Gemeinsam mit zusätzlichen geologischen und geophysikalischen Erkenntnissen über das Gebiet der Indien-Asien-Kollision und speziell des Pamir und Tian Shan, die in Kapitel 3 vorgestellt wurden, kann das Leitfähigkeitsmodell nun in Hinblick auf die Beantwortung der am Anfang des Kapitels 4 aufgeworfenen Fragen der Geodynamik untersucht werden. Eine ausführliche Diskussion und Interpretation des Leitfähigkeitsmodells erfolgt im Kapitel 6. Zuvor möchte ich aber eine Modellierung von Topografieeffekten sowie die Ergebnisse der 3D-Modellierung des Datensatzes vorstellen.

5.3 Topografieeffekte

Im Messgebiet des TIPAGE-Projektes liegen die höchsten Berge und eine der größten Hochebenen der Welt außerhalb des Himalaja-Tibet-Karakorum-Gebietes. Wie in Abschnitt 2.2.1 besprochen, können Topografieunterschiede Einfluss auf MT-Daten haben. Eine Untersuchung dieses Einflusses ist das Thema des vorliegenden Abschnittes.

Im ersten Schritt konstruiere ich ein 3D-Modell, dessen obere Schichten die reale Topografie des gesamten Gebietes im Umkreis von etwa 150 km um die TIPAGE-MT-Stationen reproduzieren. Das restliche Modell, welches bis in eine Tiefe von über 500 km reicht, besitzt einen homogenen spezifischen Widerstand von $\rho = 100 \Omega\text{m}$. Mit Hilfe des im WinGLink-Paket implementierten Algorithmus zur Bestimmung der magnetotellurischen Antwort von 3D-Modellen (Mackie et al. 1993) berechnete ich die Antwort dieses Modells an den Positionen der TIPAGE-Stationen. Die so erhaltenen Übertragungsfunktionen sind als Punkte in Abbildung 5.3.1 für vier Stationen aus unterschiedlichen Bereichen des Profils dargestellt. Alle Abweichungen der $\rho_a(T)$ -Kurven von dem $100 \Omega\text{m}$ -Wert für den Widerstand des Untergrundes sowie der $\varphi(T)$ -Kurven von der 45° -Linie haben ausschließlich die 3D-Topografieverteilung als Ursache. Man erkennt, dass Topografieeffekte im südlichen Profilabschnitt (Station 002) nur bei einigen hochfrequenten Datenpunkten eine Rolle spielen, während Stationen im zentralen (102 und 200) und insbesondere im nördlichen Profilabschnitt (Station 283) wesentlich stärker von der Topografie beeinflusst sind. Die Ursache für dieses Verhalten liegt in der Verteilung der Topografiegradienten (Karte in Abb. 3.2.1 auf S. 35). Die südlichen Stationen liegen auf dem Pamir-Plateau. Dabei handelt es sich um eine ausgedehnte Hochebene mit durchschnittlicher Höhe von etwa 4000 m über NN, aber relativ sanften Topografiestrukturen. Dagegen befinden sich die eingangs erwähnten hohen Berge im zentralen und nördlichen Pamir, etwa auf Breitengraden des mittleren Bereiches des Profils. Entsprechend sind die Höhenänderungen in diesem Gebiet sehr stark ausgeprägt, sodass sie die elektromagnetischen Felder beeinflussen und auf die modellierten Übertragungsfunktionen Auswirkung haben. Eine besondere Rolle spielt sicherlich der große Höhenunterschied von über 3000 m direkt entlang des Profils zwischen dem Pamir-Alai-Gebiet und den Ebenen des Fergana-Beckens, der bereits bei Diskussion des Gitters für das 2D-Inversionsmodell erwähnt wurde und die

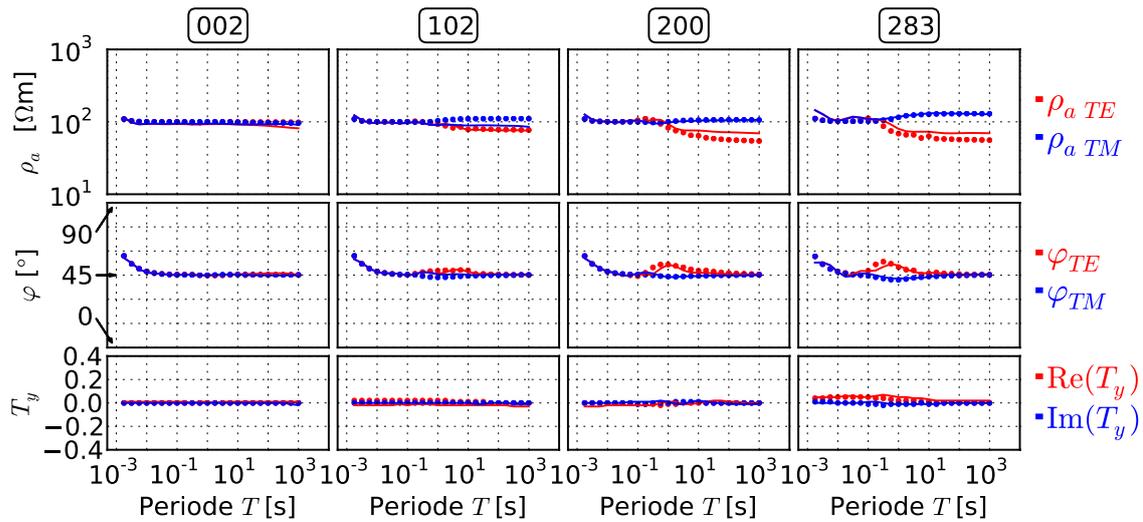


Abbildung 5.3.1: Künstliche Daten an den Positionen vier realer TIPAGE-Stationen, die als Vorwärtsantwort eines 3D-Modells mit realer Topografieverteilung, ansonsten aber homogener Leitfähigkeit von $\rho = 100 \Omega\text{m}$ berechnet sind (Punkte). Die Linien zeigen die Antwort des Inversionsmodells aus Abb. 5.3.2, das mit den künstlichen Übertragungsfunktionen des Topografiemodells als Stationsdaten erstellt ist.

nördlichen Stationen beeinflusst. Hinzu kommt, dass in diesem Gebiet der Tian Shan sehr eng eingeschnittene, steile Täler aufweist, auf deren Sohlen sich die Stationen befinden. Daher zeigen Daten im Norden des Profils deutlich größere Topografieeffekte als südliche Stationen.

Die aus der Vorwärtsantwort des Topografiemodells erhaltenen künstlichen Übertragungsfunktionen verwende ich als Stationsdaten und führe 2D-Inversionen unter Beachtung der 2D-Topografieverteilung entlang des Profils durch. Das so erhaltene Modell ist in Abbildung 5.3.2 zu sehen. In Abbildung 5.3.1 ist die Modellantwort dieser Leitfähigkeitsverteilung als Linien in den Plots der künstlichen Übertragungsfunktionen eingezeichnet. Durch die Anpassung der durch 3D-Topografieeffekte erzeugten Veränderungen in den Daten des homogenen Halbraumes werden Leitfähigkeitsstrukturen in das Modell eingebaut. Wie zu erwarten, ist die gesamte südliche Hälfte des Modells unbeeinflusst von der Topografieverteilung – das Inversionsergebnis weist keine wesentlichen Abweichungen gegenüber der Start- und Referenzleitfähigkeit von $100 \Omega\text{m}$ auf. Um die Station 200, etwas nördlich der Profilmittle, ist der größte Effekt festzustellen. Durch die Anpassung der Topografiedaten wird ein Bereich schlechter Leitfähigkeit in einer Tiefe von etwa 5–25 km eingebaut, der von wesentlich tiefer reichenden Bereichen leicht erhöhter Leitfähigkeit eingesäumt ist. Überraschenderweise weist das nördliche Drittel des Modells kaum Abweichungen von dem $100 \Omega\text{m}$ -Startmodell auf, obwohl die künstlichen Übertragungsfunktionen deutliche Effekte zeigen und gut angepasst sind.

Die erhaltenen Leitfähigkeitsstrukturen aus Abbildung 5.3.2 dienen zur Abschätzung des Topografieinflusses bei der Interpretation der aus realen MT-Daten gewonnenen

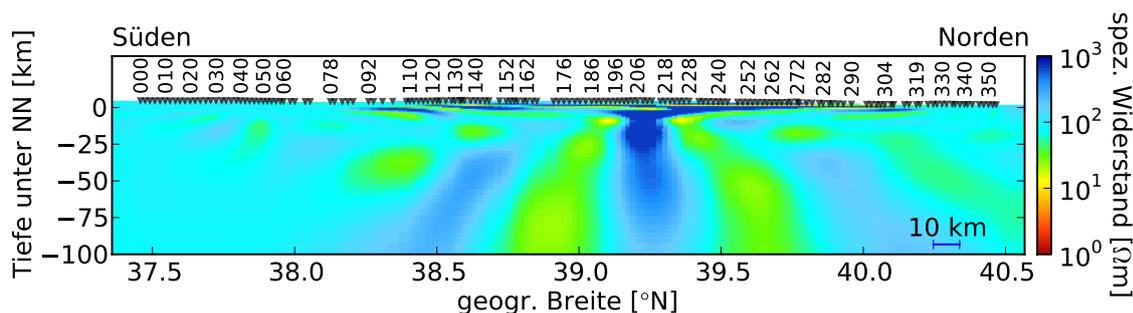


Abbildung 5.3.2: 2D-Inversionsmodell, das durch Anpassung von künstlich erzeugten Übertragungsfunktionen entstanden ist, die ausschließlich Informationen über die 3D-Topografieverteilung enthalten. Inversionseinstellungen: $\Delta\rho_{TE} = \Delta\rho_{TM} = 10\%$, $\Delta\varphi_{TE} = \Delta\varphi_{TM} = 0,29^\circ$, $\Delta T_y = 0,01$, $\alpha = \beta = 1$, $H = V = 500$, Gitter: 158×167 Zellen, $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$, Periodenbereich: 0,001–1000 s. RMS = 2,1.

2D-Modelle. So erscheint es z. B. wahrscheinlich, dass die ausgeprägte leitfähige Anomalie in der mittleren Kruste um 39°N , die in Abbildung 5.2.10 so deutlich zum Vorschein kommt, in Wirklichkeit wesentlich schwächer ausgeprägt ist. Durch die Anpassung der Topografieeffekte während der 2D-Inversion könnte diese Anomalie verstärkt werden, da in diesem Bereich die Inversion der künstlichen Topografie-Übertragungsfunktionen ebenfalls erhöhte Leitfähigkeiten zeigt. Diese Vermutung wird durch Tests des realen 2D-Modells unterstützt, die eine Überbewertung der Leitfähigkeitswerte der Anomalie durch die 2D-Inversion aufzeigen (vgl. Abschnitt 5.2.4). Auch die schlechten Leiter in der oberen Kruste um die Station 210 (vgl. Abb. 5.2.10) scheinen zumindest z. T. ein Artefakt der Topografieverteilung zu sein.

5.4 3D Inversion

Zur Erstellung eines dreidimensionalen Modells der Leitfähigkeitsverteilung benutzte ich das 3D MT Vorwärts- und Inversionsmodul des „Modular Electromagnetic Inversion System“ (ModEM, Meqbel 2009, Egbert und Kelbert 2012). Dieses modulare Paket von Inversionscodes beinhaltet eine auf der Methode konjugierter Gradienten basierende Implementierung einer 3D-MT-Inversion („ModEM-3D-MT“), bei der gleichzeitig sowohl alle Komponenten des Impedanztensors als auch die VMTF-Komponenten T_x und T_y berücksichtigt und angepasst werden können. Die Diskretisierung von ModEM-3D-MT basiert auf der Finite-Differenzen-Methode, vergleichbar zu dem beschriebenen 2D-Inversionsprogramm. Darüber hinaus sind in dem ModEM-Paket auch andere Vorwärts- und Inversionsalgorithmen für unterschiedliche Arten von geophysikalischen elektromagnetischen Daten im Frequenzbereich implementiert.

Die 3D-Inversion von MT-Daten stellt sehr hohe Anforderungen an die Leistung der verwendeten Rechenmaschinen (vgl. z. B. Miensopust et al. 2013). Alle hier gezeigten Inversionsergebnisse sind mit der parallelisierten Version des ModEM-3D-MT-Inversionscodes auf dem GFZ-Linux-Cluster durchgeführt worden. Die Parallelisierung der Rechenaufgaben erfolgt über Perioden sowie über die verwendeten Datenmoden.

Zur Verringerung des Rechenaufwandes verwendete ich einen reduzierten Datensatz für alle 3D-Inversionen, der nur jede zweite Periode beinhaltet.

Um alle verfügbaren TIPAGE-Stationen in einem 3D-Finite-Differenzen-Gitter unterbringen zu können, sodass jede Oberflächenzelle maximal eine Station enthält, sind mindestens 220×70 horizontale Zellen mit einem Gitterabstand von 2 km notwendig. Hinzu kommen etwa 20 zusätzliche, nach außen hin breiter werdende Randspalten, um numerischen Randeffektproblemen bei der Berechnung der Felder vorzubeugen. Mit etwa 60 Zellen in vertikaler Richtung ergibt sich damit eine Größenordnung von 10^6 für die Gesamtanzahl der Gitterzellen. Unter Verwendung von 49 Prozessoren auf dem GFZ-Rechnercluster dauert eine Inversions-Iteration mit Impedanz- und VMTF-Daten von 175 Stationen und 24 Perioden etwa 2,5 Stunden. Bei einer typischen Anzahl von 50 Iterationen entsteht dadurch ein erheblicher Aufwand an Rechenzeit. Wie bereits bei der 2D-Inversion deutlich wurde, ist ein Gitterabstand von 2 km deutlich zu groß, um Leitfähigkeitsstrukturen in oberer Kruste zuverlässig auflösen zu können. Da eine feinere Diskretisierung des 3D-Finite-Differenzen-Gitters zu einer enormen Vergrößerung der Anzahl an freien Modellparametern und damit der Rechenzeit führen würde, erscheint die Verwendung eines feineren Gitters mit dem gesamten Datensatz praktisch nicht sinnvoll.

Zum Testen der Inversionseinstellungen verwendete ich nur etwa die Hälfte der zur Verfügung stehenden Stationen, was die Benutzung eines Gitters von etwa $70 \times 30 \times 60$ Zellen ermöglichte und zu deutlich schnelleren Rechenzeiten führte. Im Folgenden gehe ich zunächst auf die Ergebnisse von Tests zur Wahl geeigneter Regularisierungsparameter ein. Danach werden die 3D-Inversionsergebnisse präsentiert und diskutiert, die bei Inversion aller TIPAGE-Stationen entstanden sind.

5.4.1 Regularisierung

Im Zuge der 3D-Modellierung führte ich eine systematische Untersuchung zur Bestimmung der optimalen Regularisierungsparameter durch. In der ModEM-3D-MT-Implementierung wird der bereits aus der 2D-Inversion bekannte Tikhonov-Regularisierungsparameter λ (vgl. Gl. 5.1.12) zwischen den Inversionsiterationen automatisch verändert. Am Anfang des Inversionsprozesses liegt der Schwerpunkt der Zielfunktion durch hohe Werte von λ (z. B. $\lambda = 10^2$) auf einem glatten Modell, während er sich mit zunehmender Iterationszahl durch kleiner werdendes λ zu der Minimierung der Datenabweichung verschiebt, wobei ein unterer Grenzwert von λ als Abbruchkriterium der Inversion festgelegt werden kann (z. B. $\lambda = 10^{-8}$). Neben diesem veränderlichen Gewichtungsparemeter λ wird die Glättung in der 3D-Inversion durch den Glättungsoperator \mathbf{C}_m gesteuert. Der Regularisierungsterm in ModEM-3D-MT aus Gleichung 5.1.12 lautet:

$$\lambda\Omega(\vec{m}) = \lambda(\vec{m} - \vec{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1}(\vec{m} - \vec{m}_0). \quad (5.4.1)$$

Der Operator \mathbf{C}_m kann als eine Kovarianzmatrix der Modellparameter interpretiert werden und besteht aus einer linearen Kombination von 1D-Glättungsoperatoren (Egbert und Kelbert 2012). Diese wiederum sind diagonale Matrizen, deren Elemente

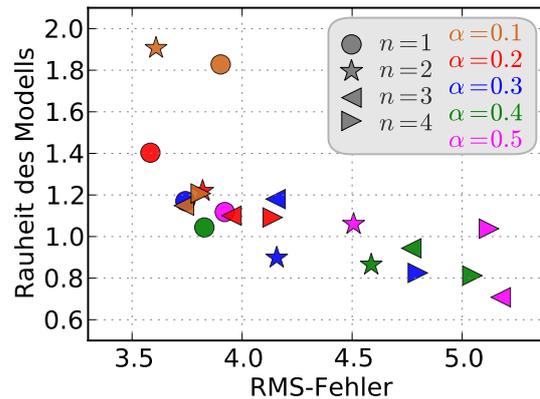


Abbildung 5.4.1: Datenanpassung (RMS-Fehler) vs. Modellrauheit von 20 3D-Inversionsergebnissen mit unterschiedlichen Einstellungen des Glättungsparameters α (codiert durch Farbwahl) sowie Wiederholungszahlen n bei der Anwendung des Glättungsoperators (codiert durch unterschiedliche Symbolformen). Obwohl die klassische Form der „L-Kurve“ nur annähernd wiedergegeben ist, erlaubt die Darstellung Abschätzungen zur Wahl geeigneter Parameterkombinationen. Werte wie $n = 1$, $\alpha = 0,4$ (grüner Kreis) oder $n = 2$, $\alpha = 0,3$ (blauer Stern) können als eine sinnvolle Wahl angesehen werden.

einzelne Kovarianz-Parameter α_{ij}^N für jede Modellzelle beinhalten. Durch Variation der einzelnen Werte von α_{ij}^N könnte man die Glättung zwischen jeder Kombination von Nachbarzellen in jede Richtung steuern. In der Praxis beschränkt man sich jedoch meistens auf einheitliche Werte der Glättungsparameter für das gesamte Modell oder wählt für jede der Raumrichtungen x, y, z einen separaten Wert von α .

Bei ModEM 3D-MT-Inversion wird die Modellglättung neben dem beschriebenen Parameter α durch die Anzahl der Wiederholungen gesteuert, die der Glättungsoperator auf den Regularisierungsterm angewendet wird. Ich probierte an einem reduzierten Datensatz, der etwa die Hälfte aller TIPAGE-MT-Stationen enthält, verschiedene Kombinationen der Parameter α (0,1 bis 0,5) und Wiederholungsanzahlen n (1 bis 4). Aus den Inversionsergebnissen mit verschiedenen α - und n -Einstellungen bestimmte ich ein Maß für die Rauheit des Modells. Dazu ermittelte ich einen Mittelwert der durchschnittlichen logarithmischen Differenzen der Widerstandswerte jeder Modellzelle zu den Werten aller Nachbarzellen.

Die Pareto-Front als Darstellung der konkurrierenden Eigenschaften Datenanpassung und Rauheit des Modells ist in Abbildung 5.4.1 zu sehen. Das Ergebnis hat nicht die klassische Form einer L-Kurve, wie bei einer ähnlichen Untersuchung während der 2D-Modellierung in Abbildung 5.2.2 gezeigt ist. Trotzdem erkennt man an der Lage der Punkte, welche Werte einen sinnvollen Kompromiss bilden. Aus dieser Untersuchung ergeben sich z. B. Kombinationen $n = 1$, $\alpha = 0,4$ (grüner Kreis) oder $n = 2$, $\alpha = 0,3$ (blauer Stern) als eine gute Parameterwahl, wobei die Unterschiede zu den Inversionsergebnissen mit anderen Einstellungen sich als nicht sehr groß erwiesen haben.

5.4.2 Ergebnisse der 3D-Modellierung

Bei 3D-MT-Inversionen von Datensätzen, die von einer zweidimensionalen Leitfähigkeitsverteilung geprägt sind, kann es einer starken Abhängigkeit des Inversionsergebnisses von dem Koordinatensystem der Daten kommen (Tietze und Ritter 2013). Da auch der TIPAGE-MT-Datensatz eine klar dominierende geoelektrische Streichrichtung aufweist (vgl. Streichrichtungsanalyse in Abschnitt 4.3), führte ich 3D-Inversionen mit unterschiedlichen Rotationseinstellungen der Daten aus, die ich im Folgenden vorstellen möchte. In diesem Abschnitt präsentierte Inversionsergebnisse stellen gleichzeitig die favorisierten Modelle bei der 3D-Inversion der TIPAGE-Daten dar.

Abbildung 5.4.2 zeigt ein 3D-Modell, das mit einem in geographischen Koordinaten angegebenen Datensatz erstellt wurde. Die x -Richtung des Daten-Koordinatensystems zeigt in diesem Fall nach Norden. Das Modell entstand mit einem Gitter von $220 \times 70 \times 70$ Zellen mit 2 km Gitterabstand bei den inneren Zellen und einem sich nach außen linear vergrößernden Gitterabstand für etwa 10 äußere Zellen. Als Start- und Referenzmodell diente ein homogener Halbraum ($\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$). Ich verwendete Fehlereinstellungen von 5 % für die Nebendiagonalelemente des Impedanztensors, 10 % für die Hauptdiagonalelemente sowie 5 % für die VMTF T_x und T_y . Das Abbruchkriterium, das nach 17 Iterationen zum Ende der Inversion führte, war das Erreichen des unteren Grenzwertes für den Regularisierungsparameter λ , der in Abschnitt 5.4.1 beschrieben ist. Der RMS-Wert für das Modell beträgt $\text{RMS}_{\text{ModEM}} = 5,1$. Verwendet man die Fehlereinstellungen der 2D-Inversion (und auch nur die entsprechenden Datenkomponenten) zur Berechnung des RMS-Wertes, ergibt sich ein Wert von 4,0 (bei fein aufgelöstem 2D-Modell ist $\text{RMS} = 2,7$).

Ein wesentliches Merkmal der 3D-Inversionen des TIPAGE-Datensatzes ist eine für 3D-Inversionen ungünstige Stationsverteilung entlang eines schmalen Korridors. Dadurch haben die gemessenen Daten keine Sensitivität gegenüber der Leitfähigkeit in vielen Bereichen des 3D-Modells. Diese Tatsache ist in Abbildung 5.4.2 durch die dominierende Farbe Türkis/Hellblau erkennbar, die die Farbcodierung für $\rho = 100 \Omega\text{m}$ darstellt. Diese Farbe repräsentiert meistens nicht einen durch Daten gerechtfertigten spezifischen Widerstand in den betreffenden Gebieten, sondern gibt einfach das durch mangelnde Sensitivität in großer Entfernung von den Stationen nicht veränderte Startmodell von $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$ wieder. Erwartungsgemäß wird die Leitfähigkeit nur in Bereichen in der Nähe der Stationen von der Inversion zur Anpassung der Daten verändert, wie in den horizontalen Schnitten im unteren Teil der Abbildung 5.4.2 zu erkennen ist. Da das Induktionsvolumen mit größerer Wellenlänge der elektromagnetischen Felder zunimmt, vergrößert sich auch der Sensitivitätsbereich mit zunehmender Tiefe, was zur größeren Ausdehnung der Strukturen in tieferen Schnitten des Modells führt. Die schwache Ausprägung der Leitfähigkeitsstrukturen in obersten Modellschichten (linke horizontale Sektion in Abb. 5.4.2) liegt an dem für diese Bereiche viel zu grobem Gitter: Eine Zellenbreite von 2 km steht einer Eindringtiefe zwischen 150 und 500 m bei Signalperioden von 10^{-3} – 10^{-2} s in einer $100 \Omega\text{m}$ -Umgebung gegenüber.

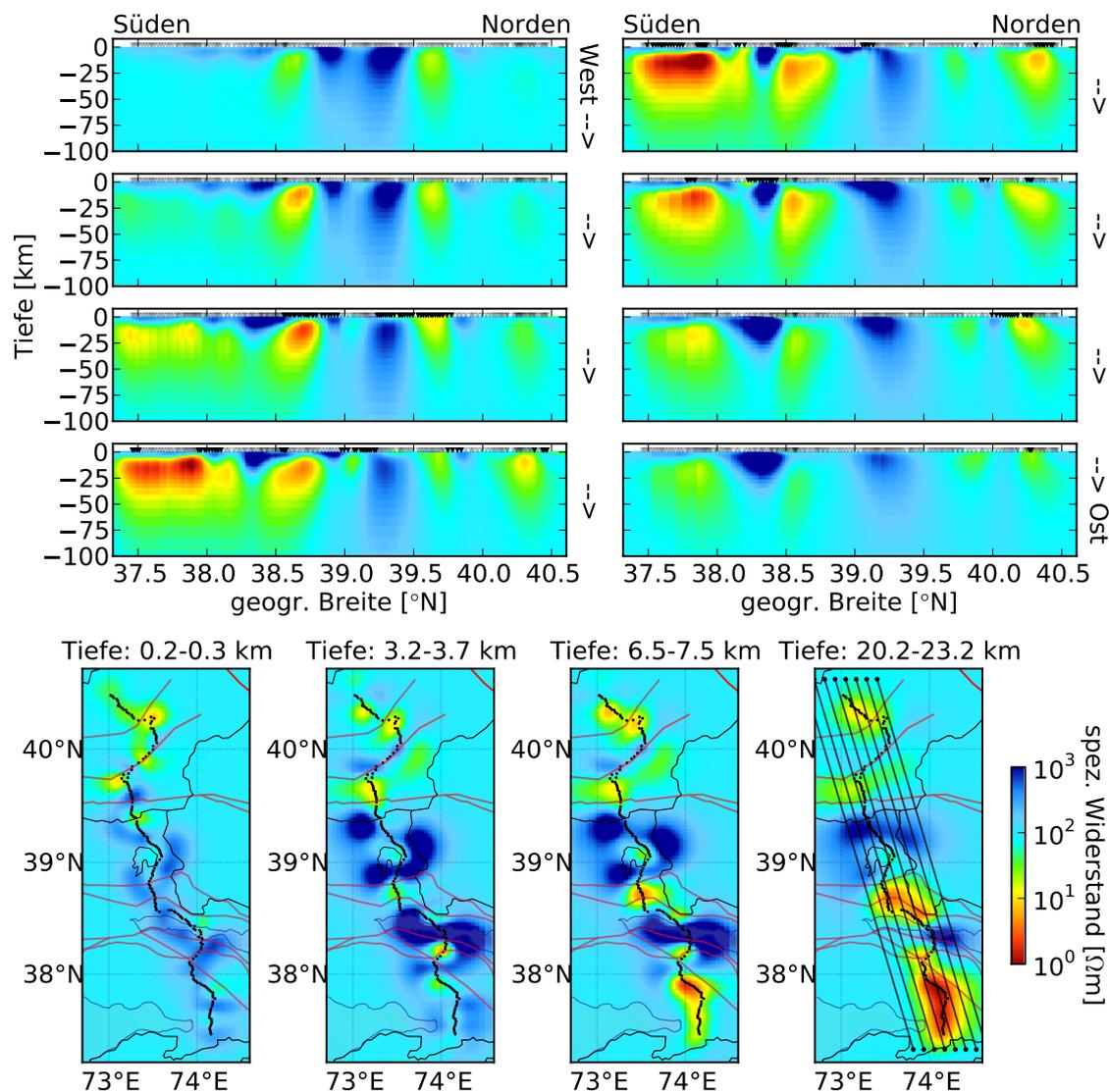


Abbildung 5.4.2: Vertikale (oben) und horizontale (unten) Schnitte durch ein 3D-Leitfähigkeitsmodell, das durch die gemeinsame Inversion aller \mathbf{Z} -Komponenten und der VMTF \vec{T} erstellt wurde. Die Lage der vertikalen Schnitte ist im unteren rechten horizontalen Querschnitt durch dunkle Geraden markiert, wobei die westlichste Gerade dem ersten vertikalen Schnitt entspricht (oben links). Die Tiefe der horizontalen Schnitte ist jeweils über den Abbildungen angegeben. Die horizontale Schnitte enthalten außerdem den Verlauf der Staatsgrenzen und die Umrisse des Karakul-Sees als schwarze Linien, die Stationspositionen als schwarze Punkte sowie die Lage der wichtigsten geologischen Strukturen als rote und blaue Linien; für geolog. Namen vgl. mit Karte in Abb. 3.2.1. Das Modell wurde unter Benutzung aller Stationen mit einem Gitter von $220 \times 70 \times 70$ Zellen (Breite 2 km) nach 17 Iterationen erstellt. Die Daten befanden sich in einem geographischen Koordinatensystem (x -Richtung entspricht Norden). Das Start- und Referenzmodell der 3D-Inversion war ein homogener Halbraum mit $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$.

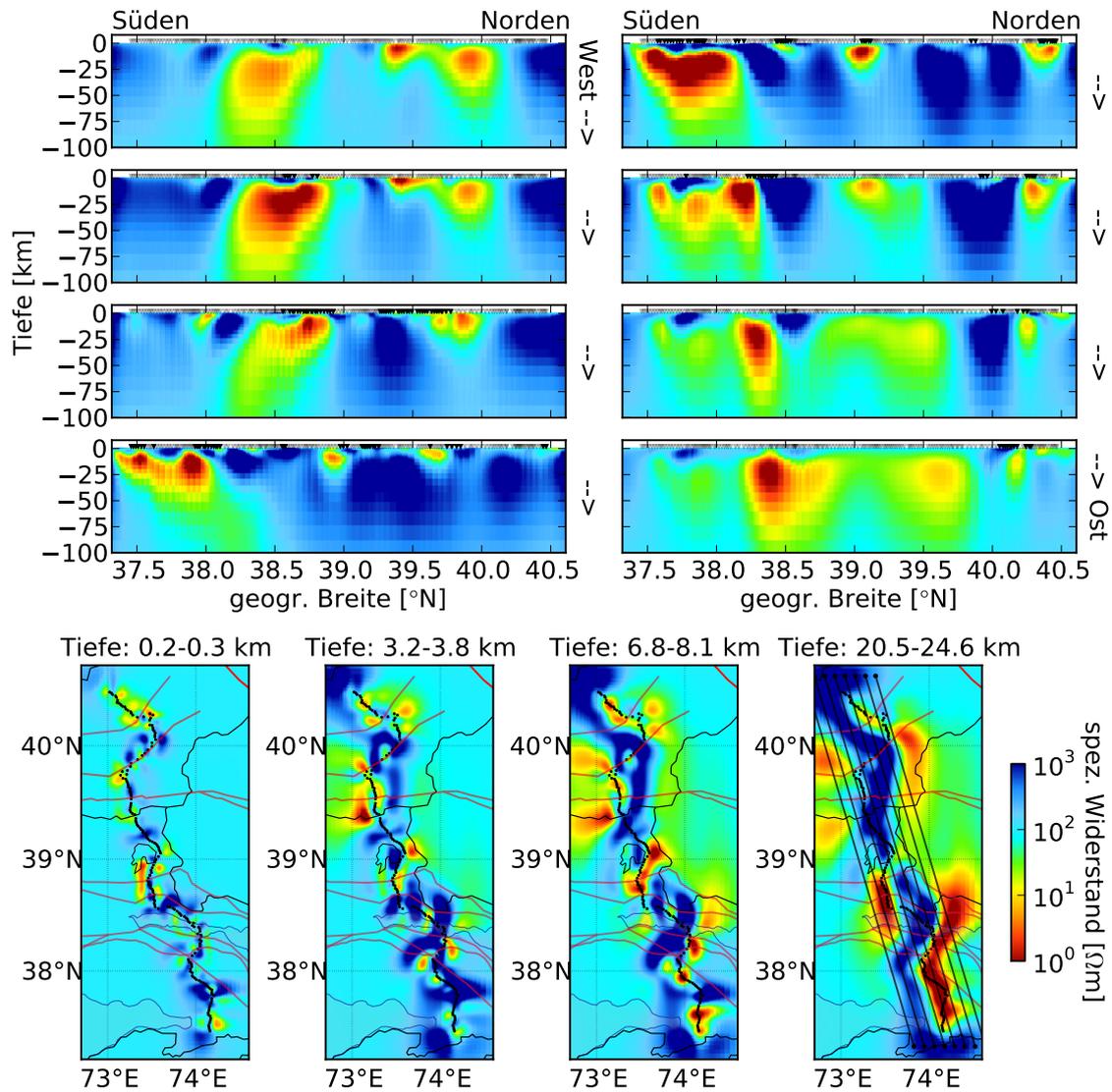


Abbildung 5.4.3: Vertikale (oben) und horizontale (unten) Schnitte durch ein 3D-Leitfähigkeitsmodell, das durch die gemeinsame Inversion aller \mathbf{Z} -Komponenten und der VMTF \vec{T} erstellt wurde. Die Lage der vertikalen Schnitte ist im unteren rechten horizontalen Querschnitt markiert, wobei die westlichste Linie dem ersten vertikalen Schnitt entspricht (oben links). Die Tiefe der horizontalen Schnitte ist jeweils über den Abbildungen angegeben. Die horizontalen Schnitte enthalten außerdem den Verlauf der Staatsgrenzen und die Umrisse des Karakul-Sees als schwarze Linien, die Stationspositionen als schwarze Punkte sowie die Lage der wichtigsten geologischen Strukturen als rote und blaue Linien; für geolog. Namen vgl. mit Karte in Abb. 3.2.1. Das Modell wurde unter Benutzung aller Stationen mit einem Gitter von $280 \times 100 \times 60$ Zellen (Breite 1,4 km) nach 44 Iterationen erstellt. Die Daten befanden sich in dem Koordinatensystem der vorherrschenden Streichrichtung (x -Richtung entspricht WSW). Das Start- und Referenzmodell der 3D-Inversion war ein homogener Halbraum mit $\rho_{\text{start}} = 100 \Omega\text{m}$.

Zum Vergleich weise ich auf ein weiteres Inversionsergebnis in Abbildung 5.4.3 hin, das mit ähnlichen Einstellungen wie das eben Besprochene erzeugt wurde. Jedoch habe ich hier den in Richtung des dominierenden geoelektrischen Streichens rotierten Datensatz verwendet, der auch für die 2D-Inversionen aus Abbildung 5.2.10 zum Einsatz kam. Das Modell hat ein Gitter von $280 \times 100 \times 60$ Zellen, mit 1,4 km Zellenbreite im inneren Gitterbereich. Nach 59 Iterationen wurde die Inversion abgebrochen. Die höhere Zahl der Iterationen (im Vergleich zum Modell aus Abb. 5.4.2) hängt mit einer kleiner gewählten Einstellung des unteren Grenzwertes für λ zusammen. Ich verwendete Fehlereinstellungen von 5 % für die Nebendiagonalelemente des Impedanztensors, 10 % für die Hauptdiagonalelemente sowie 5 % für die VMTF T_x und T_y . Der RMS-Wert für das Modell beträgt $\text{RMS}_{\text{ModEM}} = 4,5$. Verwendet man die Fehlereinstellungen der 2D-Inversion zur Berechnung des RMS, ergibt sich ein Wert von 3,9.

In Abbildung 5.4.3 ist das Ergebnis der 44. Iteration gezeigt. An diesem Beispiel erkennt man an der z. T. unrealistischen lateralen Leitfähigkeitsverteilung in tieferen Schichten, dass mehr Iterationen nicht unbedingt zu besseren Modellen führen. Wie in dem tiefsten horizontalen Schnitt bei dem dargestellten Ergebnis der 44. Iteration in Abbildung 5.4.3 unten rechts zu sehen ist, werden während fortgeschrittener Iterationszahlen unrealistisch große leitfähige Anomalien in Bereichen mit sehr geringer Sensitivität gebildet, die weit weg von der Stationslinie liegen (z. B. das in Richtung Nordosten erweiterte Gebiet sehr niedriger spezifischer Widerstände in 20 km Tiefe im südlichen Profilabschnitt gegenüber Abb. 5.4.2). Diese Bereiche erfahren durch weitere Iterationen eine Verstärkung, ohne dass gleichzeitig die Leitfähigkeit in der Nähe der Stationen modelliert wird. Trotz der großen Entfernung können solche künstlichen „off-profile“-Strukturen durch ihre große Ausdehnung und extreme Leitfähigkeitswerte die Modellantwort an den Stationspositionen beeinflussen. Insbesondere kann dieser Einfluss verstärkt werden, wenn die Leitfähigkeit in der Nähe der Stationen klein gesetzt wird, wie durch die blaue „schlangenförmige“ Struktur entlang der Stationslinie in Abb. 5.4.3 unten rechts zu erkennen ist. Die Inversion weicht damit in Gebiete mit sehr vielen Freiheitsgraden in großer Entfernung von den Stationen aus, indem es die notwendige Sensitivität für diese Bereiche durch die Einführung durchlässiger, resistiver Strukturen in der Nähe der Stationen künstlich schafft. Ein Ausweg aus dieser Situation könnte eine radikale Erhöhung der geforderten Modellglättung in großer Entfernung von der Stationslinie sein. Dies könnte man durch die Einführung sehr großer Werte der Kovarianz-Parameter α_{ij}^N für entsprechende Modellzellen erreichen.

Die eben besprochenen Effekte führen zu teilweise erheblichen Unterschieden speziell in den tieferen horizontalen Sektionen zwischen den Modellen in den Abbildungen 5.4.2 und 5.4.3. Dennoch erkennt man an den vertikalen Schnitten, dass die wichtigsten Strukturen der Leitfähigkeit in der Nähe der Stationslinie durchaus übereinstimmend zwischen den beiden Modellen sind. Noch deutlicher wird die Ähnlichkeit, wenn man vertikale Sektionen vergleicht, die die Leitfähigkeit in dem 3D-Modell *unterhalb einer gekrümmten Linie entlang der Stationen* repräsentieren. Solche Sektionen sind in Abbildung 5.4.4 dargestellt. Das obere Bild zeigt die Leitfähigkeitsverteilung entlang der Stationen von dem 3D-Modell mit geographischen Datenkoordinaten, das auch in Abbildung 5.4.2 zu sehen ist. Das mittlere Bild der Abbildung 5.4.4 stellt die Leitfähigkeit unter den Stationen des 3D-Modells, das mit rotierten Daten berechnet

wurde (auch in Abb. 5.4.3 zu sehen). Die beiden Sektionen zeigen, dass die von Tietze und Ritter (2013) beschriebene starke Abhängigkeit des 3D-Inversionsergebnisses von dem Daten-Rotationswinkel bei dem TIPAGE-Datensatz nicht in Erscheinung tritt, trotz einer klar vorhandenen dominierenden Streichrichtung.

5.4.3 Vergleich mit 2D-Modell, Datenanpassung und Résumé

Eine weitere Erkenntnis, die ich aus der Abbildung 5.4.4 ableiten möchte, ist die prinzipielle Ähnlichkeit der beiden vertikalen 3D-Sektionen zu dem favorisierten 2D-Modell, das in Abbildung 5.4.4 unten dargestellt ist. Damit ist die Robustheit der wesentlichen Strukturen des 2D-Modells, auf die ich bereits in Abschnitten 5.2.2 und 5.2.4 ausführlich eingegangen bin, auf eindrucksvolle Weise von der 3D-Inversion bestätigt. Der Bereich erhöhter Leitfähigkeit im Süden, der durch Tests an dem 2D-Modell sehr niedrige Widerstandswerte aufweisen muss (vgl. Abschnitt 5.2.4), tritt auch in den beiden 3D-Modellen prominent in Erscheinung. Nördlich davon, um die Stationen 100–110, folgt ein deutlicher Bereich schlechter Leitfähigkeit, der sich von der Oberfläche bis in Tiefen von 30–50 km erstreckt. Der mittlere Profilabschnitt weist die größten Differenzen zwischen den 3D- und dem 2D-Modell auf. Insbesondere der im 2D-Modell sehr auffallende Leiter in mittlerer Kruste unter den Stationen 180–190 ist in den 3D-Schnitten wesentlich schwächer ausgeprägt. Wie bereits bei der Diskussion des 2D-Modells erwähnt, wurde dieser Bereich von der 2D-Inversion in der Leitfähigkeit und der Ausdehnung überbewertet (vgl. Abschnitt 5.2.4) und ist möglicherweise durch Topografieeffekte beeinflusst (vgl. Abschnitt 5.3). Damit scheint die 3D-Modellierung auch die Ergebnisse aus Auflösungstests des 2D-Modells zu bestätigen. Im nördlichen Profilabschnitt erstreckt sich in allen Inversionsergebnissen eine prominente leitfähige Zone durch die gesamte Kruste, etwa um die Stationen 240–280 im Alai-Tal. Der Gebirgszug des südlichen Tian Shan, in dem Stationen 280–300 liegen, tritt als schlechter Leiter in Erscheinung, auf dessen nördlichen Abhängen in Richtung des Fergana-Beckens bei Stationen 320–350 eine gut leitende Struktur die obere und mittlere Kruste prägt.

ModEM-3D-MT-Inversion passt direkt die Verläufe der Impedanzdaten an – im Gegensatz zu der 2D-Inversion, die die scheinbaren Widerstände und Phasen als Datengrundlage verwendet. Daher ist es bei dem derzeitigen Stand nicht möglich, mit der Wahl von größeren Fehlergrenzen für die ρ_a -Werte den Einfluss von „static shift“ zu minimieren durch Herabgewichtung der scheinbaren Widerstände gegenüber den Impedanzphasen.

Zur Darstellung der Daten verwende ich das in Abbildung 5.4.3 gezeigte Modell, das mit Daten im Koordinatensystem des geoelektrischen Streichens nach 44 Iterationen erzeugt wurde. Der Grund für die Bevorzugung dieses Modells für die Diskussion der Daten gegenüber dem zuerst gezeigten 3D-Modell in Abbildung 5.4.2 besteht lediglich in der besseren Vergleichbarkeit der Daten gegenüber dem 2D-Modell, für das ich denselben Datensatz verwendet habe. Die Datenanpassung der beiden gezeigten 3D-Modelle ist ähnlich, wie durch den Verlauf der Stations-RMS-Linien der beiden Modelle in Abbildung 5.4.4 deutlich wird. Der insgesamt kleinere Gesamt-RMS-Wert

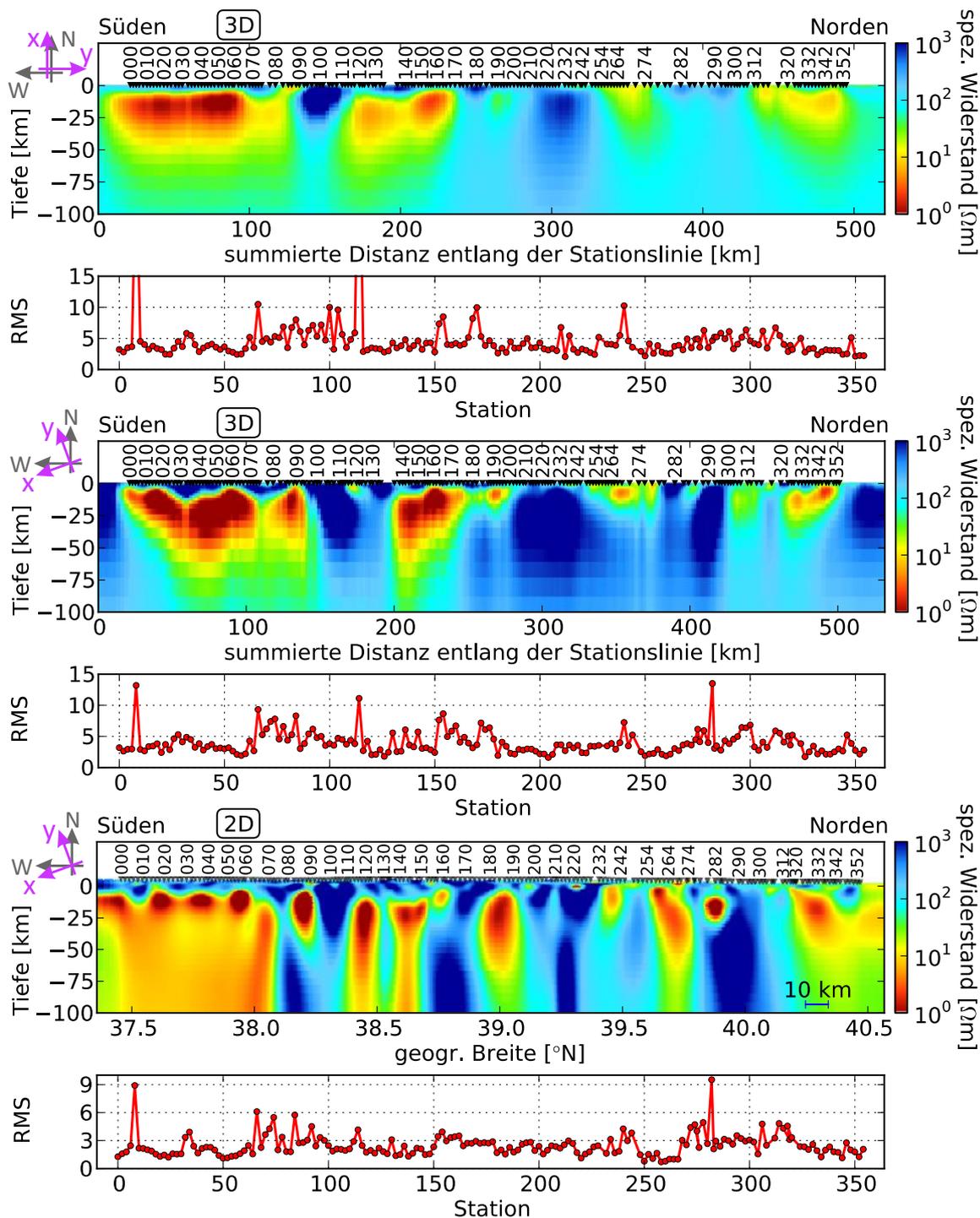


Abbildung 5.4.4: Vertikale Sektionen aus 3D-Modellen mit unterschiedlichen Datenrotationswinkeln (obere Abb.: geogr. Koordinatensystem, mittlere Abb.: System der geoelektrischen Streichrichtung) im Vergleich mit dem favorisierten 2D-Modell (untere Abb.). Die 3D-Sektionen zeigen die Widerstandsverteilung unterhalb einer gekrümmten Oberflächenlinie, die alle Stationen miteinander verbindet. Somit stellen sie das 3D-Modell unmittelbar in der Umgebung der Stationen dar. Unterhalb der Modellsektionen werden die RMS-Werte des jeweiligen Inversionsergebnisses an jeder Station gezeigt. Der RMS-Verlauf kann zwischen den 3D- und dem 2D-Modell nur qualitativ verglichen werden, da unterschiedliche Fehlerwerte für die Inversionen und für die Berechnung der RMS verwendet wurden.

des Modells aus rotierten Daten (Abb. 5.4.3) liegt am Einfluss der besprochenen unrealistischen „off-profile“-Strukturen.

Die Datenanpassung der Impedanzwerte (mit der Periode normiert zur besseren Ausnutzung des Wertebereiches) sowie der VMTF T_x und T_y , ist in Abbildung 5.4.5 für vier Stationen des Profils zu sehen (vgl. Abschnitt zur Datendarstellung 4.2.3). Man erkennt, dass bei den vier repräsentativ ausgewählten Stationen die Nebendiagonalelemente des Impedanztensors im Wesentlichen sehr gut angepasst sind (rote und blaue Punkte und Linien). Lediglich bei kurzen Perioden kommt es teilweise zu bedeutenden Abweichungen der Modellantwort von den gemessenen Daten, z. B. bei der Z_{xy} -Komponente der Stationen 004 und 100. Die Anpassung der Hauptdiagonalelemente (lila und grün) von \mathbf{Z} ist deutlich schlechter und muss z. T. als „nicht angepasst“ bezeichnet werden. Ebenso wird der Verlauf der VMTF generell schlecht wiedergegeben. Die mangelhafte Anpassung der VMTF T_x und T_y ist ein generelles Problem der derzeitigen Implementierung der gemeinsamen Inversion von Impedanz- und VMTF-Daten in dem ModEM-3D-MT-Code und liegt an dem unterschiedlichen Auflösungsvermögen der Impedanz- und VMTF-Daten (N. Meqbel 2013, pers. Mitteilung). Bei den gewählten Fehlereinstellungen lag das Hauptgewicht der Inversion auf der Anpassung der Impedanzwerte, speziell der Nebendiagonalelemente Z_{xy} und Z_{yx} .

Abbildung 5.4.6 zeigt noch einmal die Daten der Impedanz für dieselben Stationen, diesmal jedoch in Form von ρ_a - und φ -Kurven. Damit sind diese Diagramme direkt vergleichbar mit der Datendarstellung des 2D-Modells aus Abbildung 5.2.11. Auch hier erkennt man, dass die Anpassung der Nebendiagonalelemente gut ist (rot und blau), während die Modellantwort der Hauptdiagonalelemente insbesondere bei kurzen Perioden deutlich schlechter ist (lila und grün). Das sprunghafte Aussehen der Phasendiagramme der Hauptdiagonalelemente liegt in der Natur der Darstellung und dieser Größen. φ_{xx} und φ_{yy} können Werte aus allen Quadranten des Einheitskreises annehmen und zeigen bei eigentlich glatten Übergängen zwischen -180° und $+180^\circ$ in der eindimensionalen Darstellung einen Sprung.

Durch Vergleich der Abbildungen 5.4.6 (3D-Antwort) und 5.2.11 (2D-Antwort) erkennt man, dass die Datenanpassung beider Modellklassen generell ähnlich ist, dennoch sind in dem fein aufgelösten 2D-Modell mehr Details der Übertragungsfunktionen wiedergegeben, als in dem deutlich gröber diskretisierten 3D-Modell. Im Anhang (Abb. 0.5 und 0.6) kann die Antwort des 3D-Modells an alle Stationen mit gemessenen Daten verglichen werden. Eine Übersicht über die Abweichungen der Modellantwort geben Pseudosektionen der Residuen und der RMS-Werte in Abbildung 5.4.7. Durch die in vielen Bereichen dunklere Farben der Pseudosektionen im Vergleich zur ähnlichen Darstellung der 2D-Daten in (Abb. 5.2.12) erkennt man, dass das 3D-Modell generell die Daten etwas schlechter anpasst.

Neben 3D-Inversionen mit allen Stationen bzw. einer Auswahl der Stationen aus allen Profiltteilen führte ich auch 3D-Inversionen von kleineren Abschnitten des Profils durch, die nur wenige hintereinanderliegende Stationen enthielten und wesentlich

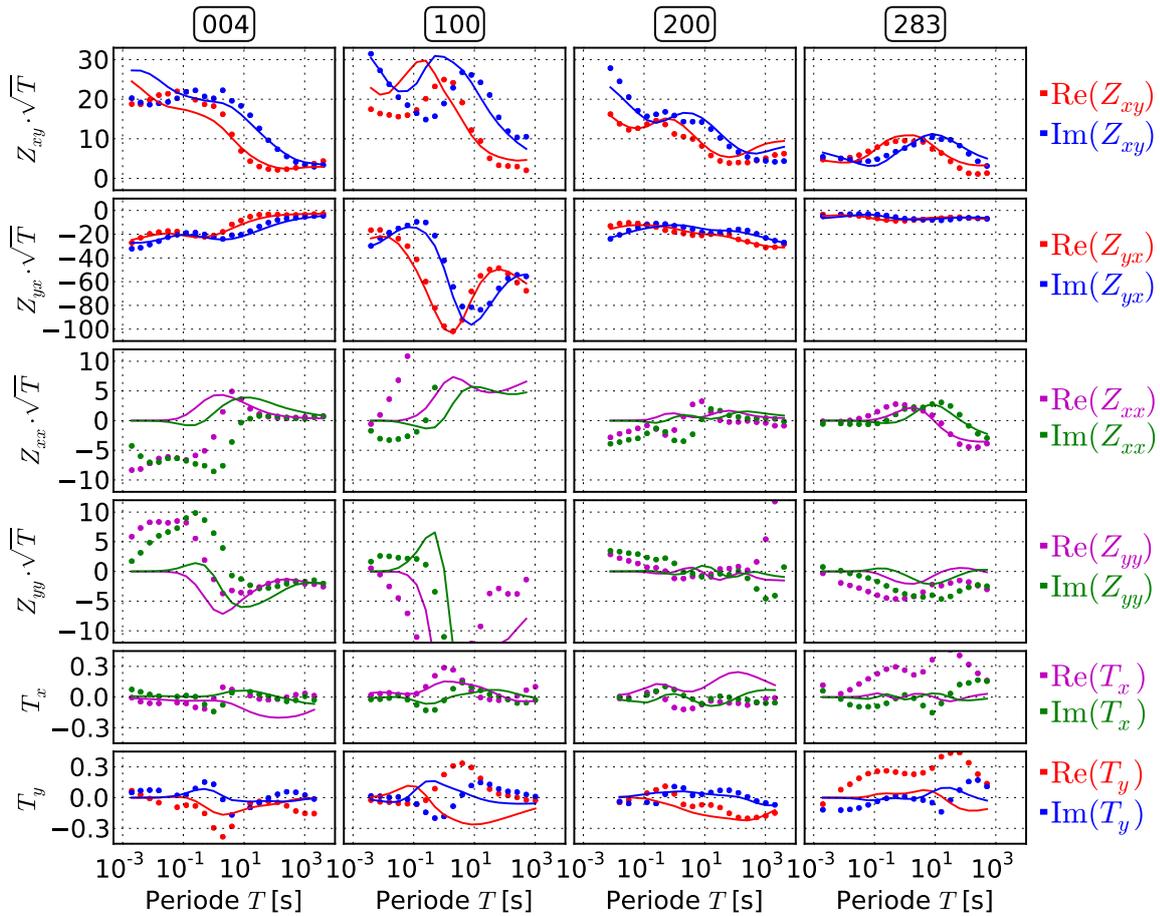


Abbildung 5.4.5: Gemessene Daten (Punkte) und die Antwort des 3D-Modells aus Abb. 5.4.3 (Linien) für vier Stationen 004, 100, 200 und 283. Die oberen vier Diagrammreihen stellen die Komponenten des Impedanztensors dar, normiert mit der Wurzel der Periode. Die unteren beiden Diagrammreihen zeigen die VMTF T_x und T_y . Blau und rot sind die Real- und Imaginärteile der Nebendiagonalelemente von \mathbf{Z} sowie der VMTF T_y . Lilafarben und grün die entsprechenden Hauptdiagonalelemente von \mathbf{Z} sowie T_x . Für Stationspositionen, s. Karte in Abb. 3.2.1 auf S. 35.

feiner diskretisiert werden konnten. Die Datenanpassung dieser Modelle ist erwartungsgemäß besser als die der gezeigten größeren 3D-Inversion vom gesamten Profil, und erreichten meistens das Niveau der fein aufgelösten 2D-Modelle. Tests zeigten aber, dass die Leitfähigkeitsstrukturen dieser 3D-Teilmodelle sehr wenig robust ist und viele unterschiedliche Verteilungen zu gleicher Datenanpassung führen, weshalb ich diese Ergebnisse hier nur erwähne, ohne Modellsektionen zu zeigen. Bei 3D-Inversionen der Stationen 070-110 mit feiner Diskretisierung gelang es mir, in vielen Bereichen eine bessere Anpassung der Daten mit dem 3D-Teilmodell im Vergleich zu dem 2D-Modell zu erreichen. Einige der Stationen in diesem Profilabschnitt zeigen mit Phasen $\varphi > 90^\circ$ deutliche 3D-Effekte, was auch durch hohe Skew-Werte bestätigt wird (vgl. Abb 4.3.1). Das 3D-Teilmodell reproduzierte die hohen Phasenwerte gut, bei einer Station zeigte die Modellantwort auch Phasen $\varphi > 90^\circ$. Doch auch hier waren die

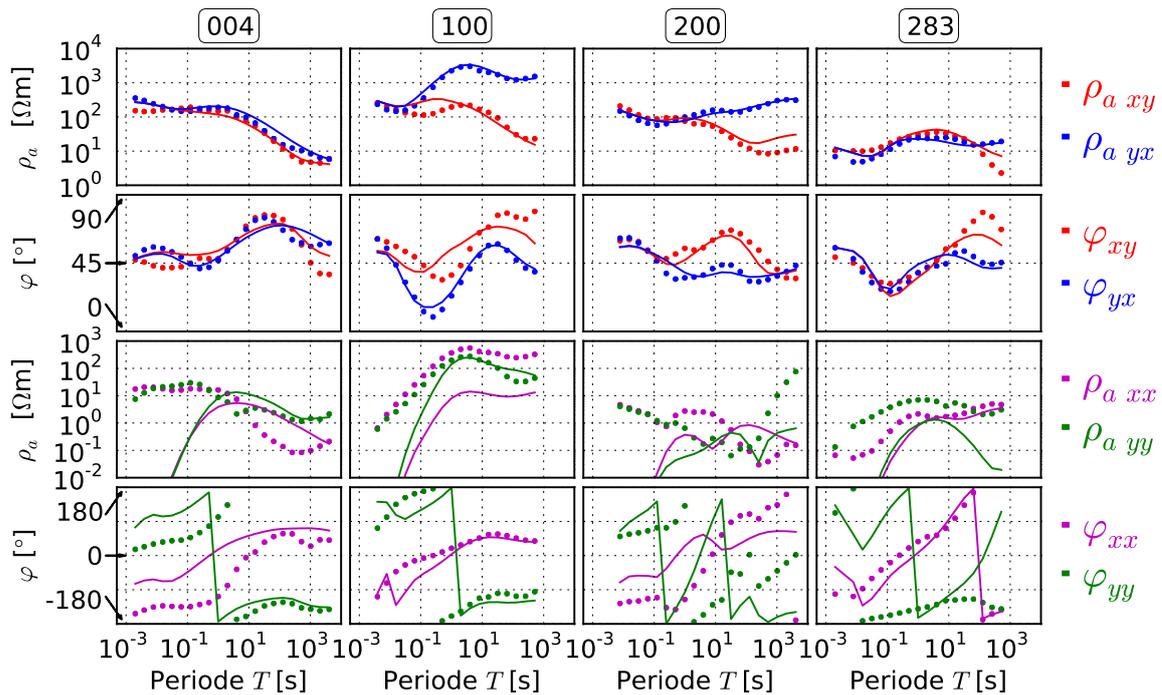


Abbildung 5.4.6: Gemessene Daten (Punkte) und die Antwort des 3D-Modells aus Abb. 5.4.3 (Linien) für vier Stationen 004, 100, 200 und 283. Hier sind nur die Impedanzdaten dargestellt als ρ_a - und φ -Kurven. Damit sind die Diagramme direkt vergleichbar mit den Daten aus der 2D-Inversion in Abb. 5.2.11. Für Stationspositionen, s. Karte in Abb. 3.2.1 auf S. 35.

Leitfähigkeitsstrukturen durch die eindimensionale Stationsverteilung und damit die vielen Freiheitsgrade des 3D-Modells sehr unzuverlässig und variabel.

Im Zuge der 3D-Inversion und während der Tests mit unterschiedliche Einstellungen und verschiedenen Datensätzen gewann ich den Eindruck, dass ich mit der 3D-Modellierung nicht wesentlich mehr zuverlässige Informationen über die Leitfähigkeitsverteilung im Pamir und Tian Shan gewinnen kann, als mit dem fein auflösenden 2D-Modell. Ein Grund dafür sind neben der im Wesentlichen guten Datenanpassung des 2D-Modells die sehr vielen Freiheitsgrade bei der 3D-Inversion. Durch die für eine 3D-Modellierung ungünstige Stationsverteilung entlang eines schmalen Korridors ist die Leitfähigkeitsverteilung in vielen Bereichen des Modells nicht durch die Messdaten kontrolliert. Dadurch können während der Inversion unrealistisch große und intensive Leitfähigkeiten in diesen Gebieten entstehen (Abb. 5.4.3), die zwar durch ihre Ausdehnung und niedrige Leitfähigkeitswerte Einfluss auf die Modellantwort nehmen und die Datenanpassung positiv beeinflussen können, aber in ihrer Form und Position sehr variabel sind und aus geologisch-tektonischer Sicht und vor allem durch Tests der Modelle nicht gerechtfertigt werden können.

Im Sommer 2013 werden im Rahmen einer MT-Komponente des Projektes TIP-TIMON (Tien Shan–Pamir–W-Tibet Monitoring Program), bei deren Planung und Durchführung ich beteiligt bin, weitere MT-Daten mit besserer Flächenabdeckung im südlichen und zentralen Pamir aufgenommen. Diese Daten werden zusammen mit den

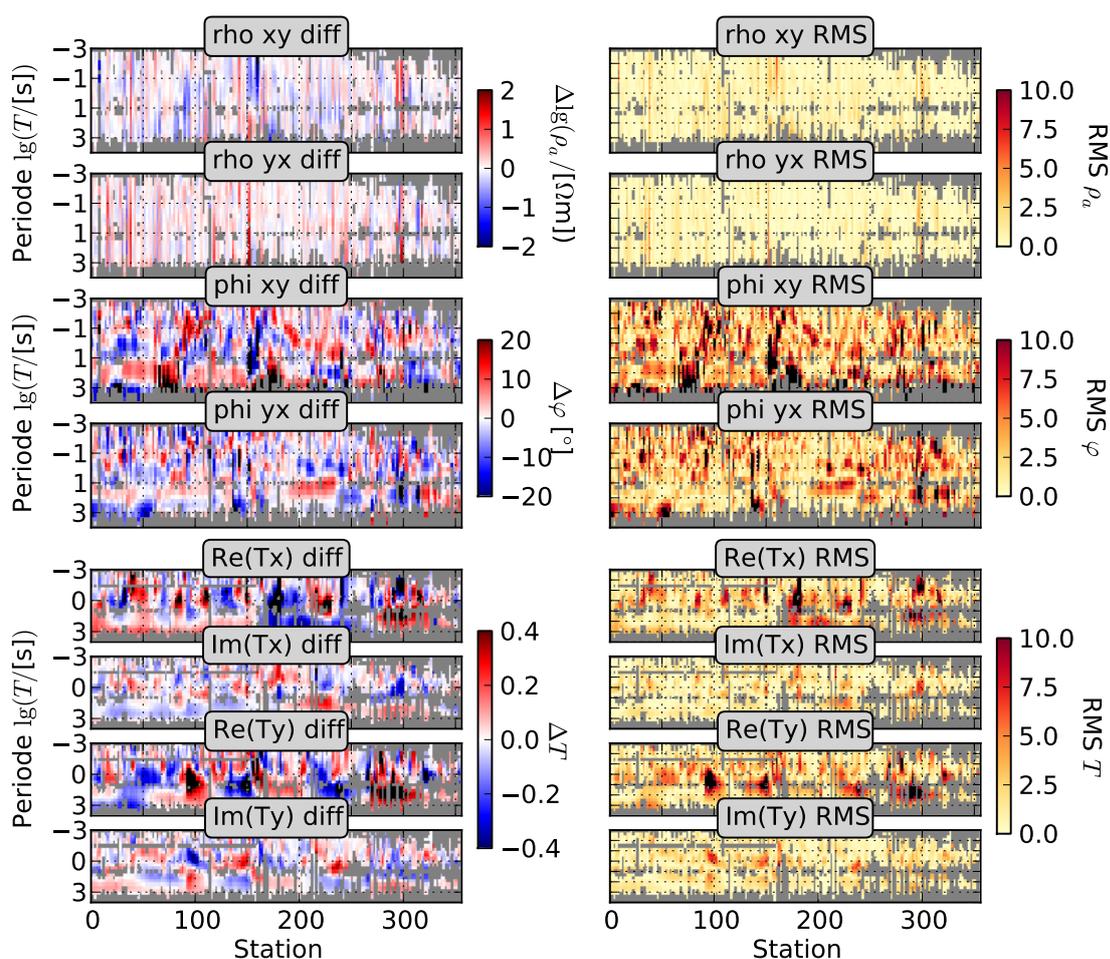


Abbildung 5.4.7: Pseudosektionen der Differenzen von gemessenen Daten und der Modellantwort des 3D-Modells aus Abb. 5.4.3 (linke Spalte) und der RMS-Fehler (rechte Spalte). Die Anpassung der Impedanzen ist nur für die Nebendiagonalelemente in Form von ρ_a („rho“) und φ („phi“) -Pseudosektionen dargestellt. Die Anpassungen der Real- und Imaginärteile von T_x und T_y sind im unteren Bereich abgebildet. Die RMS-Pseudosektionen sind unter Benutzung folgender Fehlerwerte ausgerechnet: $\Delta\rho_a = 30\%$, $\Delta\varphi = 5\%$ und $\Delta T_i = 0,05$. Damit sind sie direkt mit den entsprechenden Pseudosektionen des 2D-Modells aus Abb. 5.2.12 vergleichbar.

präsentierten TIPAGE-Ergebnissen höchstwahrscheinlich zu der Erstellung zuverlässiger 3D-Modelle beitragen und die Informationen über die Leitfähigkeitsverteilung in diesem Gebiet um eine Dimension erweitern. Bei dem derzeitigen Stand stellen die Ergebnisse der 3D-Inversionen eine großartige Bestätigung der 2D-Leitfähigkeitsmodelle entlang des TIPAGE-Profiles dar, die nun im nächsten Kapitel in Hinblick auf ihre geologisch-tektonischen Implikationen interpretiert und diskutiert werden kann.

6 Interpretation und Diskussion der Leitfähigkeitsverteilung

Das robuste, mehrfach getestete und durch 3D-Inversionen bestätigte 2D-Leitfähigkeitsmodell kann nun hinsichtlich der geologischen und tektonischen Implikation der beobachteten Leitfähigkeit untersucht werden. Bevor ich die bereits in Kapitel 5 ausführlich vorgestellten Leitfähigkeitsanomalien Schritt für Schritt von Süden nach Norden diskutieren werde, möchte ich kurz weitere Ergebnisse des TIPAGE-Projektes vorstellen, die zusätzliche Informationen für die Interpretation der Leitfähigkeitsdaten liefern. Die meisten der in diesem Kapitel präsentierten Argumentationen sind auch Inhalt eines Publikationsmanuskriptes mit dem Titel „Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tian Shan“. Es wurde bei *Geophysical Journal International* für den Peer-Review-Prozess eingereicht und ist zum Zeitpunkt meiner Disputation mit „moderate revisions“ zur Veröffentlichung empfohlen worden.

6.1 Seismologische und thermo-mechanische TIPAGE-Resultate

Wie bereits in Abschnitt 4.1 erwähnt, besteht das TIPAGE-Projekt neben der magnetotellurischen Komponente aus der Anwendung zahlreicher weiterer geowissenschaftlicher Methoden. Viele der geologischen Erkenntnisse des Projektes sind bereits im Abschnitt 3.2.1 thematisiert worden. Nun möchte ich die Ergebnisse von seismologischen Studien und thermo-mechanischer Modellierung im Rahmen von TIPAGE anhand einer Zusammenstellung in Abbildung 6.0.1 vorstellen, um sie anschließend zusammen mit der Leitfähigkeitsverteilung zu diskutieren. Alle in der Abbildung gezeigten geophysikalischen Ergebnisse verlaufen entlang des MT-Profiles und können daher direkt mit dem favorisierten 2D-MT-Modell aus Abbildung 5.2.10 verglichen werden. Im oberen Bereich der Abbildung 6.0.1 sind die wichtigsten geologischen und geographischen Einheiten entlang des Profils markiert, Lokationen der geologischen Strukturen stammen von Schwab et al. (2004), Robinson et al. (2007), Schmidt et al. (2011), Lukens et al. (2012); vgl. mit Karte in Abbildung 3.2.1 auf S. 35.

In den Jahren von 2008 bis 2010 haben in Tadschikistan und südlichem Kirgistan 110 seismologische Stationen teleseismische Daten und lokale Seismizität aufgezeichnet (Schneider et al. 2013, Sippl et al. 2013a,b). 58 dieser Stationen waren entlang desselben Profils wie die MT-Stationen aufgestellt und dienten zur Analyse von Receiver-Funktionen. Diese Methode erlaubt durch die Auswertung teleseismischer Daten

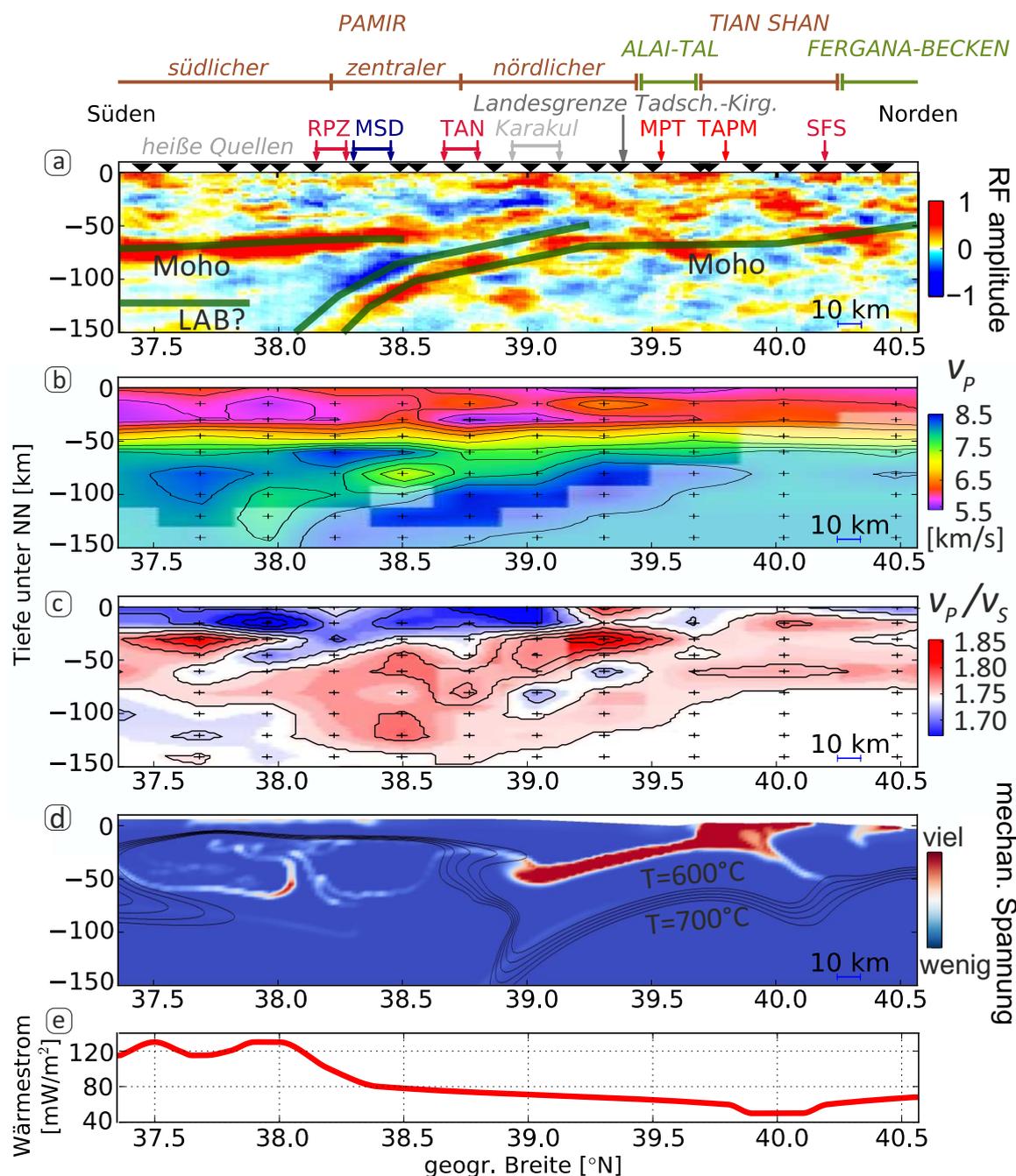


Abbildung 6.0.1: Geophysikalische und geologische Daten entlang des TIPAGE-Profiles. Pfeile im oberen Teil markieren Schnittpunkte des Profils mit geologischen Einheiten, vgl. mit Karte in Abb. 3.2.1. (a) Zonen von Konversion seismischer Wellen aus Receiver-Funktionen-Analyse, leicht modifiziert von Schneider et al. (2013). Grüne Linien heben die wichtigsten Konversionszonen in der Lithosphäre der Region hervor. (b) und (c) Absolute P-Wellen-Geschwindigkeit v_p und das Verhältnis der P- zu S-Wellen-Geschwindigkeiten v_p/v_s entlang 73.5°E , nach einer Tomografieanalyse von Sippl et al. (2013b). Kreuze zeigen die Lage der Gitterzellen bei der Inversion der seismischen Daten an. (d) Ergebnis thermo-mechanischer Simulation der Geodynamik in der Pamir-Tian-Shan-Zone, mit Temperatur-Isolinien und der Verteilung mechanischer Spannung als Farbkodierung (nach Tympel und Sobolev 2013). (e) Messergebnisse des Oberflächen-Wärmestroms entlang des Profils, Werte aus Duchkov et al. (2001).

Informationen zur Lage und Art von Grenzflächen seismischer Geschwindigkeiten in der Kruste und dem Erdmantel zu gewinnen.

Ein Resultat der Receiver-Funktionen-Analyse von Felix Schneider (Schneider et al. 2013) ist in Abbildung 6.0.1 (a) dargestellt. Es zeigt ein Schnitt durch die Lithosphäre entlang des MT-Profiles. Rote Farben bedeuten Bereiche, die *von unten gesehen* mit einer Abnahme der seismischen Geschwindigkeit verbunden sind. Entsprechend sind blaue Zonen mit seismischen Konvertern verbunden, die eine Zunahme der Geschwindigkeit bei den von unten kommenden seismischen Wellen hervorrufen. Die bedeutendsten Strukturen, die bei der Analyse hervortreten und von Schneider et al. (2013) diskutiert werden, sind in der Abbildung durch grüne Linien hervorgehoben. Das ist einerseits die Moho-Diskontinuität, die am deutlichsten unter dem Pamir in ca. 70 km Tiefe zu sehen ist. Unter dem nördlichen Rand des südlichen Tian Shan nimmt die Moho-Tiefe auf etwa 45–50 km ab. Dazwischen, etwa unter dem zentralen und nördlichen Pamir, befinden sich zwei deutliche, nach Süden geneigte seismische Diskontinuitäten, die eine etwa 11 km breite Zone niedriger seismischer Geschwindigkeiten einschließen (mehr Einzelheiten bei Schneider et al. 2013). Diese Zone wird von den Autoren als eine Folge des Subduktionsprozesses der unteren Kruste des Alai-Tals und der asiatischen Mantellithosphäre des südlichen Tian Shan interpretiert.

Abbildungen 6.0.1 (b) und (c) zeigen Tomografieergebnisse, die aus lokal-seismischen Daten von Christian Sippl erstellt und in Sippl et al. (2013b) veröffentlicht worden sind. Das Bild (b) stellt die absolute P-Wellen-Geschwindigkeit v_p entlang des 73,5°E-Längengrades. Violett und Rot markieren Bereiche mit niedrigen Geschwindigkeiten, Blau bedeutet große v_p -Werte. Darunter, im Bild (c), ist die Verteilung des Verhältnisses der P- zu S-Wellen-Geschwindigkeiten v_p/v_s abgebildet. Die Tomografie-Querschnitte verlaufen entlang derselben 73,5°E-Linie, die in guter Näherung als identisch mit dem MT- und Receiver-Funktionen-Profil betrachtet werden kann (vgl. Karte in Abb. 3.2.1). Eine der krustalen Anomalien, die durch die tomografischen Ergebnisse sichtbar werden, ist eine Zone niedriger seismischer Geschwindigkeit unterhalb des südlichen Pamir. Sie fängt in einer Tiefe von etwa 15 km an und erstreckt sich bis in die untere Kruste, wobei in der mittleren Kruste kleinste v_p -Werten von 5,5–5,7 km/s erreicht werden (Sippl 2012). Die Ausdehnung der Anomalie bis in die untere Kruste wird anhand einer Darstellung von Differenzen der Geschwindigkeiten zu einem Referenzmodell deutlich (Fig. 6 in Sippl et al. 2013b). Außerdem scheint die mittlere und untere Kruste südlich von 38°N, durch hohe v_p/v_s -Verhältnisse geprägt zu sein. Die obere Kruste des südlichen Pamir (um 38°N) zeigt dagegen eher niedrige v_p/v_s -Werte. Für Einzelheiten zu der Tomografiestudie, siehe Sippl (2012) und Sippl et al. (2013b).

Die Abbildung 6.0.1 (d) zeigt ein Ergebnis thermo-mechanischer Modellierung von Typsel und Sobolev (2013). Mit einem Schwerpunkt auf der Evolution des Pamir, des Alai-Tals und des südlichen Tian Shan simulieren die Autoren die Ausbildung einer südgerichteten Zone kontinentaler Subduktion auf Basis einer realistischen „elasto-visko-plastischen“ Rheologie unterschiedlicher Krusten- und Mantelgesteine (Popov und Sobolev 2008). Die Modelle werden durch seismologische und geologische Ergebnisse kalibriert und stehen in sehr guter Übereinstimmung mit den tomografischen

Resultaten (Sippl et al. 2013b). Rote Farben in der Abbildung 6.0.1 (d) markieren Werte stark erhöhter mechanischer Spannung für einen Zeitpunkt in der Modellevolution, der mit dem heutigen Zustand der Kollision vereinbar ist. Die Temperaturverteilung ist durch schwarze Isolinien zwischen 600°C und 700°C dargestellt. Das Modell zeigt erhebliche laterale Temperaturunterschiede, insbesondere in Tiefen von mittlerer und unterer Kruste zwischen einem relativ kalten Bereich im rechten, nördlichen Teil der Abbildung und einem Bereich sehr warmer Kruste im linken (südlichen) Abschnitt des Modells. Eine sehr ungleichmäßige Temperaturverteilung in der Kruste ist ein typisches Resultat bei der Modellierung von Subduktionsprozessen (z. B. Vanderhaeghe et al. 2003, Negredo et al. 2007, Zahirovic et al. 2012, Duretz und Gerya 2013).

Schließlich zeigt Abbildung 6.0.1 (e) die Verteilung des Oberflächen-Wärmestroms entlang des MT-Profiles. Die Werte sind der Publikation von Duchkov et al. (2001) entnommen. Sie basieren auf Temperaturmessungen und Bohrlochdaten von etwa 20 Messstationen, die über die gesamte Fläche des Pamir mit einem Schwerpunkt auf dem südlichen Plateaubereich verteilt sind. Die eben beschriebenen zusätzlichen Informationen dienen nun zusammen mit den in Abschnitt 3.2.1 vorgestellten geologischen Resultaten zur Interpretation der Ursachen erhöhter und besonders niedriger elektrischer Leitfähigkeit, wobei ich im südlichen Profilabschnitt mit der Diskussion anfangen möchte.

6.2 Plutonentstehung und/oder „crustal flow“ im südlichen Pamir

Abbildung 6.2.1 zeigt zwei Ausschnitte aus dem hoch aufgelösten 2D-Modell (vgl. Abschnitt 5.2.3), zusammen mit einigen Ergebnissen der eben beschriebenen seismologischen TIPAGE-Studien und den wichtigsten geologischen Einheiten an der Oberfläche. Das erste Bild zeigt eine Vergrößerung der obersten 12–14 km des Modells, während das Bild darunter bis 150 km Tiefe reicht. Als halbtransparente kleine Kreise sind die Hypozentren der lokal auftretenden Erdbeben in der Nähe des Profils eingezeichnet (Sippl et al. 2013a). Graue Linien in der unteren Darstellung übertragen die Lage der seismischen Konverter der Receiver-Funktionen-Analyse von Schneider et al. (2013) aus Abbildung 6.0.1 in das Leitfähigkeitsmodell.

Die obere Kruste des südlichen Pamir ist durch hohe spezifische Widerstände geprägt (Zone R1 in Abbildung 6.2.1). Dieser Bereich weist auch hohe seismische Geschwindigkeiten und niedrige v_p/v_s -Verhältnisse auf (vgl. Abb. 6.0.1 b und c), wobei das Auflösungsvermögen der seismischen Tomografie von Sippl et al. (2013b) bei 15 km liegt. Daher sind krustale Strukturen in der Tomografie hinsichtlich der Auflösung ihrer Grenzflächen relativ grob bestimmt. Insgesamt ergibt sich für die oberste Kruste des Südpamir ein mit allen Ergebnissen konsistentes Bild von spröden kristallinen Gesteinen (Südwestpamir) oder konsolidierten Sedimenten (Südostpamir), die sowohl hohe seismische Geschwindigkeiten, niedrige v_p/v_s -Verhältnisse und hohe elektrische Widerstandswerte aufweisen.

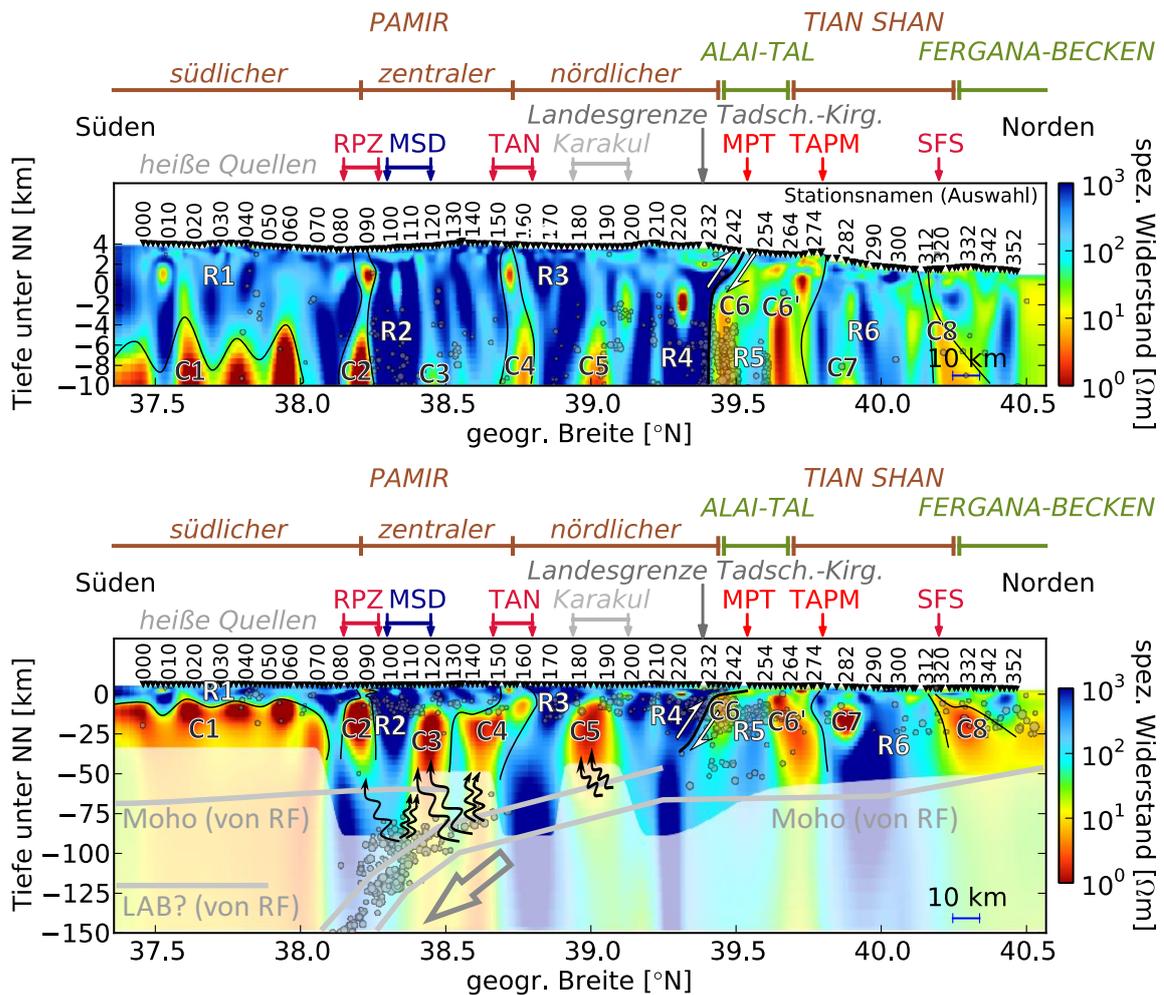


Abbildung 6.2.1: 2D-Leitfähigkeitsmodell mit hoher Auflösung (vgl. Abschnitt 5.2), abgebildet bis 10 km (oberes Bild) und 150 km Tiefe unter NN (unteres Bild). Pfeile über den Abbildungen markieren die Schnittpunkte des Profils mit wichtigen geologischen Einheiten (Lokationen aus Schwab et al. (2004), Robinson et al. (2007), Schmidt et al. (2011), Lukens et al. (2012), vgl. mit Karte in Abb. 3.2.1). Abkürzungen: **RPZ:** Rushan-Psart Zone, **MSD:** Muskel-Shatput-Dome, **TAN:** Tanyamas-Sutur, **MPT:** „Main Pamir Thrust“, **TAPM:** „Turkestan-Alai Passive Margin“, **SFS:** „South Fergana“-Sutur. Halbtransparente graue Kreise stellen Projektionen der Erdbebenlokalisierungen von Sippl et al. (2013a) aus maximal 40 km Entfernung westlich oder östlich des Profils dar. Graue Linien in der unteren Sektion markieren die Lage der wichtigsten seismischen Konversionsflächen nach einer Receiver-Funktionen-Analyse von Schneider et al. (2013) sowie ein nach Süden geneigtes Konverterpaar, das mit der Subduktion asiatischer Unterkruste unter den Pamir assoziiert wird (angedeutet durch grauen Pfeil, vgl. mit Abb. 6.0.1 a). Dünne schwarze Linien heben die Leitfähigkeitsstrukturen des Modells hervor, die durch Buchstaben und Zahlen gekennzeichnet sind und im Text diskutiert werden (**C:** „conductor“, **R:** „resistor“). Schwarze gewellte Pfeile deuten mögliche Migrationswege von Fluiden an, die im Text näher besprochen werden.

Der Bereich hoher Leitfähigkeit im Süden des Profils, der in Abbildung 6.2.1 mit C1 markiert ist, beginnt etwa in einer Tiefe von 10 km unterhalb des Pamir-Plateaus. Dieser Bereich ist eines der markantesten und robustesten Ergebnisse der vorliegenden magnetotellurischen Untersuchung. Er schließt das gesamte Gebiet südlich der Rushan-Psart-Suturzone ein und erstreckt sich möglicherweise auch über das südliche Profilende hinaus bis in den Wakhan-Korridor in Afghanistan. Die hohe Leitfähigkeit beginnt in der oberen Kruste, erstreckt sich mit Sicherheit in die mittlere Kruste und schließt möglicherweise auch die untere Kruste oder sogar Teile des Mantels ein. Wegen der schnellen Dämpfung elektromagnetischer Felder in gut leitenden Umgebungen ist die untere Grenze der Zone C1 nicht aufgelöst, was durch die halbtransparente weiße Fläche in Abbildung 6.2.1 angedeutet ist (vgl. Abschnitt 5.2.2). Die Grenzwerte für den spezifischen Widerstand in dieser Zone sind mehrfach getestet (vgl. Abschnitt 5.2.4). Sie liegen mit Sicherheit unterhalb von $5 \Omega\text{m}$ in der gesamten Region zwischen $37,55^\circ\text{N}$ und $38,00^\circ\text{N}$ (Stationen 010–070) sowie unterhalb von $3 \Omega\text{m}$ in $37,55^\circ\text{N}$ – $37,75^\circ\text{N}$ (Stationen 012–030) und $37,88^\circ\text{N}$ – $38,00^\circ\text{N}$ (Stationen 046–070). Das zuletzt genannte Gebiet stellt einen Kernbereich der leitfähigen Anomalie C1 dar, in dem die Leitfähigkeiten lokal mit Sicherheit sogar unterhalb von $1 \Omega\text{m}$ liegen ($37,88^\circ\text{N}$ – $38,00^\circ\text{N}$, Stationen 046–070).

In Abschnitt 2.3 habe ich einen Überblick über einige der möglichen Ursachen für leitfähige Anomalien in der Erdkruste gegeben. Was ist nun die Ursache der bemerkenswert niedrigen Widerstandswerte in der mittleren Kruste des Südpamir – sind es partiell geschmolzene Gesteine, Krustenfluide auf Wasserbasis, eine Kombination dieser Stoffklassen oder ein anderer Leitfähigkeitsmechanismus, etwa zusammenhängende Grafitnetzwerke? Durch Hinzuziehen der in Abschnitt 6.1 vorgestellten zusätzlichen Informationen über das Gebiet möchte ich diese Möglichkeiten nun diskutieren.

Die leitfähige Anomalie C1 korreliert mit dem Auftreten der bereits erwähnten niedrigen seismischen Geschwindigkeiten in der mittleren Kruste des Südpamir (Abb. 6.0.1 b). Den relativ niedrigen v_p/v_s -Verhältnissen der oberen Kruste folgen hier in der mittleren Kruste hohe Werte bis 1,85 (vgl. mit Abb. 6.0.1 c, Sippl et al. 2013b). Beide Beobachtungen deuten auf ein weiches, duktilen Material hin. Der an der Oberfläche messbare Wärmestrom ist nach Berichten von Duchkov et al. (2001) im Süden des Pamir stark erhöht. Werte über 120 mW/m^2 treten in Bereichen um $37,5^\circ\text{N}$ und $38,0^\circ\text{N}$ auf, wobei die gesamte Region südlich der Rushan-Psart-Zone Werte über 110 mW/m^2 aufweist (Abb. 6.0.1 e). Erhöhte Werte des Oberflächenwärmestroms stehen in guter Übereinstimmung mit dem Auftreten zahlreicher heißer Quellen im südlichen Pamir (Stübner et al. 2013a). Alle diese Beobachtungen deuten auf große geothermische Gradienten und hohe Temperaturen in der mittleren Kruste hin. Diese Vermutung wird durch Ergebnisse thermo-mechanischer Modellierungen unterstützt, die stark erhöhte krustale Temperaturen in kontinentalen Plateaus von Kollisionszonen vorhersagen (z. B. Vanderhaeghe et al. 2003, Burov und Yamato 2008, Whitney et al. 2009, Tympel und Sobolev 2013). Die Simulation in Abbildung 6.0.1 (d) gibt sehr gut die besprochenen tomografischen Beobachtungen wieder. In dem Bereich des Modells, der mit dem Pamir-Plateau assoziiert werden kann, reicht die 700°C -Isotherme bis etwa 15 km an die Oberfläche heran, während sie sich 50 km weiter nördlich ca. 100 km tiefer befindet. Aus den erwähnten Messungen und Modellierungen folgt, dass die Temperatur unter-

halb des Pamir-Plateaus mit hoher Wahrscheinlichkeit in etwa 15 km Tiefe Werte von 600–700°C überschreitet. Diese Feststellung korreliert gut mit der 600°C-Isotherme in 18 km Tiefe, die von [Mechie et al. \(2004\)](#) für den Süden Tibets vorgeschlagen wurde. Die Temperatur-Isolinien zwischen 600°C und 700°C schließen etwa den Schmelzpunkt felsischer Gesteine ein ([Hyndman und Hyndman 1968](#), [Schmeling 1986](#), [Li et al. 2003](#), [Bürgmann und Dresen 2008](#)). Daher erscheint die Erklärung der Anomalie C1 als ein Gebiet mit teilweise geschmolzenem Gestein wahrscheinlich – eine Vermutung, die ich im Folgenden bekräftigen werde. Zusammenhängende Grafitnetzwerke sind als Ursache der Leitfähigkeit im Südpamir sehr unwahrscheinlich: Grafitbildung scheint eher durch moderate Drücke und moderate Temperaturen in der Größenordnung unterhalb von 700°C begünstigt zu sein ([Nover 2005](#)) und viele Autoren sehen in der Abkühlung der Kruste den effektivsten Mechanismus zur Bildung von Grafit (vgl. Abschnitt [2.3.1](#), [Pearson et al. 1994](#), [Luque del Villar et al. 1998](#), [Luque und Rodas 1999](#), [Huizenga 2011](#)). Die Kruste des Pamir-Plateaus erfährt hingegen eher eine Erwärmung.

Die genaue Ursache der erhöhten Temperaturen ist schwer zu bestimmen. Sie kann in einer starken intra-krustalen Wärmeproduktion als Folge einer Anreicherung radioaktiver Elemente in der verdickten Kruste liegen, wie sie für den „Himalayan geothermal belt“ vorgeschlagen wurde ([Hochstein und Regenauer-Lieb 1998](#)). Andererseits kann auch ein erheblicher Wärmeeintrag aus dem Mantel ungewöhnlich hohe Temperaturen verursachen, z. B. durch Delamination der unteren Kruste während des Kollisionsprozesses ([Sippl et al. 2013b](#), [Tympel und Sobolev 2013](#)), durch Absinken der Mantellithosphäre und unterer Kruste als Folge von gravitationsbedingten Instabilitäten in unterer Kruste ([Hatzfeld und Molnar 2010](#), [Koulakov 2011](#)) oder durch das Aufsteigen heißen Asthenosphärenmaterials in Folge eines Plattenabrisses ([Mahéo et al. 2002](#), [Stearns et al. 2013](#)).

Bemerkenswert ähnliche Zonen niedriger seismischer Geschwindigkeit und hoher Leitfähigkeit wurden an mehreren Orten unterhalb von Zentral- und Südtibet entdeckt (s. Übersicht in Abschnitt [3.1.3](#)). Die Interpretationen dieser Zonen sind Gegenstand von Diskussionen – es wurden partielle Schmelzen ([Pham et al. 1986](#), [Nelson et al. 1996](#)), Fluide auf Wasserbasis ([Makovsky und Klemperer 1999](#)) und eine Kombination aus Beidem als Ursache vorgeschlagen ([Li et al. 2003](#)). Die Erklärung der Südpamir-Anomalie nur mit Hilfe von Fluiden auf Wasserbasis erscheint unwahrscheinlich. Erstens müssten dafür die Temperaturen innerhalb des leitfähigen Bereiches C1 (Abb. [6.0.1](#)) unterhalb der Solidus-Linie von feuchtem Granit bei etwa 650°C liegen. Wie oben besprochen, liegen die Temperaturen im Bereich von C1 mit hoher Wahrscheinlichkeit über diesem Wert. Außerdem würde eine Temperatur von 650°C in 15 km Tiefe zu maximalem Wärmestrom an der Oberfläche von 100–110 mW/m² führen ([Makovsky und Klemperer 1999](#)). Messungen, von denen [Duchkov et al. \(2001\)](#) berichten, scheinen diesen Wert an mehreren Stellen im Pamir zu überschreiten (vgl. Abb. [6.0.1 e](#)). Zweitens ist das Auftreten von krustalen Erdbeben im Südpamir auf die oberste Kruste beschränkt ([Sippl et al. 2013a](#), vgl. Erdbebenlokationen im Leitfähigkeitsmodell, Abb. [6.2.1](#)). Beide Beobachtungen scheinen zusätzliche Hinweise auf ein duktilen Verhalten des Materials in der Region des Leiters C1 zu geben. Druck-Temperatur-Bedingungen, die mit großen Mengen an freien wässrigen Fluiden

vereinbar sind, führen meistens zu sprödem Verhalten von Gesteinen (Bürgmann und Dresen 2008).

Um die Menge und die Art der Fluide in der Südpamir-Anomalie C1 abzuschätzen, habe ich in Abbildung 6.2.2 den Verlauf der Gesamtleitfähigkeit eines 2-Phasen-Systems aus einer schlecht leitenden Gesteinsmatrix und einer besser leitenden Flüssigkeit in Abhängigkeit von dem Anteil der flüssigen Phase C_1 unter Zuhilfenahme unterschiedlicher Mischungsgesetze dargestellt. Wie in Abschnitt 2.3.2 ausführlich beschrieben, hängt der Gesamtwiderstand eines solchen Systems von der Art, der Menge, und vor allem von der Vernetzung der Flüssigkeit ab. Zur Beschreibung des Gesamtwiderstandes (oder der Gesamtleitfähigkeit) in Relation zu der Fluidmenge und deren Vernetzung existiert eine Reihe von empirischen und theoretischen Modellen (Einzelheiten in Abschnitt 2.3.2). Eine Übersicht über einige Laboruntersuchungen der Leitfähigkeit von wässrigen Lösungen und partiellen Schmelzen unter verschiedenen p - T -Bedingungen ist in Abschnitt 2.3.1 gegeben.

Die waagerechte gelbe Fläche in allen vier Diagrammen der Abbildung 6.2.2 markiert Leitfähigkeiten zwischen 0,2 und 1 S/m (1 bis 5 Ω m), die im Bereich der Anomalie C1 mit Sicherheit erreicht und z. T. sogar überschritten werden. Die Diagramme (a) und (b) in Abbildung 6.2.2 zeigen das Verhalten der Gesamtleitfähigkeit unter Zuhilfenahme des durch Glover et al. (2000b) modifizierten Gesetzes von Archie (m.AL: „modified Archie’s law“, Gl. 2.3.2). Rote Linien sind unter Benutzung des empirischen Vernetzungsexponenten $m = 0,9$ erstellt, der einen sehr hohen Vernetzungsgrad der Flüssigkeitsphase beschreibt, wie bei felsischen Schmelzen zu beobachten ist. Für wässrige Lösungen ist ein Exponent $m = 0,9$ in der Regel zu klein (vgl. Abschnitt 2.3.2). Grüne Linien zeigen den Verlauf des modifizierten Archie-Gesetzes mit $m = 1,4$. Ein Exponent dieser Größe beschreibt das Verhalten von Flüssigkeiten, die sich zwar gut vernetzen können, jedoch durch größere Benetzungswinkel einen höheren Volumenanteil für den gleichen Grad an Interkonnektivität benötigen. Der Wert $m = 1,4$ liegt an der unteren Grenze der für wässrige Fluide angegebenen Vernetzungsexponenten (vgl. Abschnitt 2.3.2) und beschreibt somit eine wässrige Lösung, die sich wegen der günstigen Bedingungen in der mittleren Kruste ungewöhnlich gut vernetzen kann. In Abbildung 6.2.2 (a) wurden die durchgezogenen Linien unter Annahme einer relativ hohen Leitfähigkeit für die Flüssigkeit erstellt: $\sigma_1 = 5$ S/m (0,2 Ω m); gestrichelte Linien stehen für $\sigma_1 = 1$ S/m. Die Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix ist in (a) konstant bei $\sigma_2 = 0,001$ S/m (1000 Ω m), während sie im Diagramm (b) Werte von 0,0001 bis 0,01 S/m (100 bis 10 000 Ω m) annimmt. Die halbtransparenten roten und grünen Flächen markieren die Anteile, die die Fluide zur Erklärung der Leitfähigkeiten in der Anomalie C1 in weiten Teilen der mittleren Kruste des Südpamir annehmen und lokal sogar überschreiten müssen. Das Diagramm (b) zeigt, dass die Gesamtleitfähigkeit kaum von der Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix in dem untersuchten Intervall abhängt. Mehr Einzelheiten zu Mischungsgesetzen bei Modifikation unterschiedlicher Parameter befinden sich in Abschnitt 2.3.2.

Den Diagrammen (a) und (b) in Abbildung 6.2.2 kann man entnehmen, dass zur Erklärung des Gesamtwiderstandes von 1 S/m ein Anteil von etwa 17% in höchstem Maße vernetzter Fluide mit $\sigma_1 = 5$ S/m ($\rho = 0,2$ Ω m) erforderlich ist (rechte Grenze

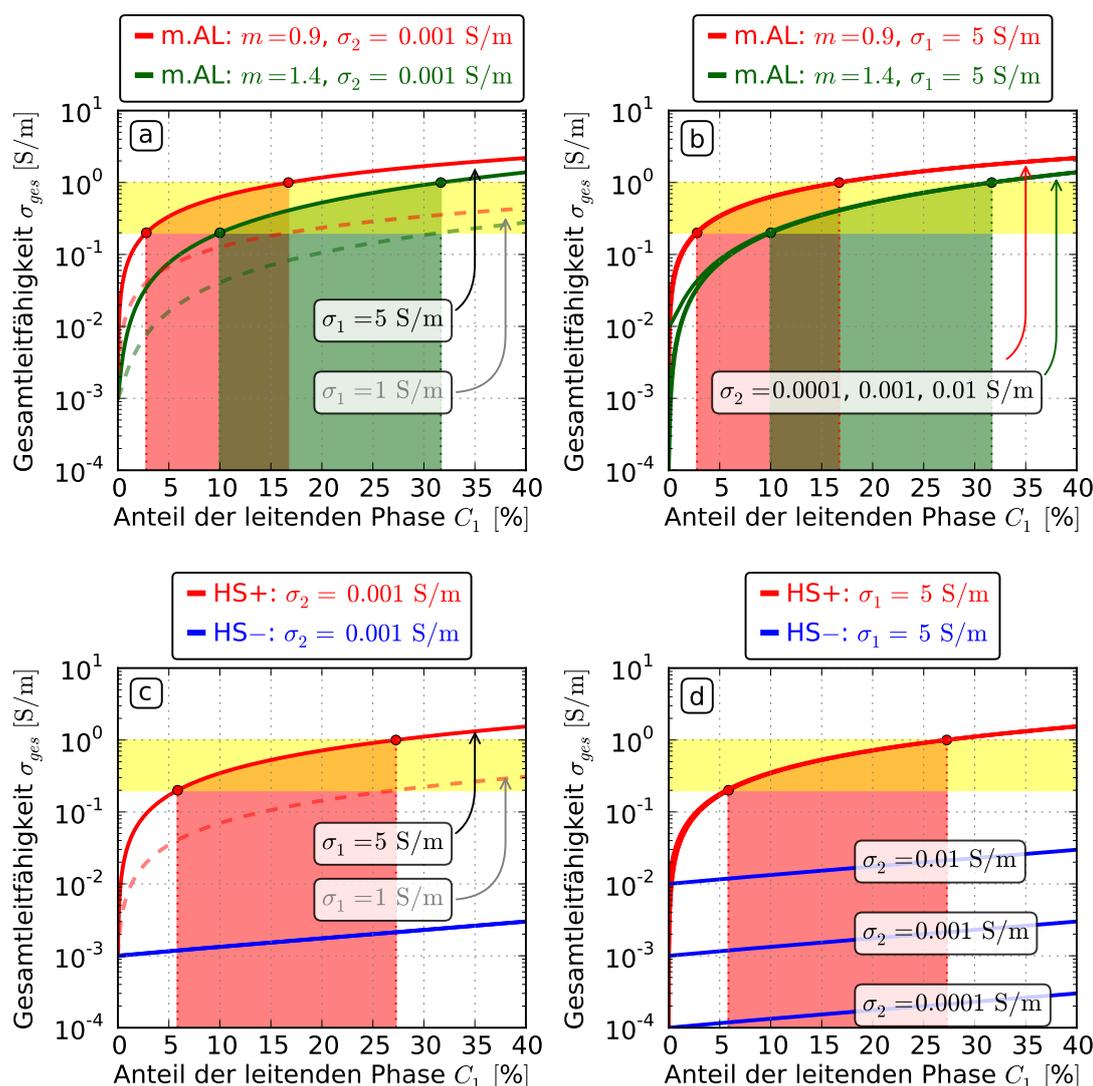


Abbildung 6.2.2: Gesamtleitfähigkeit σ_{tot} eines 2-Phasen-Systems mit Leitfähigkeiten σ_1 und σ_2 als Funktionen des Volumenanteils der leitenden Phase bei Variation der wichtigsten Modellparameter. Gelb sind Leitfähigkeiten zwischen 0,2 und 1 S/m (1 bis 5 Ωm) markiert (Anomalie C1 in Abb. 6.2.1). (a, b) m.AL: „modified Archie’s law“ nach Glover et al. (2000b), Gl. 2.3.2. Rote Linien sind mit einem empirischen Vernetzungsexponent $m = 0,9$ erstellt. Grüne Linien zeigen den Verlauf bei $m = 1,4$. Bei (a) bedeuten die durchgezogenen Linien $\sigma_1 = 5 \text{ S/m}$ ($0,2 \Omega\text{m}$), gestrichelte Linien stehen für $\sigma_1 = 1 \text{ S/m}$. Die Leitfähigkeit der Gesteinsmatrix ist in (a) konstant bei $\sigma_2 = 0,001 \text{ S/m}$ ($1000 \Omega\text{m}$), während sie im Diagramm (b) Werte von $0,0001$ bis $0,01 \text{ S/m}$ (100 bis $10\,000 \Omega\text{m}$) annimmt. Die roten und grünen Flächen markieren die Anteile, die die Fluide zur Erklärung der Anomalie C1 in weiten Teilen annehmen und lokal sogar überschreiten müssen. (c, d) „Upper“ und „lower Hashin-Shtrikman bounds“ (HS+ und HS-; rote und blaue Kurven; Waff 1974, Gl. 2.3.4) für ein System aus einem Fluid mit $\sigma_1 = 5$ und 1 S/m und einer Gesteinsmatrix mit $\sigma_2 = 0,001 \text{ S/m}$ (c) sowie für variierende Leitfähigkeiten der Gesteinsmatrix $0,0001 \text{ S/m} < \sigma_2 < 0,01 \text{ S/m}$ (d). Die roten Flächen markieren auch hier die Anteile, die die Fluide in der Anomalie C1 in weiten Teilen annehmen und lokal sogar überschreiten müssen.

der roten Fläche in Abb. 6.2.2 a und b). Dieser Anteil ist nur in kleinen Bereichen der Anomalie C1 notwendig. Für das gesamte Volumen sind zur Modellierung der Leitfähigkeit von $0,2 \text{ S/m}$ ($\rho = 5 \Omega\text{m}$) unter Benutzung des Gesetzes von Archie und $m = 0,9$ (linke Grenze der roten Fläche in Abb. 6.2.2 a und b) etwa 3 % hochvernetzte Fluide notwendig. Der dabei erforderliche Vernetzungsgrad ist typisch für felsische Schmelzen, wird jedoch kaum bei wässrigen Lösungen beobachtet. Versucht man die Leitfähigkeiten in der Anomalie C1 mit wässrigen Lösungen und damit einem Vernetzungsexponenten von $m = 1,4$ zu erklären, sind mindestens 10 % Volumenanteil des Fluides erforderlich, zur Erklärung von $\sigma_{ges} = 1 \text{ S/m}$ sogar über 32 % (grüne Fläche in Abbildung 6.2.2 a und b).

Benutzt man das Gesetz von Hashin und Shtrikman (Abb. 6.2.2 c und d, Hashin und Shtrikman 1962, 1963, Waff 1974, Gl. 2.3.4) zur Erklärung der Leitfähigkeit der Anomalie C1, sind zwischen 6 % und 27 % ideal vernetzter Fluide notwendig (rote Fläche in Abb. 6.2.2 c und d). Werte, die ein Flüssigkeitsanteil von 20 % überschreiten, müssen jedoch für die Erklärung der Südpamir-Anomalie als unrealistisch betrachtet werden, da sie zur Migration von wässrigen Fluiden oder Schmelzen führen würden. Deswegen scheint das Gesetz von Archie mit einem Vernetzungsexponent $m = 0,9$ als das am besten geeignete Modell zur Erklärung der Leitfähigkeiten im Bereich der Anomalie C1 zu sein. Ein solches Modell beschreibt das Verhalten von felsischen Schmelzen und ist durch den sehr kleinen Vernetzungsexponenten kaum mit wässrigen Lösungen oder mafischen Schmelzen vereinbar.

Damit sind hochvernetzte partielle Schmelzen mit einem Anteil von mindestens 3 % in der gesamten mittleren Kruste der Anomalie C1 die wahrscheinlichste Erklärung für die erhöhte Leitfähigkeit. In räumlich enger begrenzten Gebieten scheinen die Schmelzen einen Volumenanteil von etwa 17 % einzunehmen oder diesen Wert sogar zu überschreiten.

Bei Annahme einer Temperatur von 700°C für die obere Grenze der teilweise geschmolzenen Zone und unter Berücksichtigung der hohen Schmelzanteile und Vernetzungsgrade, erscheinen felsische Gesteine die wahrscheinlichere Materialklasse in der Region der Anomalie C1. Mafische Gesteine besitzen im Vergleich höhere Solidustemperaturen (Ferri et al. 2013) und schlechtere Vernetzungseigenschaften (Laporte und Watson 1995). Kontinentale Subduktionsprozesse können nach Untersuchungen von Hacker et al. (2011) zu Ansammlungen von felsischem Material in Tiefen der mittleren und unteren Kruste und zum Aufsteigen partieller Schmelzen bis in die obere Kruste führen. Das Auftreten felsischer Schmelzen unterhalb des Pamir-Plateaus wird auch durch Xenolithstudien bestätigt (Ducea et al. 2003, Hacker et al. 2005, Gordon et al. 2012).

Ein Schmelzanteil von 3–17 % hat einen großen Einfluss auf der Festigkeit eines Gesteines. Rosenberg und Handy (2005) beschreiben das Verhalten der Granitfestigkeit in Abhängigkeit vom Anteil partieller Schmelzen und beobachten einen enormen Sprung in der Festigkeit bei einem Schmelzanteil von 7 %, den die Autoren als „melt connectivity transition“ bezeichnen. Dieser Wert hat große Bedeutung für die Rheologie der Kruste. Ein Überschreiten von 7 % Schmelzanteil, wie wir ihn meiner Interpretation nach in vielen Bereichen der mittleren Kruste des Südpamir beobachten, würde zu einem sehr duktilen Verhalten des Krustenmaterials führen, das bei geologischen

Zeiträumen dem Verhalten einer Flüssigkeit entspricht. Dies würde einerseits die flache Topographie des Pamir erklären, aber auch hohe Werte der krustalen Verkürzung im Pamir durch lateralen Materialtransport in Form von „crustal flow“-Kanälen ermöglichen (vgl. Abschnitt 3.1.2). In Analogie zu Tibet könnte eine schwache Kruste unterhalb des südlichen Pamir den gravitationsbedingten Kollaps des südwestlichen Randes des Pamir-Plateaus – des Shakhdara-Domes – und die damit verbundene Verkürzung der oberen Kruste im Tadschikischen Becken erklären (Stübner et al. 2013a).

Die Interpretation der Südpamir-Anomalie C1 als ein Gebiet mit erheblichem Schmelzanteil reiht sich als eine Momentaufnahme des derzeitigen Zustandes in die Geschichte der Migmatisierung und Bildung von Leukograniten im Südpamir während der letzten 10–20 Ma ein (Schmidt et al. 2011, Stearns et al. 2013, Malz et al. 2013). Sie ist konsistent mit ähnlichen Entwicklungen in den südlich angrenzenden Gebieten des Hindukusch und Karakorum (z. B. Searle und Tirrul 1991, Hildebrand et al. 1998) sowie in Südtibet und Himalaja (z. B. Zhang et al. 2004, Viskupic et al. 2005, Cottle et al. 2009).

6.3 Suturzonen und Dome der oberen Kruste

Wenn man von der Anomalie C1 in dem 2D-Modell nach Norden wandert, trifft man die leitfähige Anomalie C2 (Abb. 6.2.1). Sie ist von C1 durch ein Gebiet leicht erhöhter Widerstände getrennt. C2 reicht als eine der wenigen leitfähigen Anomalien im Pamir bis fast an die Oberfläche, mit einem kleinen Gebiet stark erhöhter Leitfähigkeit in 2 km Tiefe. Der in der Modellierung geforderte Mindestwiderstand von C2 liegt zwischen 1 und 3 Ωm . Die an die Oberfläche extrapolierte Position der erhöhten Leitfähigkeit entspricht der Position der Rushan-Psart-Suturzone (RPZ in Abb. 6.2.1). Die RPZ bildet die Grenze zwischen dem südlichen und dem zentralen Pamir. Derzeit ist diese Suturzone durch ein System von inversen Verwerfungen reaktiviert, deren südliche Bereiche in die linkshändige Blattverschiebungszone des Karakorum übergehen (L. Ratschbacher, pers. Mitteilung; Vlasov et al. 1991). Die erhöhte Leitfähigkeit in diesem Gebiet hängt mit hoher Wahrscheinlichkeit mit zirkulierenden wässrigen geothermischen Fluiden zusammen, die z. T. in Form von heißen Quellen an die Oberfläche gelangen. Die thermische Energie für die Zirkulation kommt aus dem heißen, mit Schmelzen durchsetzten Bereich C1. Li et al. (2003) haben für Zentraltibet eine ähnliche Kombination von Fluid-enthaltenden Störungszonen der oberen Kruste und partiell geschmolzener mittlerer Kruste vorgeschlagen. Ich spekuliere, dass ein Teil dieser Fluide aus Metamorphose-Reaktionen kommt, die im Rahmen der aktiven Subduktion asiatischer Lithosphäre unter den Pamir in der unteren Kruste oder im Mantel auftreten. Isotopen-Studien zur Überprüfung dieser Hypothese sind mir jedoch nicht bekannt.

Der Bereich R2 mit hohen spezifischen Widerständen erzeugt gegenüber C2 eine sehr scharfe laterale Grenze in der Verteilung elektrischer Leitfähigkeit, die von oberflächennahen Gebieten bis in eine Tiefe von mindestens 30 km reicht. R2 korreliert sehr gut mit der Lage der Muskol-Shatput-Dome des zentralen Pamir (vgl. Abschnitt

3.2.1). Diese Volumen von kristallinen metamorphen Gesteinen sind vor 20–2 Ma in Folge krustaler Extension aus einer Tiefe von etwa 30 km exhumiert worden (Schwab et al. 2004, Stübner et al. 2013a,b). Das nur wenig verwitterte, kompakte Material der Dome bildet die hohen Widerstände, die als schlecht leitende Anomalie R2 sichtbar werden. Der Verlauf des scharfen lateralen Leitfähigkeitskontrastes zwischen C2 und R2 ist vermutlich die Ursache für die 3D-Effekte, die in diesem Gebiet bei mehreren Stationen die langen Perioden magnetotellurischer Daten beeinflussen (vgl. Abschnitte 4.3 und 4.4). Das aktive Gebiet um das Nanga-Parbat-Massiv im äußersten Nordwesten des Himalaja zeigt in der Verteilung der Leitfähigkeit einige Gemeinsamkeiten zu den Pamir-Domen. Nach einer MT-Studie in dem Gebiet berichten Park und Mackie (2000) über unerwartet hohe Widerstände unterhalb des Nanga-Parbat-Massivs bis in eine Tiefe von 60 km, die durch Zonen guter Leitfähigkeit in mittlerer Kruste begrenzt werden. Sie erklären ihre Beobachtung mit aufsteigenden, kompakten, entwässerten und damit schlecht leitenden metamorphen Gesteinen des Massivs, deren Flanken besonders gute Migrationsmöglichkeiten für Tiefenfluide aus Metamorphose-Reaktionen der unteren und mittleren Kruste bieten. So könnte die Zone erhöhter Leitfähigkeit C3, die sich in mittlerer und evtl. unterer Kruste nördlich an das Gebiet der Muskol-Shatput-Dome anschließt (vgl. Abb. 6.2.1), ebenso mit der Migration und Akkumulation solcher Tiefenfluide zusammenhängen. Die in der Modellierung geforderten Widerstände der Zone C3 betragen zwischen 3 und 5 Ω m.

Die Tanymas-Sutur korreliert als eine weitere große Pamir-Sutur mit erhöhten Leitfähigkeiten in der oberen und mittleren Kruste (C4 in Abb. 6.2.1). Diese spät-paläozoische–früh-mesozoische Suturzone enthält einen känozoischen Überschiebungsgürtel (L. Ratschbacher, pers. Mitteilung), der zur Zeit inaktiv ist (Zubovich et al. 2010, Mohadjer et al. 2010). Ähnlich wie die Rushan-Psart-Zone könnte auch die Tanymas-Sutur eine Migrations- und Akkumulationszone für Tiefenfluide darstellen, die mit der Subduktion und der Metamorphose von krustalem Material unter den Pamir zusammenhängt (s. nächsten Abschnitt 6.4). Die erhöhte Leitfähigkeit in der oberen Kruste hängt wahrscheinlich mit dem Eindringen von Oberflächenwasser in die Deformationszone des Überschiebungsgürtels zusammen. Der Bereich schlechter Leitfähigkeit R3 nördlich der Tanymas-Sutur entspricht der Karakul-Mazar-Einheit des nördlichen Pamir. Das Gebiet dieser Einheit südlich des Karakul-Sees erfuhr im Laufe des Känozoikums nur wenig Deformation (Schwab et al. 2004, Amidon und Hynek 2010). Daher bieten die kompakten Gesteine dieses Massives kaum Zutrittsmöglichkeiten für Fluide und bilden ein Gebiet hohen Widerstandes.

6.4 Kontinentale Subduktion und Freisetzung von Fluiden

Aktive Verwerfungen und Deformationszonen können einen Migrationskanal für Fluide bilden und werden damit als eine Zone erhöhter Leitfähigkeit innerhalb einer sonst schlecht leitenden Umgebung in MT-Modellen sichtbar (Becken et al. 2011, Becken und Ritter 2012). Andererseits können große Verwerfungen eine für Fluide undurchlässige

Barriere zwischen unterschiedlichen Gesteinsformationen bilden (Ritter et al. 2003, 2005). Die zweite Option scheint im Fall des „Main Pamir Thrust“ (MPT) einzutreten. Wir beobachten am Ort dieser zur Zeit sehr aktiven Überschiebungszone (vgl. Abschnitt 3.2.1) einen scharfen, nach Süden geneigten Leitfähigkeitskontrast in der oberen Kruste zwischen der schlecht leitenden Region R4 und dem guten Leiter C6. Verlängert man diese Kontrastlinie bis in die mittlere Kruste, trifft man auf die seismische Konversionszone aus der Receiver-Funktionen-Analyse (graue Linie in Abb. 6.2.1 unteres Bild, Schneider et al. 2013). Es besteht die Möglichkeit, dass die Unterkante der Zone R4 bzw. die Grenzfläche zwischen R4 und C6 eine Fläche bildet, die den MPT mit der kontinentalen Subduktionszone unterhalb des Pamir verbindet. Südlich von R4 und unmittelbar oberhalb der seismische Konversionslinie befindet sich die gut leitende Anomalie C5. Diese Zone wird zwar von der 2D-Inversion überbewertet (vgl. Abschnitt 5.2.4), dennoch müssen die Widerstände in dem Gebiet von C5 zwischen 5 und 10 Ωm liegen. C5 könnte eine Akkumulationszone für Fluide aus metamorphen Reaktionen der subduzierten unteren und vielleicht mittleren Kruste des Alai-Tals sein.

Die nach Süden geneigte seismische Konversionszone aus der Receiver-Funktionen-Analyse, die etwa unterhalb des Leiters C5 beginnt und mit der oberen Begrenzung der subduzierenden asiatischen unteren Kruste in Verbindung gebracht wird (Schneider et al. 2013), erreicht weiter südlich in einer Tiefe von etwa 70–75 km die Moho und setzt sich in der Erdbebenzone im oberen Erdmantel fort (Sippl et al. 2013a). Erdbeben in diesen Tiefen werden bei Subduktionsprozessen üblicherweise durch Wasserabgabe bei Dehydratisierungsreaktionen im subduzierten Material ausgelöst (z. B. Abers et al. 2009, Meade und Jeanloz 1991, Ferris et al. 2003, Agostinetti et al. 2011). Wasser spielt eine wichtige Rolle bei der ozeanischer Subduktion (z. B. Hacker 2008). Mehrere Studien lassen eine bedeutende Rolle von Wasser auch für kontinentale Subduktionsregime vermuten (Vacher und Souriau 2001, Hacker 2008, Agostinetti et al. 2011, Zheng 2012).

Bei kontinentaler Subduktion werden mehrere Metamorphosereaktionen erwartet, die mit Freisetzung von Wasser verbunden sind: Nach einer Analyse von Campanyá et al. (2011, 2012), die die Leitfähigkeit der kontinentale Subduktionszone der Iberischen unteren Kruste in den Pyrenäen untersuchen, könnten leitende Zonen in der mittleren Kruste innerhalb eines kontinentalen Subduktionsregimes in Zusammenhang mit Dehydratations- und Schmelzprozessen von Muskovit bei Temperaturen von etwa 650°C stehen. Die entstehenden kleinen Mengen an Schmelzen migrieren nicht, da der dafür nötige kritische Volumenanteil nicht erreicht ist. Für die gleiche Region vermuten Vacher und Souriau (2001) die Freisetzung von Wasser bei Metamorphose von Amphibolit zu Eklogit. Für Metamorphoseprozesse in nördlichen Apenninen schlagen Agostinetti et al. (2011) Wasserfreisetzung in Zusammenhang mit Metamorphose von Gabbro zu Blauschiefer und Blauschiefer zu Eklogit vor. Nach Aussagen der Autoren können solche Reaktionen in zwei verschiedenen Tiefenbereichen stattfinden: zwischen 40 und 60 km Tiefe, und bei etwa 65 km. Das als Endprodukt entstehende Eklogit wird in vielen Studien als ein wichtiges Material für kontinentale Subduktionsprozesse angesehen, da es durch seine große Dichte die Auftriebskraft leichterer kontinentaler Kruste z. T. überwinden könnte (z. B. Molnar und Gray 1979, Doyn und Henry 2001,

Krystopowicz und Currie 2012). Solche Prozesse könnten auch die Leitfähigkeitsverteilung im Pamir erklären: Demzufolge käme es in einer Tiefe von etwa 50 km zu einer ersten Phase metamorpher Reaktionen. Das dabei freigesetzte Wasser migriert nur sehr langsam durch den geringen Volumenanteil von 1–3 % und kommt somit nicht über das Niveau der mittleren Kruste hinaus. Dennoch kann es den spezifischen Widerstand in der sonst relativ kalten und schlecht leitenden mittleren Kruste auf 5–10 Ωm senken und die Anomalie C5 bilden. Sippl et al. (2013b) beobachten niedrige v_p -Werte in dem Gebiet von C5 (etwa 5,5–6 km/s, vgl. Abb. 6.0.1 b), die in Zusammenhang mit freigesetzten wässrigen Fluiden stehen könnten. Unter Beachtung der relativ niedrigen Temperaturen in der gesamten Kruste, die von Tympel und Sobolev (2013) für dieses Gebiet modelliert sind sowie der vergleichsweise niedrigen Werte des Oberflächen-Wärmestroms (Duchkov et al. 2001) erscheint mir die Bildung partieller Schmelzen in der mittleren Kruste dieses Profilabschnittes unwahrscheinlich.

Möglicherweise kommt es dann weiter südlich in größeren Tiefen von 75 km und darunter zu Eklogitisierungsprozessen und anderen Entwässerungsreaktionen, die mit der Erdbebenzone in Verbindung stehen. Die dabei freigesetzten Fluide migrieren langsam nach oben, bevorzugt in Störungszonen (Anomalien C2 und C4 in Abb. 6.2.1) oder entlang der Flanken von zusammenhängenden Dom-Massiven (C2 und C3). In Gebieten mit erhöhter Temperatur kann freies Wasser massiv die Bildung von partiellen Schmelzen fördern (z. B. C1). Damit erscheint mir ein Zusammenhang zwischen den mitteltiefen Erdbeben (Sippl et al. 2013a), der Subduktion unterer asiatischer Kruste (Schneider et al. 2013) und den beobachteten erhöhten Leitfähigkeiten in der mittleren Kruste des Pamir in Form von Freisetzung und Migration von Wasser zu bestehen.

6.5 Das verschwindende Alai-Tal

Nördlich des „Main Pamir Thrust“ überquert unser Profil das Alai-Tal. Die gesamte Kruste dieses Überrestes eines ehemals großen Beckens (vgl. Abschnitt 3.2.2) erscheint in unserem Modell als eine gut leitende Zone (C6 und C6' in Abb. 6.2.1), mit einem Gebiet etwas höherer Widerstände in der mittleren Kruste (R5). Ich vermute, dass die Kruste des Alai-Tals in hohem Maße deformiert und von Bruchzonen durchsetzt ist, als eine Folge des nach Norden propagierenden Pamir. Die Bruchzonen ermöglichen das Eindringen von Oberflächenwasser bis in große Tiefen, das die erhöhten Leitfähigkeiten verursacht und zusätzlich die mechanische Stabilität senkt. Insbesondere die südlichen und nördlichen Randbereiche des Alai-Tals scheinen zwei nach unten hin auseinander gehende, besonders stark deformierte und damit auch besonders leitfähige Zonen zu beherbergen (C6 und C6'), mit einem Widerstandsminimum von ca. 10 Ωm und 3 Ωm . Das Zentrum des Alai-Tals in mittlerer Kruste scheint bisher weniger Verformung erfahren zu haben und ist daher als ein kompakter Block mit höherem Widerstand in Form der Zone R5 sichtbar. Geologische und geomorphologische Studien sowie seismische Daten deuten in Übereinstimmung mit dem MT-Modell auf eine stark verformte und schwache Kruste im Alai-Tal hin, wobei sich die Deformation des Untergrundes entlang von Verwerfungen am Nord- und Südrand dieses Beckens konzentriert (Coutand et al. 2002, Strecker et al. 2003).

6.6 Tian Shan

Die Alai-Kette des südlichen Tian Shan wird durch eine Zone hohen Widerstandes (R6) dominiert, die auf die paläozoischen Gesteine des Tian Shan zurückgeführt werden kann (vgl. Abschnitt 3.2.3). Das spätpaläozoische „Turkestan-Alai passive margin“ (TAPM) an der Grenze zwischen dem Alai-Tal und der Alai-Kette des Tian Shan, das im Känozoikum reaktiviert wurde, hängt möglicherweise mit der Anomalie C7 zusammen oder wird durch die generell hohe Leitfähigkeit des Nordrandes des Alai-Tals (C6') überschattet. Die Anomalie C7 bildet eine kompakte und gut lokalisierte Zone niedriger Widerstände von mindestens $3 \Omega\text{m}$ in etwa 20 km Tiefe. Fluideintrag entlang der reaktivierten Deformationszone TAPM könnte eine Ursache sein. Andererseits scheint eine so kompakte Form von relativ hohen Leitfähigkeiten untypisch für eine Überschiebungszone zu sein, die vermutlich die gesamte obere Kruste umfasst. Eine rein spekulative Möglichkeit besteht in der Akkumulation von leitfähigen metallischen Erzen, die am Rand des alten, reaktivierten Orogens ein zusammenhängendes Volumen bilden und die Leitfähigkeit in einem relativ kleinen Gebiet deutlich erhöhen können.

An den nördlichen Hängen des Tian Shan befindet sich die nach Norden geneigte Zone erhöhter Leitfähigkeit C8, die mit einer weiteren Suturezone korreliert – der „South Fergana Suture“ (SFS). Diese Suture ist ebenfalls im Zuge des Kollisionsprozesses reaktiviert und nimmt zur Zeit die letzten Reste der Verkürzung zwischen Pamir und dem stabilen Eurasien auf (Schwab et al. 2004, Zubovich et al. 2010, Glorie et al. 2011). In Folge der aktuellen Deformation kann Oberflächenwasser bis in große Tiefen eindringen und so die erhöhten Leitfähigkeiten verursachen. Die mächtigen, nur wenig konsolidierten Sedimente des Fergana-Beckens werden möglicherweise als ein Gebiet erhöhter Leitfähigkeit nördlich der letzten Station 354 des TIPAGE-Profiles sichtbar.

6.7 Zusammenfassung der Interpretationsergebnisse

Anhand der Analyse und Interpretation von MT-Daten und unter Einbeziehung weiterer geowissenschaftlicher Studien kann für den Zustand der Lithosphäre entlang des MT-Profiles folgendes Szenario entworfen werden (zusammengefasst in Abb. 6.7.1):

1. Im südlichen Pamir besteht die mittlere und möglicherweise untere Kruste aus felsischem Material mit einem hohen Anteil zusammenhängender partieller Schmelzen, die als Zonen sehr niedriger Widerstände sichtbar werden. Der Schmelzanteil in dieser Region übersteigt in großen Gebieten den für die Rheologie der Gesteine bedeutenden Grenzwert der „melt connectivity transition“ von 7%. Die mittlere Kruste des Südpamir bildet damit eine mechanisch sehr schwache Zone, womit auch die Möglichkeit krustaler Verkürzung durch lateralen Materialtransport in der mittleren Kruste in Form von „crustal flow“ besteht. Die mechanische Schwäche der mittleren Kruste könnte die Ursache für die wenig ausgeprägte Topographie des Pamir-Plateaus sein, aber auch die gravitationsbedingte Extension des Plateaus nach Westen (Shakh dara-Dom) und die damit verbundene Verkürzung der oberen Kruste im Tadschikischen Becken ermöglichen.

2. Das wenig verwitterte, entwässerte metamorphe Material der Muskol-Shatput-Dome im zentralen Pamir erscheint als eine prominente Zone großer Widerstände, deren Flanken möglicherweise aufsteigenden Tiefenfluiden Migrationskanäle bieten.
3. Das Alai-Tal besitzt hohe Leitfähigkeiten in der gesamten Kruste. Dieses Gebiet ist in Folge des nordwärts propagierenden Pamir in hohem Maße von Rissen und Störungszonen durchzogen. Oberflächenwasser bekommt so Zutritt zu tiefen Krustengebieten, erhöht die Leitfähigkeit und senkt zusätzlich die mechanische Stabilität.
4. Mehrere Bereiche niedriger spezifischer Widerstände in der mittleren und unteren Kruste des Pamir sind mit hoher Wahrscheinlichkeit mit der Freisetzung und Migration von Wasser als Folge der Metamorphose subduzierender asiatischer Krusten- und Mantelgesteine verbunden.
5. Alle Suturezonen im Pamir und im Tian Shan, die das MT-Profil kreuzt, treten als Zonen erhöhter Leitfähigkeit in oberer und mittlerer Kruste in Erscheinung, da sie als krustale Schwächezonen Migrationsmöglichkeiten für Fluide bieten.
6. Die Rushan-Psart-Zone, die den Süd- vom Zentralpamir trennt, bildet eine Grenzfläche zwischen heißer, teilweise geschmolzener und sehr duktiler mittlerer Kruste im Südpamir und wesentlich kälterem, zum großen Teil sprödem und weniger beweglichem Krustenmaterial im Zentral- und Nordpamir.

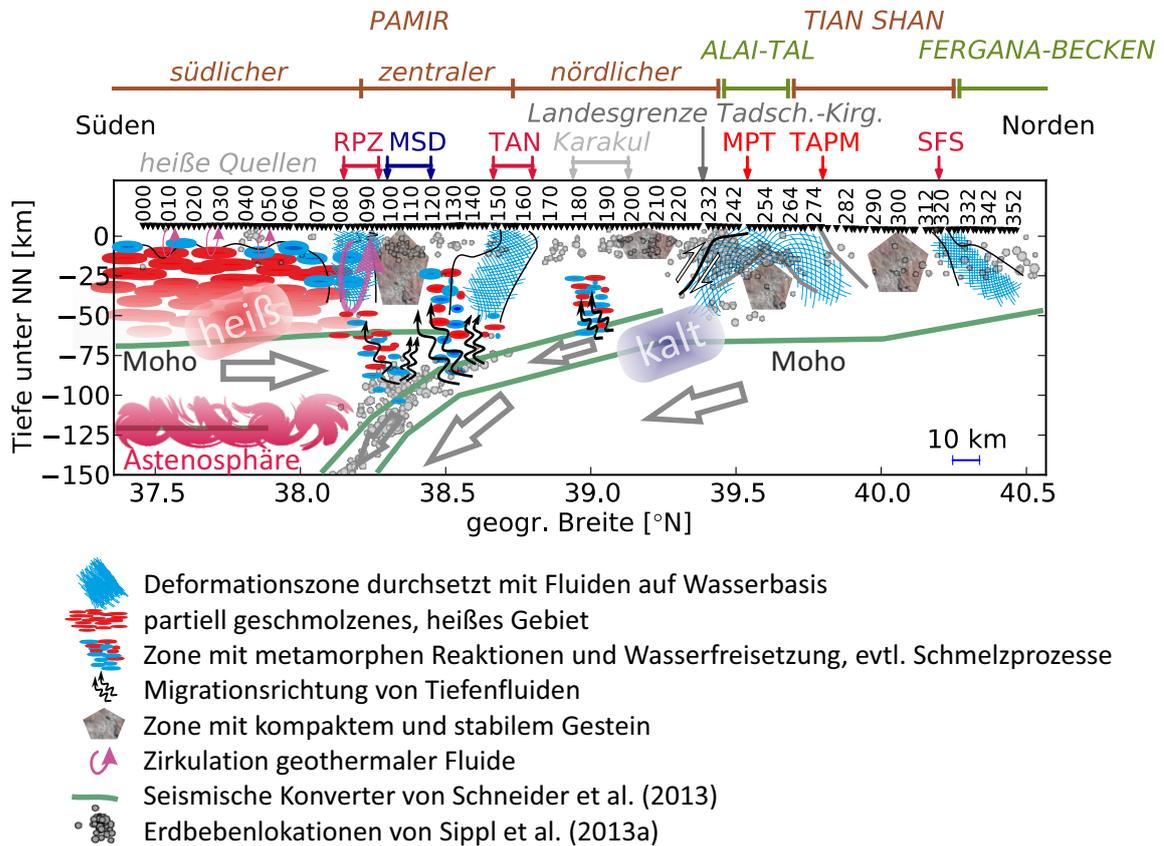


Abbildung 6.7.1: Interpretationsskizze zur Veranschaulichung eines möglichen Zustandes der Lithosphäre im Pamir, dem Alai-Tal und dem südlichen Tian Shan entlang des MT-Profiles, erstellt anhand der in Abschnitt 6.1 bis 6.6 besprochenen Interpretationen geophysikalischer Studien, vor allem der MT-Ergebnisse. Grüne Linien markieren seismische Konversionszonen aus der Receiver-Funktionen-Analyse von Schneider et al. (2013), halbtransparente kleine Kreise stellen die Erdbebenlokalisierungen von Sippl et al. (2013a) dar. Graue Pfeile deuten die relativen Bewegungen lithosphärischer Platten an. Abkürzungen im oberen Bereich der Abbildung markieren wichtige geologische Lokationen: **RPZ:** Rushan-Psart-Zone, **MSD:** Muskol-Shatput-Dome, **TAN:** Tanymas-Sutur, **MPT:** „Main Pamir Thrust“, **TAPM:** „Turkestan-Alai Passive Margin“, **SFS:** „South Fergana“-Sutur. Vgl. mit Abb. 6.2.1.

7 Zusammenfassung der Arbeit

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Auswertung und der Interpretation eines magnetotellurischen Datensatzes aus den zentralasiatischen Gebirgen Pamir und Tian Shan. Diese Orogene an der nordwestlichen Spitze der Indien-Asien-Kollisionszone bilden eine der tektonisch am wenigsten verstandenen Regionen der Welt. Ihre Erforschung kann einen Schlüssel für die Beantwortung vieler offener Fragen der Geodynamik kontinentaler Kollisionszonen darstellen. Zu den wichtigsten Werkzeugen dabei gehören geophysikalische Methoden der Tiefensondierung. Eines davon ist die Magnetotellurik. Sie kann die elektrische Leitfähigkeit des Untergrundes im lithosphärischen Maßstab abbilden. Damit liefert sie Informationen über die tektonisch relevanten Parameter Fluidverteilung und Temperatur in der Kruste und oberem Erdmantel.

Im Rahmen des multidisziplinären Projektes „Tien Shan-Pamir Geodynamic Program“ (TIPAGE) wurden in den Jahren 2008 und 2009 magnetotellurische Daten in Kirgistan und Tadschikistan entlang eines etwa 350 km langen Korridors aufgenommen. Das Messgebiet erstreckt sich von dem Südpamir-Plateau im Südosten Tadschikistans durch den zentralen und nördlichen Pamir, über das Alai-Tal und die südlichen Tian-Shan-Ketten hinweg in das kirgisische Ferghana-Becken. An insgesamt 178 Stationen erfolgte die Aufzeichnung von fünf Komponenten des natürlichen elektromagnetischen Feldes im Periodenbereich zwischen 10^{-3} und 10^3 s. Zusätzlich haben 26 Stationen auch langperiodische magnetotellurische Daten mit Wellenlängen zwischen 10 und 10^4 s registriert.

Zunächst habe ich den Datensatz unter Benutzung robuster statistischer Verfahren prozessiert. Die anschließende Dimensions- und Streichwinkelanalyse ergab eine vorherrschende geoelektrische Streichrichtung in der Region, die etwa in Richtung WSW-ENE verläuft und konsistent mit der Lage und Ausdehnung der wichtigsten geologischen Strukturen ist. Einige Datenbereiche sind mit der dominierenden 2D-Leitfähigkeitsverteilung nicht vereinbar. In den meisten Fällen liegt das an einer lokal vorherrschenden 1D-Schichtung, es ist aber auch ein räumlich klar begrenzter Bereich mit 10–15 Stationen mit eindeutigen 3D-Effekten in den magnetotellurischen Daten identifizierbar.

Die regional klar vorhandene Streichrichtung senkrecht zur Verteilung der Stationen ermöglicht eine 2D-Inversion des Datensatzes und die Erstellung von 2D-Leitfähigkeitsmodellen. Numerische Probleme bei der Wahl eines geeigneten Gitters bei der Inversion des ungewöhnlich großen Datensatzes führten zu der Notwendigkeit, Teilprofile unabhängig voneinander zu invertieren und die Modelle anschließend zu einem Gesamtmodell zusammenzuführen. Das so erhaltene sehr hoch aufgelöste 2D-Leitfähigkeitsmodell passt die gemessenen Daten im Wesentlichen sehr gut an und wurde in Hinblick auf die Verteilung und die Intensität der Leitfähigkeit ausgiebig getestet, auch bezüglich des Einflusses der Topografie auf die Daten in der gebirgigen Region. 3D-Inversionen erwie-

sen sich hinsichtlich der Verteilung der Leitfähigkeitsstrukturen in großer Entfernung von den Stationen als unstabil. Grund dafür ist die für eine 3D-Inversion ungünstige Stationsverteilung entlang einer Linie. Einige 3D-Modelle konnten zwar zum Teil die 3D-Effekte in den Messdaten reproduzieren, durch die hohe Anzahl an Freiheitsgraden bei der Inversion konnte ich jedoch die dafür verantwortlichen Leitfähigkeitsverteilungen nicht als ein robustes Ergebnis extrahieren. Dennoch haben 3D-Inversionen mit unterschiedlichen Inversionsparametern die 2D-Leitfähigkeitsverteilung entlang der Stationslinie sehr gut wiedergegeben und stellen damit eine großartige Bestätigung des sehr zuverlässigen 2D-Inversionsergebnisses dar.

Zusammen mit weiteren geophysikalischen und geologischen Informationen, die zum großen Teil im Zuge des TIPAGE-Projektes gewonnen wurden, erfolgt eine tektonisch-geologische Interpretation der Leitfähigkeitsverteilung in der Kruste des Pamir und des südlichen Tian Shan. Dabei können folgende Einheiten charakterisiert werden:

1. Im südlichen Pamir besteht die mittlere und möglicherweise untere Kruste aus felsischem Material mit einem hohen Anteil zusammenhängender partieller Schmelzen, die als Zonen sehr niedriger Widerstände sichtbar werden. Der Schmelzanteil in dieser Region übersteigt in großen Gebieten den für die Rheologie der Gesteine bedeutenden Grenzwert der „melt connectivity transition“ von 7%. Die mittlere Kruste des Südpamir bildet damit eine mechanisch sehr schwache Zone, womit auch die Möglichkeit krustaler Verkürzung durch lateralen Materialtransport in der mittleren Kruste in Form von „crustal flow“ besteht. Die mechanische Schwäche der mittleren Kruste könnte die Ursache für die wenig ausgeprägte Topographie des Pamir-Plateaus sein. Sie könnte auch die gravitationsbedingte Extension des Plateaus nach Westen (Shakh dara-Dom) und die damit verbundene Verkürzung der oberen Kruste im Tadschikischen Becken ermöglichen.
2. Das wenig verwitterte, entwässerte metamorphe Material der Muskol-Shatput-Dome im zentralen Pamir erscheint als eine prominente Zone großer Widerstände, deren Flanken möglicherweise aufsteigenden Tiefenfluiden Migrationskanäle bieten.
3. Das Alai-Tal besitzt hohe Leitfähigkeiten in der gesamten Kruste. Dieses Gebiet ist in Folge des nordwärts propagierenden Pamir in hohem Maße von Rissen und Störungszonen durchzogen. Oberflächenwasser bekommt so Zutritt zu tiefen Krustengebieten, erhöht die Leitfähigkeit und senkt zusätzlich die mechanische Stabilität.
4. Mehrere Bereiche niedriger spezifischer Widerstände in mittlerer und unterer Kruste des Pamir sind mit hoher Wahrscheinlichkeit mit der Freisetzung und Migration von Wasser als Folge der Metamorphose (z. B. Eklogitisierung) subduzierender asiatischer Krustengesteine verbunden.
5. Alle Suturzonen im Pamir und Tian Shan, die das MT-Profil kreuzt, treten als Zonen erhöhter Leitfähigkeit in oberer und mittlerer Kruste in Erscheinung, da sie als krustale Schwächezonen Migrationsmöglichkeiten für Fluide bieten.

6. Die Rushan-Psart-Zone, die den Süd- vom Zentralpamir trennt, bildet eine Grenzfläche zwischen heißer, teilweise geschmolzener und sehr duktiler mittlerer Kruste im Süden Pamirs und Regionen im zentralen und nördlichen Pamir, deren Kruste wesentlich kälter ist und zum großen Teil aus sprödem und weniger beweglichem Krustenmaterial besteht.

Die magnetotellurische Untersuchung im Rahmen von TIPAGE ist insbesondere durch das hohe Auflösungsvermögen von Leitfähigkeitsstrukturen in mittlerer und oberer Kruste relevant. Sie ist damit ein wichtiges Bindeglied zwischen geologischen Studien an der Oberfläche und seismologischen Analysen der Lithosphäre und des Mantels, die jedoch für krustale Strukturen oft zu wenig Auflösungsvermögen besitzen. Die Erkenntnisse aus der vorliegenden Arbeit bildeten die Grundlage für die Planung der magnetotellurischen Komponente des Projektes TIPTIMON (Tien Shan–Pamir–W-Tibet Monitoring Program), in dessen Rahmen im Sommer 2013 weitere Messdaten aus dem südlichen Pamir gewonnen wurden. Diese Daten werden zusammen mit den präsentierten TIPAGE-Ergebnissen höchstwahrscheinlich zu der Erstellung zuverlässiger 3D-Modelle beitragen und die Informationen über die Leitfähigkeitsverteilung in diesem Gebiet um eine Dimension erweitern.

Literaturverzeichnis

- Abers, G. A.; MacKenzie, L. S.; Rondenay, S.; Zhang, Z.; Wech, A. G.; Creager, K. C. (2009). *Imaging the source region of Cascadia tremor and intermediate-depth earthquakes*. *Geology*, 37(12), 1119–1122.
- Agostinetti, N. P.; Bianchi, I.; Amato, A.; Chiarabba, C. (2011). *Fluid migration in continental subduction: The Northern Apennines case study*. *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3-4), 267–278.
- Aitchison, J. C.; Ali, J. R. (2012). *India-Asia collision timing*. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(40), E2645–E2645.
- Aitchison, J. C.; Davis, A. M.; Liu, J.; Luo, H.; Malpas, J. G.; McDermid, I. R.; Wu, H.; Ziabrev, S. V.; Zhou, M.-f. et al. (2000). *Remnants of a Cretaceous intra-oceanic subduction system within the Yarlung–Zangbo suture (southern Tibet)*. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1), 231–244.
- Aitchison, J. C.; Ali, J. R.; Davis, A. M. (2007). *When and where did India and Asia collide?* *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5).
- Aitchison, J. C.; Ali, J. R.; Davis, A. M. (2008). *Reply to comment by Eduardo Garzanti on “When and where did India and Asia collide?”*. *Journal of Geophysical Research*, 113, B04412.
- Ali, J. R.; Aitchison, J. C. (2005). *Greater India*. *Earth-Science Reviews*, 72(3-4), 169–188.
- Ali, J. R.; Aitchison, J. C. (2008). *Gondwana to Asia: Plate tectonics, paleogeography and the biological connectivity of the Indian sub-continent from the Middle Jurassic through latest Eocene (166-35 Ma)*. *Earth-Science Reviews*, 88(3-4), 145–166.
- Ali, J. R.; Aitchison, J. C. (2012). *Comment on “Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of Greater India” by D.J.J van Hinsbergen et al.* *Tectonics*, 31(4), TC4006.
- Allen, M. B.; Windley, B. F.; CHI, Z. (1993). *Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia*. *Tectonophysics*, 220(1-4), 89–115.
- Amidon, W. H.; Hynek, S. A. (2010). *Exhumational history of the north central Pamir*. *Tectonics*, 29(5), 1–13.

- Angiolini, L.; Zanchi, A.; Zanchetta, S.; Nicora, A.; Vezzoli, G. (2013). *The Cimmerian geopuzzle: new data from South Pamir*. Terra Nova, 25(5), 352–360.
- Archie, G. E. (1942). *The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics*. Trans. Am. Inst. Mech. Eng., 146(1), 54–62.
- Arora, B. R.; Unsworth, M. J.; Rawat, G. (2007). *Deep resistivity structure of the northwest Indian Himalaya and its tectonic implications*. Geophysical Research Letters, 34(4), 1–4.
- Avouac, J.-P.; Tapponnier, P.; Bai, M.; You, H.; Wang, G. (1993). *Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 98(B4), 6755–6804.
- Bahr, K. (1988). *Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion*. Journal of Geophysics, 62, 119–127.
- Bai, D.; Unsworth, M. J.; Meju, M. a.; Ma, X.; Teng, J.; Kong, X.; Sun, Y.; Sun, J.; Wang, L.; Jiang, C.; Zhao, C.; Xiao, P.; Liu, M. (2010). *Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging*. Nature Geoscience, 3(5), 358–362.
- Bargen, N.; Waff, H. S. (1986). *Permeabilities, interfacial areas and curvatures of partially molten systems: Results of numerical computations of equilibrium microstructures*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91(B9), 9261–9276.
- Barrenechea, J. F.; Luque, F. J.; Millward, D.; Ortega, L.; Beyssac, O.; Rodas, M. (2009). *Graphite morphologies from the Borrowdale deposit (NW England, UK): Raman and SIMS data*. Contributions to mineralogy and petrology, 158(1), 37–51.
- Beaumont, C.; Jamieson, R. A.; Nguyen, M. H.; Lee, B. (2001). *Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation*. Nature, 414, 738–742.
- Beaumont, C.; Jamieson, R. A.; Nguyen, M. H.; Medvedev, S. (2004). *Crustal channel flows: 1. Numerical models with applications to the tectonics of the Himalayan-Tibetan orogen*. Journal of Geophysical Research, 109(B6).
- Becken, M.; Burkhardt, H. (2004). *An ellipticity criterion in magnetotelluric tensor analysis*. Geophysical Journal International, 159(1), 69–82.
- Becken, M.; Ritter, O. (2012). *Magnetotelluric Studies at the San Andreas Fault Zone: Implications for the Role of Fluids*. Surveys in Geophysics, 33(1), 65–105.
- Becken, M.; Ritter, O.; Bedrosian, P. A.; Weckmann, U. (2011). *Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault*. Nature, 480, 87–90.

- Belousov, V.; Belyaevsky, N.; Borisov, A.; Volvovsky, B.; Volkovsky, I.; Resvoy, D.; Tal-Virsky, B.; Khamrabaev, I. K.; Kaila, K.; Narain, H. et al. (1980). *Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile: Tien Shan-Pamirs-Karakorum-Himalayas*. *Tectonophysics*, 70(3), 193–221.
- Berdichevsky, M. N.; Golubtsova, N. S.; Varentsov, I. M.; Pushkarev, P. Y.; Rybin, A. K.; Sokolova, E. Y. (2010). *Geoelectric section of the Central Tien Shan: Sequential inversion of the magnetovariational and magnetotelluric data along the Naryn Line*. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 46(8), 698–706.
- Billington, S.; Isacks, B. L.; Barazangi, M. (1977). *Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu Kush–Pamir region: A contorted Benioff zone*. *Geology*, 5(11), 699–704.
- Bischoff, G. (1985). *Die tektonische Evolution der Erde von Pangäa zur Gegenwart – ein plattentektonisches Modell*. *Geologische Rundschau*, 74(2), 237–249.
- Boulin, J. (1981). *Afghanistan structure, Greater India concept and eastern Tethys evolution*. *Tectonophysics*, 72, 261–287.
- Brasse, H. (2010). *Methoden der geoelektrischen und elektromagnetischen Tiefenson-dierung*. Vorlesungsskript, FU Berlin.
- Brasse, H.; Eydam, D. (2008). *Electrical conductivity beneath the Bolivian Orocline and its relation to subduction processes at the South American continental margin*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 113(B7).
- Brown, L.; Zhao, W.; Nelson, K.; Hauck, M.; Alsdorf, D.; Ross, A.; Cogan, M.; Clark, M.; Liu, X.; Che, J. (1996). *Bright spots, structure, and magmatism in southern Tibet from INDEPTH seismic reflection profiling*. *Science*, 274(5293), 1688–1690.
- Brown, M. (2007). *Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences*. *Journal of the Geological Society*, 164(4), 709–730.
- Bürgmann, R.; Dresen, G. (2008). *Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle: Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36(1), 531–567.
- Burov, E.; Yamato, P. (2008). *Continental plate collision, P - T - t - z conditions and unstable vs. stable plate dynamics: Insights from thermo-mechanical modelling*. *Lithos*, 103(1), 178–204.
- Burtman, V. (2010). *Tien Shan, Pamir, and Tibet: History and geodynamics of phanerozoic oceanic basins*. *Geotectonics*, 44(5), 388–404.
- Burtman, V. S.; Molnar, P. (1993). *Geological and Geophysical Evidence for Deep Subduction of Continental Crust Beneath the Pamir*. *Special Paper Geological Society of America*, 281.

- Buseck, P. R.; Huang, B.-J. (1985). *Conversion of carbonaceous material to graphite during metamorphism*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(10), 2003–2016.
- Cagniard, L. (1953). *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting*. *Geophysics*, 18(3), 605–635.
- Cai, F.; Ding, L.; Yue, Y. (2011). *Provenance analysis of upper Cretaceous strata in the Tethys Himalaya, southern Tibet: Implications for timing of India–Asia collision*. *Earth and Planetary Science Letters*, 305(1), 195–206.
- Caldwell, W. B.; Klemperer, S. L.; Rai, S. S.; Lawrence, J. F. (2009). *Partial melt in the upper-middle crust of the northwest Himalaya revealed by Rayleigh wave dispersion*. *Tectonophysics*, 477(1-2), 58–65.
- Campanyá, J.; Ledo, J.; Queralt, P.; Marcuello, A.; Liesa, M.; Muñoz, J. A. (2011). *Lithospheric characterization of the Central Pyrenees based on new magnetotelluric data*. *Terra Nova*, 23(3), 213–219.
- Campanyá, J.; Ledo, J.; Queralt, P.; Marcuello, A.; Liesa, M.; Muñoz, J. A. (2012). *New geoelectrical characterisation of a continental collision zone in the West-Central Pyrenees: Constraints from long period and broadband magnetotellurics*. *Earth and Planetary Science Letters*, 333-334(0), 112–121.
- Chatelain, J. L.; Roecker, S. W.; Hatzfeld, D.; Molnar, P. (1980). *Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the Hindu Kush Region and their tectonic implications*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B3), 1365–1387.
- Chave, A. D.; Jones, A. G. (2012). *The Magnetotelluric Method: Theory and Practise*. Cambridge University Press.
- Chemenda, A. I.; Burg, J.-P.; Mattauer, M. (2000). *Evolutionary model of the Himalaya–Tibet system: geopoem: based on new modelling, geological and geophysical data*. *Earth and Planetary Science Letters*, 174(3), 397–409.
- Chen, L. H.; Booker, J. R.; Jones, A. G.; Wu, N.; Unsworth, M. J.; Wei, W. B.; Tan, H. D. (1996). *Electrically conductive crust in southern Tibet from INDEPTH magnetotelluric surveying*. *Science*, 274(5293), 1694–1696.
- Clark, M. K.; Royden, L. H. (2000). *Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow*. *Geology*, 28(8), 703–706.
- Clark, M. K.; Bush, J. W.; Royden, L. H. (2005). *Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau*. *Geophysical Journal International*, 162(2), 575–590.
- Cook, K. L.; Royden, L. H. (2008). *The role of crustal strength variations in shaping orogenic plateaus, with application to Tibet*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 113(B8).

- Cottle, J. M.; Searle, M. P.; Horstwood, M. S.; Waters, D. J. (2009). *Timing of midcrustal metamorphism, melting, and deformation in the Mount Everest region of southern Tibet revealed by U(-Th)-Pb geochronology*. *The Journal of Geology*, 117(6), 643–664.
- Coutand, I.; M. R. Strecker; J. R. Arrowsmith; G. Hilley; R. C. Thiede; A. Korjenkov; M. Omuraliev (2002). *Late Cenozoic tectonic development of the intramontane Alai Valley (Pamir-Tien Shan region, Central Asia): An example of intracontinental deformation due to the Indo-Eurasia collision*. *Tectonics*, 21(6).
- Cowgill, E.; Yin, A.; Harrison, T. M.; Xiao-Feng, W. (2003). *Reconstruction of the Altyn Tagh fault based on U-Pb geochronology: Role of back thrusts, mantle sutures, and heterogeneous crustal strength in forming the Tibetan Plateau*. *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), 2346.
- Davis, A. M.; Aitchison, J. C.; Luo, H.; Zyabrev, S. (2002). *Paleogene island arc collision-related conglomerates, Yarlung–Tsangpo suture zone, Tibet*. *Sedimentary Geology*, 150(3), 247–273.
- De Grave, J.; Glorie, S.; Ryabinin, A.; Zhimulev, F.; Buslov, M.; Izmer, A.; Elburg, M.; Vanhaecke, F. et al. (2012). *Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multi-method thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin*. *Journal of Asian Earth Sciences*, 44, 149–168.
- DeMets, C.; Gordon, R. G.; Argus, D. F. (2010). *Geologically current plate motions*. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80.
- Ding, L.; Kapp, P.; Yue, Y.; Lai, Q. (2007). *Postcollisional calc-alkaline lavas and xenoliths from the southern Qiangtang terrane, central Tibet*. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(1), 28–38.
- Doin, M.-P.; Henry, P. (2001). *Subduction initiation and continental crust recycling: the roles of rheology and eclogitization*. *Tectonophysics*, 342(1), 163–191.
- Duba, A.; Huengest, E.; Nover, G.; Will, G.; Jödicke, H. (1988). *Impedance of black shale from Münsterland I borehole: an anomalously good conductor?* *Geophysical Journal*, 94(3), 413–419.
- Duba, A.; Heikamp, S.; Meurer, W.; Nover, G.; Will, G. (1994). *Evidence from borehole samples for the role of accessory minerals in lower-crustal conductivity*. *Nature*, 367(6458), 59–61.
- Duba, A. G.; Shankland, T. J. (1982). *Free carbon and electrical conductivity in the Earth's mantle*. *Geophysical Research Letters*, 9(11), 1271–1274.
- Ducea, M. N.; Lutkov, V.; Minaev, V. T.; Hacker, B.; Ratschbacher, L.; Luffi, P.; Schwab, M.; Gehrels, G. E.; McWilliams, M.; Vervoort, J.; Metcalf, J. (2003). *Building the Pamirs: The view from the underside*. *Geology*, 31(10), 849–852.

- Duchkov, A. D.; Shvartsman, Y. G.; Sokolova, L. S. (2001). *Deep heat flow in the Tien Shan: Advances and drawbacks*. *Geologiya i Geofizika*, 42(10), 1516–1531.
- Duretz, T.; Gerya, T. (2013). *Slab detachment during continental collision: Influence of crustal rheology and interaction with lithospheric delamination*. *Tectonophysics*, 602(0), 124–140.
- Egbert, G. D.; Kelbert, A. (2012). *Computational recipes for electromagnetic inverse problems*. *Geophysical Journal International*, 189(1), 251–267.
- ELEKTB Group (1997). *KTB and the electrical conductivity of the crust*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B8), 18289–18305.
- Fan, G.; Ni, J. F.; Wallace, T. C. (1994). *Active tectonics of the Pamirs and Karakorum*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B4), 7131–7160.
- Ferri, F.; Gibert, B.; Violay, M.; Cesare, B. (2013). *Electrical conductivity in a partially molten crust from measurements on metasedimentary enclaves*. *Tectonophysics*, 586(0), 84–94.
- Ferris, A.; Abers, G. A.; Christensen, D. H.; Veenstra, E. (2003). *High resolution image of the subducted Pacific (?) plate beneath central Alaska, 50-150 km depth*. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4), 575–588.
- Francheteau, J.; Jaupart, C.; Jie, S. X.; Wen-Hua, K.; De-Lu, L.; Jia-Chi, B.; Hung-Pin, W.; Hsia-Yeu, D. (1984). *High heat flow in southern Tibet*. *Nature*, 307(5946), 32–36.
- Frezzotti, M.; Selverstone, J.; Sharp, Z.; Compagnoni, R. (2011). *Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps*. *Nature Geoscience*, 4(10), 703–706.
- Fricke, H. (1953). *The Maxwell-Wagner dispersion in a suspension of ellipsoids*. *The Journal of Physical Chemistry*, 57(9), 934–937.
- Frisch, W.; Meschede, M. (2009). *Plattentektonik: Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung*. Primus Verlag.
- Gaillard, F. (2004). *Laboratory measurements of electrical conductivity of hydrous and dry silicic melts under pressure*. *Earth and Planetary Science Letters*, 218(1), 215–228.
- Gaina, C.; Müller, R. D.; Brown, B.; Ishihara, T.; Ivanov, S. (2007). *Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica*. *Geophysical Journal International*, 170(1), 151–169.
- Galvez, M. E.; Beyssac, O.; Martinez, I.; Benzerara, K.; Chaduteau, C.; Malvoisin, B.; Malavieille, J. (2013). *Graphite formation by carbonate reduction during subduction*. *Nature Geoscience*, 6(6), 473–477.

- Gamble, T. D.; Goubau, W. M.; Clarke, J. (1979). *Magnetotellurics with a remote magnetic reference*. *Geophysics*, 44(1), 53–68.
- Gao, J.; Klemd, R. (2001). *Primary fluids entrapped at blueschist to eclogite transition: evidence from the Tianshan meta-subduction complex in northwestern China*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 1–14.
- Garzanti, E. (2008). *Comment on “When and where did India and Asia collide?” by Jonathan C. Aitchison, Jason R. Ali, and Aileen M. Davis*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 113(B4).
- Glassley, W. (1982). *Fluid evolution and graphite genesis in the deep continental crust*. *Nature*.
- Glorie, S.; Grave, J. d.; Buslov, M. M.; Zhimulev, F. I.; Stockli, D. F.; Batalev, V. Y.; Izmer, a.; van den haute, P.; Vanhaecke, F.; Elburg, M. a. (2011). *Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: The role of inherited structures during deformation-propagation*. *Tectonics*, 30(6).
- Glover, P. W.; Pous, J.; Queralt, P.; Muñoz, J.-A.; Liesa, M.; Hole, M. J. (2000a). *Integrated two-dimensional lithospheric conductivity modelling in the Pyrenees using field-scale and laboratory measurements*. *Earth and Planetary Science Letters*, 178(1), 59–72.
- Glover, P. W.; Hole, M. J.; Pous, J. (2000b). *A modified Archie’s law for two conducting phases*. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3), 369–383.
- Gokarn, S. G.; Gupta, G.; Rao, C. K.; Selvaraj, C. (2002). *Electrical structure across the Indus Tsangpo suture and Shyok suture zones in NW Himalaya using magnetotelluric studies*. *Geophysical Research Letters*, 29(8), 2–5.
- Gordon, S.; Luffi, P.; Hacker, B.; Valley, J.; Spicuzza, M.; Kozdon, R.; Kelemen, P.; Ratschbacher, L.; Minaev, V. (2012). *The thermal structure of continental crust in active orogens: insight from Miocene eclogite and granulite xenoliths of the Pamir Mountains*. *Journal of Metamorphic Geology*, 30(4), 413–434.
- Goubau, W. M.; Gamble, T. D.; Clarke, J. (1978). *Magnetotelluric data analysis: removal of bias*. *Geophysics*, 43(6), 1157–1166.
- Grujic, D.; Casey, M.; Davidson, C.; Hollister, L. S.; Kündig, R.; Pavlis, T.; Schmid, S. (1996). *Ductile extrusion of the Higher Himalayan Crystalline in Bhutan: evidence from quartz microfabrics*. *Tectonophysics*, 260(1), 21–43.
- Grujic, D.; Hollister, L. S.; Parrish, R. R. (2002). *Himalayan metamorphic sequence as an orogenic channel: insight from Bhutan*. *Earth and Planetary Science Letters*, 198(1), 177–191.
- Guéguen, Y.; Chelidze, T.; Ravalec, M. L. (1997). *Microstructures, percolation thresholds, and rock physical properties*. *Tectonophysics*, 279(1–4), 23–35.

- Guillot, S.; Garzanti, E.; Baratoux, D.; Marquer, D.; Mahéo, G.; de Sigoyer, J. (2003). *Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya*. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(7).
- Haak, V.; Hutton, R. (1986). *Electrical resistivity in continental lower crust*. Geological Society, London, Special Publications, 24(1), 35–49.
- Hacker, B.; Luffi, P.; Lutkov, V.; Minaev, V.; Ratschbacher, L.; Plank, T.; Ducea, M.; Patiño Douce, A.; McWilliams, M.; Metcalf, J. (2005). *Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir*. *Journal of Petrology*, 46(8), 1661–1687.
- Hacker, B. R. (2008). *H₂O subduction beyond arcs*. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- Hacker, B. R.; Kelemen, P. B.; Behn, M. D. (2011). *Differentiation of the continental crust by relamination*. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3-4), 501–516.
- Hamburger, M. W.; Sarewitz, D. R.; Pavlis, T. L.; Popandopulo, G. A. (1992). *Intracontinental subduction in the Peter the First Range*. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 397–408.
- Harinarayana, T.; Abdul Azeez, K.; Naganjaneyulu, K.; Manoj, C.; Veeraswamy, K.; Murthy, D.; Prabhakar Eknath Rao, S. (2004). *Magnetotelluric studies in Puga valley geothermal field, NW Himalaya, Jammu and Kashmir, India*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(3), 405–424.
- Harrison, T. M. (2006). *Did the Himalayan Crystallines extrude partially molten from beneath the Tibetan Plateau?* Geological Society, London, Special Publications, 268(1), 237–254.
- Hashin, Z.; Shtrikman, S. (1962). *A variational approach to the theory of the effective magnetic permeability of multiphase materials*. *Journal of Applied Physics*, 33(10), 3125–3131.
- Hashin, Z.; Shtrikman, S. (1963). *A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials*. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2), 127–140.
- Hatzfeld, D.; Molnar, P. (2010). *Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications*. *Reviews of Geophysics*, 48(2009), 1–48.
- Hermance, J. F. (1979). *The electrical conductivity of materials containing partial melt: A simple model from Archie's law*. *Geophysical Research Letters*, 6(7), 613–616.

- Hildebrand, P. R.; Noble, S. R.; Searle, M. P.; Parrish, R. R.; Shakirullah (1998). *Tectonic significance of 24 Ma crustal melting in the eastern Hindu Kush, Pakistan*. *Geology*, 26(10), 871–874.
- HimaTibetMap-1.1 (2011). *University of Kansas (US), Geologic Data in Tibet*. <https://documents.ku.edu/collaboration/Geologic%20Data%20in%20Tibet/HimaTibetMap-1.1/>.
- Hochstein, M.; Regenauer-Lieb, K. (1998). *Heat generation associated with collision of two plates: the Himalayan geothermal belt*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(1-2), 75–92.
- Hodges, K. (2006). *A synthesis of the Channel Flow-Extrusion hypothesis as developed for the Himalayan-Tibetan orogenic system*. Geological Society, London, Special Publications, 268(1), 71–90.
- Holness, M. (1998). *Contrasting rock permeability in the aureole of the Ballachulish igneous complex, Scottish Highlands: the influence of surface energy?* *Contributions to mineralogy and petrology*, 131(1), 86–94.
- Holness, M. B. (1992). *Equilibrium dihedral angles in the system quartz-CO₂-H₂O-NaCl at 800° C and 1–15 kbar: the effects of pressure and fluid composition on the permeability of quartzites*. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(1), 171–184.
- Holness, M. B. (1993). *Temperature and pressure dependence of quartz-aqueous fluid dihedral angles: the control of adsorbed H₂O on the permeability of quartzites*. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(3), 363–377.
- Huff, T. A.; Nabelek, P. I. (2007). *Production of carbonic fluids during metamorphism of graphitic pelites in a collisional orogen—An assessment from fluid inclusions*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(20), 4997–5015.
- Huizenga, J.-M. (2011). *Thermodynamic modelling of a cooling C–O–H fluid–graphite system: implications for hydrothermal graphite precipitation*. *Mineralium Deposita*, 46(1), 23–33.
- Hunter, J. D. (2007). *Matplotlib: A 2D graphics environment*. *Computing In Science & Engineering*, 9(3), 90–95.
- Hyndman, R.; Hyndman, D. (1968). *Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust*. *Earth and Planetary Science Letters*, 4(6), 427–432.
- Hyndman, R.; Shearer, P. (1989). *Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results*. *Geophysical Journal International*, 98(2), 343–365.
- Ischuk, A.; Bendick, R.; Rybin, A.; Molnar, P.; Khan, S. F.; Kuzikov, S.; Mohadjer, S.; Saydullaev, U.; Ilyasova, Z.; Schelochkov, G. et al. (2013). *Kinematics of the Pamir and Hindu Kush regions from GPS geodesy*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1–9.

- Israil, M.; Tyagi, D. K.; Gupta, P. K.; Niwas, S. (2008). *Magnetotelluric investigations for imaging electrical structure of Garhwal Himalayan corridor, Uttarakhand, India*. *Journal of Earth System Science*, 117(3), 189–200.
- Jamieson, R. A.; Unsworth, M. J.; Harris, N. B. W.; Rosenberg, C. L.; Schulmann, K. (2011). *Crustal Melting and the Flow of Mountains*. *Elements*, 7(4), 253–260.
- Jiracek, G. R. (1990). *Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction*. *Surveys in Geophysics*, 11(2-3), 163–203.
- Jiracek, G. R.; Gonzalez, V. M.; Grant Caldwell, T.; Wannamaker, P. E.; Kilb, D. (2003). *Seismogenic, electrically conductive, and fluid zones at continental plate boundaries in New Zealand, Himalaya, and California*. *Geophysical Monograph Series*, 175, 347–369.
- Jödicke, H.; Kruhl, J. H.; Ballhaus, C.; Giese, P.; Untiedt, J. (2004). *Syngenetic, thin graphite-rich horizons in lower crustal rocks from the Serre San Bruno, Calabria (Italy), and implications for the nature of high-conducting deep crustal layers*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 141(1), 37–58.
- John, T.; Gussone, N.; Podladchikov, Y. Y.; Bebout, G. E.; Dohmen, R.; Halama, R.; Klemm, R.; Magna, T.; Seitz, H.-M. (2012). *Volcanic arcs fed by rapid pulsed fluid flow through subducting slabs*. *Nature Geoscience*, 5(7), 489–492.
- Jolivet, L.; Raimbourg, H.; Labrousse, L.; Avigad, D.; Leroy, Y.; Austrheim, H.; Andersen, T. B. (2005). *Softening triggered by eclogitization, the first step toward exhumation during continental subduction*. *Earth and Planetary Science Letters*, 237(3-4), 532–547.
- Jones, A. G. (1992). *Electrical conductivity of the continental lower crust*. *Continental Lower Crust* (Kapitel 3, 81–143), editiert durch D. M. Fountain, R. J. Arculus and R. W. Kay, publiziert durch Elsevier.
- Kind, R.; Yuan, X. (2010). *Seismic Images of the Biggest Crash on Earth*. *Science*, 329(5998), 1479–1480.
- King, J.; Harris, N.; Argles, T.; Parrish, R.; Zhang, H. (2011). *Contribution of crustal anatexis to the tectonic evolution of Indian crust beneath southern Tibet*. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 218–239.
- Klemperer, S. L. (2006). *Crustal flow in Tibet: geophysical evidence for the physical state of Tibetan lithosphere, and inferred patterns of active flow*. *Geological Society, London, Special Publications*, 268, 39–70.
- Klootwijk, C. T.; Gee, J. S.; Peirce, J. W.; Smith, G. M.; McFadden, P. L. (1992). *An early India-Asia contact: Paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121*. *Geology*, 20(5), 395–398.

- Kohn, M. J. (2008). *P-T-t data from central Nepal support critical taper and repudiate large-scale channel flow of the Greater Himalayan Sequence*. Geological Society of America Bulletin, 120(3-4), 259–273.
- Kosarev, G.; Kind, R.; Sobolev, S.; Yuan, X.; Hanka, W.; Oreshin, S. (1999). *Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet*. Science, 283(5406), 1306–1309.
- Koulakov, I. (2011). *High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travelttime data*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 116(B4).
- Krings, T. (2007). *The influence of Robust Statistics, Remote Reference, and Horizontal Magnetic Transfer Functions on data processing in Magnetotellurics*. Diplomarbeit, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany.
- Krystopowicz, N. J.; Currie, C. A. (2012). *Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens*. Earth and Planetary Science Letters.
- Kumar, P.; Yuan, X.; Kumar, M. R.; Kind, R.; Li, X.; Chadha, R. K. (2007). *The rapid drift of the Indian tectonic plate*. Nature, 449(7164), 894–897.
- Laporte, D.; Watson, E. B. (1995). *Experimental and theoretical constraints on melt distribution in crustal sources: the effect of crystalline anisotropy on melt interconnectivity*. Chemical Geology, 124(3), 161–184.
- Le Pape, F.; Jones, A. G.; Vozar, J.; Wenbo, W. (2012). *Penetration of crustal melt beyond the Kunlun Fault into northern Tibet*. Nature Geoscience, 5(5), 330–335.
- Leech, M. L. (2008). *Does the Karakoram fault interrupt mid-crustal channel flow in the western Himalaya?* Earth and Planetary Science Letters, 276(3), 314–322.
- Leech, M. L. (2009). *Reply to comment by M.P. Searle and R.J. Phillips (2009) and R.R. Parrish (2009) on: “Does the Karakoram fault interrupt mid-crustal channel flow in the western Himalaya?” by Mary L. Leech, Earth and Planetary Science Letters 276 (2008) 314–322*. Earth and Planetary Science Letters, 286(3–4), 592–595.
- Lemonnier, C.; Marquis, G.; Perrier, F.; Avouac, J.-P.; Chitrakar, G.; Kaffle, B.; Sapkota, S.; Gautam, U.; Tiwari, D.; Bano, M. (1999). *Electrical structure of the Himalaya of central Nepal: High conductivity around the mid-crustal ramp along the MHT*. Geophysical Research Letters, 26(21), 3261–3264.
- Lezaeta, P.; Haak, V. (2003). *Beyond magnetotelluric decomposition: Induction, current channeling, and magnetotelluric phases over 90°*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B6).

- Li, C.; van der Hilst, R. D.; Meltzer, A. S.; Engdahl, E. R. (2008). *Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma*. Earth and Planetary Science Letters, 274(1), 157–168.
- Li, S.; Unsworth, M. J.; Booker, J. R.; Wei, W.; Tan, H.; Jones, A. G. (2003). *Partial melt or aqueous fluid in the mid-crust of Southern Tibet? Constraints from INDEPTH magnetotelluric data*. Geophysical Journal International, 153(2), 289–304.
- Li, X.-P.; Zheng, Y.-F.; Wu, Y.-B.; Chen, F.; Gong, B.; Li, Y.-L. (2004). *Low-T eclogite in the Dabie terrane of China: petrological and isotopic constraints on fluid activity and radiometric dating*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 148(4), 443–470.
- Liou, J. G.; Tsujimori, T.; Zhang, R. Y.; Katayama, I.; Maruyama, S. (2004). *Global UHP Metamorphism and Continental Subduction/Collision: The Himalayan Model*. International Geology Review, 46(1), 1–27.
- Lohr, T.; Ratschbacher, L. (2001). *A short story about the geological history of the Pamir*. University of Mining and Technology Freiberg, Department of Tectonophysics. Studienarbeit.
- Lukens, C. E.; Carrapa, B.; Singer, B. S.; Gehrels, G. (2012). *Miocene exhumation of the Pamir revealed by detrital geothermochronology of Tajik rivers*. Tectonics, 31.
- Luque, F.; Rodas, M. (1999). *Constraints on graphite crystallinity in some Spanish fluid-deposited occurrences from different geologic settings*. Mineralium Deposita, 34(2), 215–219.
- Luque, F. J.; Crespo-Feo, E.; Barrenechea, J. F.; Ortega, L. (2012). *Carbon isotopes of graphite: Implications on fluid history*. Geoscience Frontiers, 3(2), 197–207.
- Luque del Villar, F. J.; Pasteris, J. D.; Wopenka, B.; Rodas, M.; Fernández Barrenechea, J. M. (1998). *Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation*. American Journal of Science, 298, 471–498.
- Mackie, R.; Madden, T.; Wannamaker, P. (1993). *Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations – Theory and comparisons to integral equation solutions*. Geophysics, 58(2), 215–226.
- Mahéo, G.; Guillot, S.; Blichert-Toft, J.; Rolland, Y.; Pêcher, A. (2002). *A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet*. Earth and Planetary Science Letters, 195(12), 45–58.
- Makovsky, Y.; Klemperer, S. L. (1999). *Measuring the seismic properties of Tibetan bright spots: Evidence for free aqueous fluids in the Tibetan middle crust*. Journal of Geophysical Research, 104(B5), 10795–10825.

- Malz, N.; Pfänder, J. A.; Hacker, L. R.; R, B. (2013). *Cretaceous-Cenozoic magmatism in the Pamir and a comparison with Tibet*. EGU General Assembly Conference Abstracts.
- Manning, C. E.; Shock, E. L.; Sverjensky, D. (2013). *The chemistry of carbon in aqueous fluids at crustal and uppermantle conditions: experimental and theoretical constraints*. *Rev Mineral Geochem*, 75, 109–148.
- Mareschal, M.; Fyfe, W. S.; Percival, J.; Chan, T. (1992). *Grain-boundary graphite in Kapuskasing gneisses and implications for lower-crustal conductivity*. *Nature*, 357(6380), 674–676.
- Marti, A.; Queralt, P.; Roca, E.; Ledo, J.; Galindo-Zaldivar, J. (2009). *Geodynamic implications for the formation of the Betic-Rif orogen from magnetotelluric studies*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Mattauer, M. (1986). *Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts*. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 37–50.
- Meade, C.; Jeanloz, R. (1991). *Deep-Focus Earthquakes and Recycling of Water into the Earth's Mantle*. *Science*, 252(5002), 68–72.
- Mechie, J.; Kind, R. (2013). *A model of the crust and mantle structure down to 700 km depth beneath the Lhasa to Golmud transect across the Tibetan plateau as derived from seismological data*. *Tectonophysics*, 606(0), 187–197. Special Issue derived from International Symposium on Deep Exploration into the Lithosphere, Beijing, November 2011.
- Mechie, J.; Sobolev, S.; Ratschbacher, L.; Babeyko, A. Y.; Bock, G.; Jones, A.; Nelson, K.; Solon, K.; Brown, L.; Zhao, W. (2004). *Precise temperature estimation in the Tibetan crust from seismic detection of the α - β quartz transition*. *Geology*, 32(7), 601–604.
- Mechie, J.; Yuan, X.; Schurr, B.; Schneider, F.; Sippl, C.; Ratschbacher, L.; Minaev, V.; Gadoev, M.; Oimahmadov, I.; Abdybachaev, U.; Moldobekov, B.; Orunbaev, S.; Negmatullaev, S. (2012). *Crustal and uppermost mantle velocity structure along a profile across the Pamir and southern Tien Shan as derived from project TIPAGE wide-angle seismic data*. *Geophysical Journal International*, 188(2), 385–407.
- Meqbel, N. (2009). *The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data*. Dissertation, Freie Universität Berlin, Germany.
- Meyer, B.; Tapponnier, P.; Bourjot, L.; Metivier, F.; Gaudemer, Y.; Peltzer, G.; Shunmin, G.; Zhitai, C. (1998). *Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau*. *Geophysical Journal International*, 135(1), 1–47.

- Mienseopust, M. P.; Queralt, P.; Jones, A. G. et al. (2013). *Magnetotelluric 3-D inversion—a review of two successful workshops on forward and inversion code testing and comparison*. *Geophysical Journal International*, 193(3), 1216–1238.
- Mohadjer, S.; Bendick, R.; Ischuk, A.; Kuzikov, S.; Kostuk, A.; Saydullaev, U.; Lodi, S.; Kakar, D. M.; Wasy, A.; Khan, M. A.; Molnar, P.; Bilham, R.; Zubovich, A. V. (2010). *Partitioning of India-Eurasia convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS measurements*. *Geophysical Research Letters*, 37(4), 1–6.
- Molnar, P.; Gray, D. (1979). *Subduction of continental lithosphere: Some constraints and uncertainties*. *Geology*, 7(1), 58–62.
- Molnar, P.; Stock, J. M. (2009). *Slowing of India’s convergence with Eurasia since 20 Ma and its implications for Tibetan mantle dynamics*. *Tectonics*, 28(3).
- Molnar, P.; Tapponnier, P. (1975). *Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision*. *Science*, 189(4201), 419–426.
- Monteiro Santos, F. A.; Mateus, A.; Almeida, E. P.; Pous, J.; Mendes-Victor, L. A. (2002). *Are some of the deep crustal conductive features found in SW Iberia caused by graphite?* *Earth and Planetary Science Letters*, 201(2), 353–367.
- Muñoz, G.; Ritter, O. (2013). *Pseudo-remote reference processing of magnetotelluric data: a fast and efficient data acquisition scheme for local arrays*. *Geophysical Prospecting*, 61, 300–316.
- Nábělek, J.; Hetényi, G.; Vergne, J.; Sapkota, S.; Kafle, B.; Jiang, M.; Su, H.; Chen, J.; Huang, B.-S. et al. (2009). *Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment*. *Science*, 325(5946), 1371–1374.
- Najman, Y.; Appel, E.; Boudagher-Fadel, M.; Bown, P.; Carter, A.; Garzanti, E.; Godin, L.; Han, J.; Liebke, U.; Oliver, G. et al. (2010). *Timing of India-Asia collision: Geological, biostratigraphic, and palaeomagnetic constraints*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 115(B12).
- Negredo, A. M.; Replumaz, A.; Villaseñor, A.; Guillot, S. (2007). *Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir-Hindu Kush region*. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(1-2), 212–225.
- Nelson, K. D.; Zhao, W.; Brown, L. D.; Kuo, J.; Che, J.; Liu, X.; Klemperer, S. L.; Makovsky, Y.; Meissner, R.; Mechie, J.; Kind, R.; Wenzel, F.; Ni, J.; Nabelek, J.; Leshou, C.; Tan, H.; Wei, W.; Jones, A.; Booker, J.; Unsworth, M.; Kidd, W.; Hauck, M.; Alsdorf, D.; Ross, a.; Cogan, M.; Wu, C.; Sandvol, E.; Edwards, M. (1996). *Partially Molten Middle Crust Beneath Southern Tibet: Synthesis of Project INDEPTH Results*. *Science*, 274(5293), 1684–1688.
- Nesbitt, B. E. (1993). *Electrical resistivities of crustal fluids*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4301–4310.

- Newton, R. C. (1989). *Metamorphic fluids in the deep crust*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 17, 385.
- Nover, G. (2005). *Electrical Properties of Crustal and Mantle Rocks – A Review of Laboratory Measurements and their Explanation*. Surveys in Geophysics, 26(5), 593–651.
- Olhoeft, G. (1981). *Electrical properties of rocks*. Physical properties of rocks and minerals, 2, 257–297.
- Orange, A. S. (1989). *Magnetotelluric Exploration for Hydrocarbons*. Proceedings of the IEEE, 77(2), 287–317.
- Oreshin, S.; Kiselev, S.; Vinnik, L.; Surya Prakasam, K.; Rai, S. S.; Makeyeva, L.; Savvin, Y. (2008). *Crust and mantle beneath western Himalaya, Ladakh and western Tibet from integrated seismic data*. Earth and Planetary Science Letters, 271(1), 75–87.
- Park, S. K.; Mackie, R. L. (2000). *Resistive (dry?) lower crust in an active orogen, Nanga Parbat, northern Pakistan*. Tectonophysics, 316(3), 359–380.
- Parrish, R. R. (2009). *Comment on: “Does the Karakoram fault interrupt mid-crustal channel flow in the western Himalaya?” by Mary L. Leech, Earth and Planetary Science Letters 276 (2008) 314–322*. Earth and Planetary Science Letters, 286(3–4), 586–588.
- Pashkov, B. R.; Budanov, V. I. (1990). *The tectonics of the intersection between the Southeastern and Southwestern Pamirs (in Russian)*. Geotektonika, 3, 70–79.
- Patriat, P.; Achache, J. (1984). *India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates*. Nature, 311(5987), 615–621.
- Patro, P. K.; Harinarayana, T. (2009). *Deep geoelectric structure of the Sikkim Himalayas (NE India) using magnetotelluric studies*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 173(1-2), 171–176.
- Pavlis, G. L.; Das, S. (2000). *The Pamir-Hindu Kush seismic zone as a strain marker for flow in the upper mantle*. Tectonics, 19(1), 103–115.
- Pearson, D.; Boyd, F.; Haggerty, S.; Pasteris, J.; Field, S.; Nixon, P.; Pokhilenko, N. (1994). *The characterisation and origin of graphite in cratonic lithospheric mantle: a petrological carbon isotope and Raman spectroscopic study*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 115(4), 449–466.
- Pegler, G.; Das, S. (1998). *An enhanced image of the Pamir-Hindu Kush seismic zone from relocated earthquake hypocentres*. Geophysical Journal International, 134(2), 573–595.

- Pham, V. N.; Boyer, D.; Therme, P.; Yuan, X. C.; Li, L.; Jin, G. Y. (1986). *Partial melting zones in the crust in southern Tibet from magnetotelluric results*. *Nature*, 319(6051), 310–314.
- Popov, A. A.; Sobolev, S. V. (2008). *SLIM3D: A tool for three-dimensional thermo mechanical modeling of lithospheric deformation with elasto-visco-plastic rheology*. *Physics of the earth and planetary interiors*, 171(1-4, Sp. Iss. SI), 55–75.
- Powell, C. M.; Roots, S. R.; Veevers, J. J. (1988). *Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean*. *Tectonophysics*, 155, 261–283.
- Presnall, D.; Simmons, C.; Porath, H. (1972). *Changes in electrical conductivity of a synthetic basalt during melting*. *Journal of Geophysical Research*, 77(29), 5665–5672.
- Priestley, K.; Debayle, E.; McKenzie, D.; Pilidou, S. (2006). *Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 111(B10).
- Reeves, C.; De Wit, M. (2000). *Making ends meet in Gondwana: retracing the transforms of the Indian Ocean and reconnecting continental shear zones*. *Terra Nova*, 12(6), 272–280.
- Regenauer-Lieb, K.; Yuen, D. A.; Branlund, J. (2001). *The initiation of subduction: criticality by addition of water?* *Science*, 294(5542), 578–580.
- Reigber, C.; Michel, G.; Galas, R.; Angermann, D.; Klotz, J.; Chen, J.; Papschev, A.; Arslanov, R.; Tzurkov, V.; Ishanov, M. (2001). *New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia*. *Earth and Planetary Science Letters*, 191(1), 157–165.
- Replumaz, A.; Tapponnier, P. (2003). *Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 108(B6).
- Revil, A.; Darot, M.; Pezard, P. (1996). *From surface electrical properties to spontaneous potentials in porous media*. *Surveys in geophysics*, 17(3), 331–346.
- Rikitake, T. (1951). *Changes in Earth Current and their Relations to the Electrical State of the Earth's Crust*. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 29, 271–276.
- Ritter, O.; Junge, A.; Dawes, G. (1998). *New equipment and processing for magnetotelluric remote reference observations*. *Geophysical Journal International*, 132(3), 535–548.
- Ritter, O.; Haak, V.; Rath, V.; Stein, E.; Stiller, M. (1999). *Very high electrical conductivity beneath the Münchberg Gneiss area in Southern Germany: implications for horizontal transport along shear planes*. *Geophysical Journal International*, 139(1), 161–170.

- Ritter, O.; Ryberg, T.; Weckmann, U.; Hoffmann-Rothe, A.; Abueladas, A.; Garfunkel, Z.; Group, D. R. (2003). *Geophysical images of the Dead Sea Transform in Jordan reveal an impermeable barrier for fluid flow*. *Geophysical Research Letters*, 30(14).
- Ritter, O.; Hoffmann-Rothe, A.; Bedrosian, P.; Weckmann, U.; Haak, V. (2005). *Electrical conductivity images of active and fossil fault zones*. Geological Society, London, Special Publications, 245(1), 165–186.
- Roberts, J. J.; Tyburczy, J. A. (1999). *Partial-melt electrical conductivity: Influence of melt composition*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4), 7055–7065.
- Roberts, J. N.; Schwartz, L. M. (1985). *Grain consolidation and electrical conductivity in porous media*. *Phys. Rev. B*, 31, 5990–5997.
- Robinson, A. C.; Yin, a.; Manning, C. E.; Harrison, T. M.; Zhang, S.-H.; Wang, X.-F. (2007). *Cenozoic evolution of the eastern Pamir: Implications for strain-accommodation mechanisms at the western end of the Himalayan-Tibetan orogen*. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7-8), 882–896.
- Robinson, A. C.; Ducea, M.; Lapen, T. J. (2012). *Detrital zircon and isotopic constraints on the crustal architecture and tectonic evolution of the northeastern Pamir*. *Tectonics*, 31.
- Rodi, W.; Mackie, R. L. (2001). *Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion*. *Geophysics*, 66(1), 174–187.
- Rosenberg, C.; Handy, M. (2005). *Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust*. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(1), 19–28.
- Rosenberg, C.; Medvedev, S.; Handy, M. (2007). *Effects of melting on faulting and continental deformation*. In: *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*, edited by Handy, R., Hirth, G., and Hovius, N., Report of the 95th Dahlem Workshop on the dynamics of fault zones, Berlin, 2005, published by the Massachusetts Institute of Technology and the Freie Universität Berlin.
- Royden, L. H. (1996). *Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust*. *Journal of Geophysical Research*, 101(B8), 17679–17705.
- Royden, L. H. (1997). *Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet*. *Science*, 276(5313), 788–790.
- Royden, L. H.; Burchfiel, B. C.; van der Hilst, R. D. (2008). *The Geological Evolution of the Tibetan Plateau*. *Science*, 321(5892), 1054–1058.

- Rutte, D.; Stearns, M.; Ratschbacher, L. (2013). *The eastern Central Pamir Gneiss Domes: temporal and spatial geometry of burial and exhumation*. EGU General Assembly Conference Abstracts, Ausgabe 15, 6090.
- Schilling, F. R.; Partzsch, G. M.; Brasse, H.; Schwarz, G. (1997). *Partial melting below the magmatic arc in the central Andes deduced from geoelectromagnetic field experiments and laboratory data*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 103(1), 17–31.
- Schmeling, H. (1986). *Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic and electrical properties of rocks. Part II: electrical conductivity*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 43(2), 123–136.
- Schmidt, J.; Hacker, B. R.; Ratschbacher, L.; Stübner, K.; Stearns, M.; Kylander-Clark, A.; Cottle, J. M.; Alexander, A.; Webb, G.; Gehrels, G.; Minaev, V. (2011). *Cenozoic deep crust in the Pamir*. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(3-4), 411–421.
- Schneider, F. M.; Yuan, X.; Schurr, B.; Mechie, J.; Sippl, C.; Haberland, C.; Minaev, V.; Oimahmadov, I.; Gadoev, M.; Radjabov, N.; Abdybachaev, U.; Orunbaev, S.; Negmatullaev, S. (2013). *Seismic imaging of subducting continental lower crust beneath the Pamir*. *Earth and Planetary Science Letters*, 375(0), 101–112.
- Schoenbohm, L. M.; Burchfiel, B. C.; Chen Liangzhong (2006). *Propagation of surface uplift, lower crustal flow, and Cenozoic tectonics of the southeast margin of the Tibetan Plateau*. *Geology*, 34(10), 813–816.
- Schwab, M.; Ratschbacher, L.; Siebel, W.; McWilliams, M.; Minaev, V.; Lutkov, V.; Chen, F.; Stanek, K.; Nelson, B.; Frisch, W. et al. (2004). *Assembly of the Pamirs: Age and origin of magmatic belts from the southern Tien Shan to the southern Pamirs and their relation to Tibet*. *Tectonics*, 23(4).
- Searle, M.; Phillips, R. (2009). *Comment on: “Does the Karakoram fault interrupt mid-crustal channel flow in the western Himalaya?” by Mary L. Leech*, *Earth and Planetary Science Letters* 276 (2008) 314–322. *Earth and Planetary Science Letters*, 286(3–4), 589–591.
- Searle, M.; Law, R.; Jessup, M. (2006). *Crustal structure, restoration and evolution of the Greater Himalaya in Nepal-South Tibet: implications for channel flow and ductile extrusion of the middle crust*. Geological Society, London, Special Publications, 268(1), 355–378.
- Searle, M.; Cottle, J.; Streule, M.; Waters, D. (2009). *Crustal melt granites and migmatites along the Himalaya: melt source, segregation, transport and granite emplacement mechanisms*. *Earth and environmental science transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1), 219.

- Searle, M. P.; Godin, L. (2003). *The south Tibetan detachment and the Manaslu Leucogranite: A structural reinterpretation and restoration of the Annapurna-Manaslu Himalaya, Nepal*. *The Journal of geology*, 111(5), 505–523.
- Searle, M. P.; Tirrul, R. (1991). *Structural and thermal evolution of the Karakoram crust*. *Journal of the Geological Society*, 148(1), 65–82.
- Searle, M. P.; Stephenson, B.; Walker, J.; Walker, C. (2007). *Restoration of the Western Himalaya: implications for metamorphic protoliths, thrust and normal faulting, and channel flow models*. *Episodes*, 30(4), 242.
- Shankland, T. J.; Waff, H. S. (1977). *Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle*. *Journal of Geophysical Research*, 82(33), 5409–5417.
- Shapiro, N. M.; Ritzwoller, M. H.; Molnar, P.; Levin, V. (2004). *Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy*. *Science*, 305(5681), 233–236.
- Simpson, F.; Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Sippl, C. (2012). *Shallow and deep structure of the Pamir-Hindu Kush region from local seismic data*. Dissertation, Freie Universität Berlin, Germany.
- Sippl, C.; Schurr, B.; Mechie, J.; Yuan, X.; Schneider, F. M.; Gadoev, M.; Orunbaev, S.; Oimahmadov, I.; Haberland, C.; Abdybachaev, U.; Minaev, V.; Negmatullaev, S.; Radjabov, N. (2013a). *Geometry of the Pamir-Hindu Kush intermediate-depth earthquake zone from local seismic data*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(4), 1438–1457.
- Sippl, C.; Schurr, B.; Tjypel, J.; Angiboust, S.; Mechie, J.; Yuan, X.; Schneider, F.; Sobolev, S.; Ratschbacher, L.; Haberland, C. (2013b). *Deep burial of Asian continental crust beneath the Pamir imaged with local earthquake tomography*. *Earth and Planetary Science Letters*, 384(0), 165–177.
- Sobel, E. R.; Dumitru, T. A. (1997). *Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision*. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3), 5043.
- Sobel, E. R.; Schoenbohm, L. M.; Chen, J.; Thiede, R.; Stockli, D. F.; Sudo, M.; Strecker, M. R. (2011). *Late Miocene–Pliocene deceleration of dextral slip between Pamir and Tarim: Implications for Pamir orogenesis*. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3–4), 369–378.
- Sobel, E. R.; Chen, J.; Schoenbohm, L. M.; Thiede, R.; Stockli, D. F.; Sudo, M.; Strecker, M. R. (2013). *Oceanic-style subduction controls late Cenozoic deformation of the Northern Pamir orogen*. *Earth and Planetary Science Letters*, 363(0), 204–218.

- Solon, K. D.; Jones, A. G.; Nelson, K. D.; Unsworth, M. J.; Kidd, W. F.; Wei, W.; Tan, H.; Jin, S.; Deng, M.; Booker, J. et al. (2005). *Structure of the crust in the vicinity of the Banggong-Nujiang suture in central Tibet from INDEPTH magnetotelluric data*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 110(B10).
- Soyer, W.; Unsworth, M. (2006). *Deep electrical structure of the northern Cascadia (British Columbia, Canada) subduction zone: Implications for the distribution of fluids*. *Geology*, 34(1), 53–56.
- Spratt, J. E.; Jones, A. G.; Nelson, K. D.; Unsworth, M. J. (2005). *Crustal structure of the India–Asia collision zone, southern Tibet, from INDEPTH MT investigations*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1-3), 227–237.
- Stearns, M.; Hacker, B.; Ratschbacher, L.; Lee, J.; Cottle, J.; Kylander-Clark, A. (2013). *Synchronous Oligocene-Miocene metamorphism of the Pamir and North Himalaya driven by plate-scale dynamics*. *Geology*, 41(10), 1071–1074.
- Strecker, M.; Frisch, W.; Hamburger, M.; Ratschbacher, L.; Semiletkin, S.; Zamoruyev, A.; Sturchio, N. (1995). *Quaternary deformation in the eastern Pamirs, Tadjikistan and Kyrgyzstan*. *Tectonics*, 14(5), 1061–1079.
- Strecker, M. R.; Hilley, G. E.; Arrowsmith, J. R.; Coutand, I. (2003). *Differential structural and geomorphic mountain-front evolution in an active continental collision zone: The northwest Pamir, southern Kyrgyzstan*. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 166–181.
- Stübner, K.; Ratschbacher, L.; Rutte, D.; Stanek, K.; Minaev, V.; Wiesinger, M.; Gloaguen, R.; Project TIPAGE members (2013a). *The giant Shakh-dara migmatitic gneiss dome, Pamir, India-Asia collision zone: 1. Geometry and kinematics*. *Tectonics*, 32(4), 948–979.
- Stübner, K.; Ratschbacher, L.; Weise, C.; Chow, J.; Hofmann, J.; Khan, J.; Rutte, D.; Sperner, B.; Pfänder, J. A.; Hacker, B. R.; Dunkl, I.; Tichomirowa, M.; Stearns, M. A.; Project TIPAGE members (2013b). *The giant Shakh-dara migmatitic gneiss dome, Pamir, India-Asia collision zone: 2. Timing of dome formation*. *Tectonics*, 1–28.
- Styron, R.; Taylor, M.; Okoronkwo, K. (2010). *Database of active structures from the Indo-Asian collision*. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 91(20), 181–182.
- Swift, C. M. (1967). *A Magnetotelluric Investigation of an Electrical Conductivity Anomaly in the Southwestern United States*. Dissertation, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, USA.
- Tao, W.; Shen, Z. (2008). *Heat flow distribution in Chinese continent and its adjacent areas*. *Progress in Natural Science*, 18(7), 843–849.

- Tapponnier, P.; Molnar, P. (1979). *Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B7), 3425–3459.
- Tapponnier, P.; Zhiqin, X.; Roger, F.; Meyer, B.; Arnaud, N.; Wittlinger, G.; Jingsui, Y. (2001). *Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau*. Science, 294(5547), 1671–7.
- ten Grotenhuis, S. M.; Drury, M. R.; Spiers, C. J.; Peach, C. J. (2005). *Melt distribution in olivine rocks based on electrical conductivity measurements*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 110(B12).
- Thomas, J.-C.; Perroud, H.; Cobbold, P.; Bazhenov, M.; Burtman, V.; Chauvin, A.; Sadybakasov, E. (1993). *A paleomagnetic study of Tertiary formations from the Kyrgyz Tien-Shan and its tectonic implications*. Journal of geophysical research, 98(B6), 9571–9589.
- Tietze, K.; Ritter, O. (2013). *Three-dimensional magnetotelluric inversion in practice—the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California*. Geophysical Journal International, 195(1), 130–147.
- Tikhonov, A. N. (1950). *On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust*. Sov. Math. Dokl, Ausgabe 2, 295–297.
- Tilman, F.; Ni, J.; INDEPTH III Seismic Team (2003). *Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath central Tibet*. Science, 300(5624), 1424–1427.
- Tyburczy, J. A.; Waff, H. S. (1983). *Electrical conductivity of molten basalt and andesite to 25 kilobars pressure: Geophysical significance and implications for charge transport and melt structure*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 88(B3), 2413–2430.
- Tympel, J.; Sobolev, S. (2013). *Effects of rheology and composition during collision of India and Eurasia*. Manuscript in preparation.
- Unsworth, M. (2010). *Magnetotelluric Studies of Active Continent–Continent Collisions*. Surveys in Geophysics, 31(2), 137–161.
- Unsworth, M.; Wei, W. B.; Jones, A.; Li, S. H.; Bedrosian, P.; Booker, J.; Sheng, J.; Deng, M.; Tan, H. D. (2004). *Crustal and upper mantle structure of northern Tibet imaged with magnetotelluric data*. Journal of Geophysical Research, 109.
- Unsworth, M. J.; Jones, A. G.; Wei, W.; Marquis, G.; Gokarn, S. G.; Spratt, J. E.; Bedrosian, P.; Booker, J.; Leshou, C.; Clarke, G.; Shenghui, L.; Chanhong, L.; Ming, D.; Sheng, J.; Solon, K.; Handong, T.; Ledo, J.; Roberts, B. (2005). *Crustal rheology of the Himalaya and Southern Tibet inferred from magnetotelluric data*. Nature, 438(7064), 78–81.

- Vacher, P.; Souriau, A. (2001). *A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constraints*. *Geophysical Journal International*, 145(2), 460–470.
- Van der Voo, R.; Spakman, W.; Bijwaard, H. (1999). *Tethyan subducted slabs under India*. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(1), 7–20.
- van Hinsbergen, D. J.; Lippert, P. C.; Dupont-Nivet, G.; McQuarrie, N.; Doubrovine, P. V.; Spakman, W.; Torsvik, T. H. (2012a). *Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia*. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(20), 7659–7664.
- van Hinsbergen, D. J.; Lippert, P. C.; Dupont-Nivet, G.; Kapp, P.; DeCelles, P. G.; Torsvik, T. H.; Ali, J. (2012b). *Reply to comment by Ali and Aitchison on “Restoration of Cenozoic deformation in Asia, and the size of Greater India”*. *Tectonics*, 31(4).
- van Hinsbergen, D. J.; Lippert, P. C.; Dupont-Nivet, G.; McQuarrie, N.; Doubrovine, P. V.; Spakman, W.; Torsvik, T. H. (2012c). *Reply to Aitchison and Ali: Reconciling Himalayan ophiolite and Asian magmatic arc records with a two-stage India-Asia collision model*. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, 109(40), E2646.
- van Hinsbergen, D. J. J.; Kapp, P.; Dupont-Nivet, G.; Lippert, P. C.; DeCelles, P. G.; Torsvik, T. H. (2011). *Restoration of Cenozoic deformation in Asia and the size of Greater India*. *Tectonics*, 30(5), 1–31.
- Vanderhaeghe, O.; Medvedev, S.; Fullsack, P.; Beaumont, C.; Jamieson, R. (2003). *Evolution of orogenic wedges and continental plateaux: insights from crustal thermal-mechanical models overlying subducting mantle lithosphere*. *Geophysical Journal International*, 153(1), 27–51.
- Vergne, J.; Wittlinger, G.; Hui, Q.; Tapponnier, P.; Poupinet, G.; Mei, J.; Herquel, G.; Paul, A. (2002). *Seismic evidence for stepwise thickening of the crust across the NE Tibetan plateau*. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 25–33.
- Viskupic, K.; Hodges, K. V.; Bowring, S. A. (2005). *Timescales of melt generation and the thermal evolution of the Himalayan metamorphic core, Everest region, eastern Nepal*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(1), 1–21.
- Vlasov, N. G.; Dyakov, Y. A.; Cherev, E. S. (1991). *Geological map of the Tajik SSR and adjacent territories, 1:500,000*. Vsesojuznyj Geol. Inst. Leningrada (Saint Petersburg).
- Waff, H. S. (1974). *Theoretical considerations of electrical conductivity in a partially molten mantle and implications for geothermometry*. *Journal of Geophysical Research*, 79(26), 4003–4010.

- Wang, Q.; Zhang, P.-Z.; Freymueller, J. T.; Bilham, R.; Larson, K. M.; Lai, X.; You, X.; Niu, Z.; Wu, J.; Li, Y. et al. (2001). *Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements*. *science*, 294(5542), 574–577.
- Wang, Q.; Chung, S.-L.; Li, X.-H.; Wyman, D.; Li, Z.-X.; Sun, W.-D.; Qiu, H.-N.; Liu, Y.-S.; Zhu, Y.-T. (2012). *Crustal Melting and Flow beneath Northern Tibet: Evidence from Mid-Miocene to Quaternary Strongly Peraluminous Rhyolites in the Southern Kunlun Range*. *Journal of Petrology*, 53(12), 2523–2566.
- Wang, Y. (2001). *Heat flow pattern and lateral variations of lithosphere strength in China mainland: constraints on active deformation*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 126, 121–146.
- Watanabe, T.; Kurita, K. (1993). *The relationship between electrical conductivity and melt fraction in a partially molten simple system: Archie's law behavior*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 78(1–2), 9–17.
- Watson, E. B.; Brenan, J. M. (1987). *Fluids in the lithosphere, 1. Experimentally-determined wetting characteristics of CO₂-H₂O fluids and their implications for fluid transport, host-rock physical properties, and fluid inclusion formation*. *Earth and Planetary Science Letters*, 85(4), 497–515.
- Weckmann, U.; Ritter, O.; Haak, V. (2003). *A magnetotelluric study of the Damara Belt in Namibia: 2. MT phases over 90 reveal the internal structure of the Waterberg Fault/Omaruru Lineament*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138(2), 91–112.
- Weckmann, U.; Magunia, A.; Ritter, O. (2005). *Effective noise separation for magnetotelluric single site data processing using a frequency domain selection scheme*. *Geophysical Journal International*, 161(3), 635–652.
- Wei, W. (2001). *Detection of Widespread Fluids in the Tibetan Crust by Magnetotelluric Studies*. *Science*, 292(5517), 716–719.
- Wei, W.; Jin, S.; Ye, G.; Deng, M.; Tan, H.; Unsworth, M.; Booker, J.; Jones, A. G.; Li, S. (2007). *Features of faults in the central and northern Tibetan plateau based on results of INDEPTH (III)-MT*. *Frontiers of Earth Science in China*, 1(1), 121–128.
- Whitney, D. L.; Teyssier, C.; Rey, P. F. (2009). *The consequences of crustal melting in continental subduction*. *Lithosphere*, 1(6), 323–327.
- Willems, H.; Zhou, Z.; Zhang, B.; Gräfe, K.-U. (1996). *Stratigraphy of the Upper Cretaceous and lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China)*. *Geologische Rundschau*, 85(4), 723–754.
- Worzewski, T.; Jegen, M.; Kopp, H.; Brasse, H.; Castillo, W. T. (2010). *Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone*. *Nature Geoscience*, 4(2), 108–111.

- Xiao, Q.; Zhao, G.; Dong, Z. (2011). *Electrical resistivity structure at the northern margin of the Tibetan Plateau and tectonic implications*. Journal of Geophysical Research, 116(B12), 1–14.
- Xu, L.; Rondenay, S.; van der Hilst, R. D. (2007). *Structure of the crust beneath the southeastern Tibetan Plateau from teleseismic receiver functions*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 165(3-4), 176–193.
- Yang, X.; Jin, Z.; Ernst, H.; Schilling, F.; Bernd, W. (2001). *Experimental study on dehydration melting of natural biotite-plagioclase gneiss from High Himalayas and implications for Himalayan crust anatexis*. Chinese Science Bulletin, 46(10), 867–871.
- Yao, H.; Beghein, C.; Van Der Hilst, R. D. (2008). *Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis–II. Crustal and upper-mantle structure*. Geophysical Journal International, 173(1), 205–219.
- Ye, G.; Sheng, J.; Wenbo, W.; Unsworth, M. (2007). *Research of the Conductive Structure of Crust and the Upper Mantle beneath the South-Central Tibetan Plateau*. Journal of China University of Geosciences, 18(4), 334–343.
- Yin, A. (2010). *Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis*. Tectonophysics, 488(1–4), 293–325.
- Yin, A.; Harrison, T. M. (2000). *Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 28, 211–280.
- Zahirovic, S.; Müller, R. D.; Seton, M.; Flament, N.; Gurnis, M.; Whittaker, J. (2012). *Insights on the kinematics of the India-Eurasia collision from global geodynamic models*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 13(4).
- Zhang, P.-Z.; Shen, Z.; Wang, M.; Gan, W.; Bürgmann, R.; Molnar, P.; Wang, Q.; Niu, Z.; Sun, J.; Wu, J.; Hanrong, S.; Xinzhao, Y. (2004). *Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data*. Geology, 32(9), 809.
- Zhang, Z.; Deng, Y.; Teng, J.; Wang, C.; Gao, R.; Chen, Y.; Fan, W. (2011). *An overview of the crustal structure of the Tibetan plateau after 35 years of deep seismic soundings*. Journal of Asian Earth Sciences, 40(4), 977–989.
- Zhao, W.; Kumar, P.; Mechie, J.; Kind, R.; Meissner, R.; Wu, Z.; Shi, D.; Su, H.; Xue, G.; Karplus, M. et al. (2011). *Tibetan plate overriding the Asian plate in central and northern Tibet*. Nature geoscience, 4(12), 870–873.
- Zheng, Y.-F. (2012). *Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones*. Chemical Geology, 328(0), 5–48.
- Zhu, D.-C.; Zhao, Z.-D.; Niu, Y.; Mo, X.-X.; Chung, S.-L.; Hou, Z.-Q.; Wang, L.-Q.; Wu, F.-Y. (2011). *The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth*. Earth and Planetary Science Letters, 301(1), 241–255.

Zubovich, A. V.; Wang, X.-Q.; Scherba, Y. G.; Schelochkov, G. G.; Reilinger, R.; Reigber, C.; Mosienko, O. I.; Molnar, P.; Michajljow, W.; Makarov, V. I.; Li, J.; Kuzikov, S. I.; Herring, T.; Hamburger, M. W.; Hager, B. H.; Dang, Y.-M.; Bragin, V. D.; Beisenbaev, R. T. (2010). *GPS velocity field for the Tien Shan and surrounding regions*. *Tectonics*, 29.

Anhang

Daten und Modellantwort

Auf folgenden Seiten werden ausgewählte gemessene Übertragungsfunktionen aller MT-TIPAGE-Stationen (Punkte) sowie die entsprechende Antwort von zwei 2D-Modellen und einem 3D-Modell (Linien) dargestellt. In den Abbildungen werden die Daten einer Station in drei Diagrammen dargestellt, wobei aus Platzgründen die Achsenbeschriftungen weggelassen wurden. Die Achseneinteilung und die Daten jedes einzelnen Diagramms folgen einer üblichen Darstellungsweise von MT-Daten, wie sie auch für die im Hauptteil gezeigten Übertragungsfunktionen verwendet wurde, z. B. in Abbildung 5.2.5.

Im oberen Bereich befindet sich jeweils der Stationsname. Die Abzisse aller Diagramme bildet die Periodenlänge T in Sekunden, wobei die Achse logarithmisch eingeteilt ist zwischen 10^{-3} s und 10^4 s. Die Ordinate der oberen Diagramme zeigt den scheinbaren elektrischen Widerstand ρ_a , mit einer logarithmischen Einteilung der Achse zwischen 10^0 und $10^4 \Omega\text{m}$. Die Ordinate des mittleren Diagramms jeder Station bildet die Phase φ ab, linear eingeteilt zwischen 0° und 90° . Das untere, etwas schmalere Diagramm zeigt jeweils den Verlauf der VMTF T_y an, die Ordinate ist linear eingeteilt zwischen $-0,4$ und $+0,4$. Bei der Farbcodierung ist ebenfalls das aus dem Hauptteil bekannte System beibehalten: In den oberen beiden Diagrammen sind ρ_{axy} und φ_{xy} rot dargestellt (entspricht im Fall rotierter 2D-Daten der TE-Mode). ρ_{ayx} und φ_{yx} (in 2D die TM-Mode) tragen die Farbe Blau. Im Fall der VMTF T_y ist $\text{Re}(T_y)$ rot und $\text{Im}(T_y)$ blau gezeichnet.

Die beiden Abbildungen 0.1 (Stationen 000–178) und 0.2 (Stationen 180–354) zeigen als Linien die Modellantwort des 2D-Modells mit einem größeren Gitter (Abb. 5.2.4 auf S. 76). Abbildungen 0.3 und 0.4 enthalten die Modellantwort des hoch aufgelösten, favorisierten 2D-Modell aus Abbildung 5.2.10 auf Seite 82. Schließlich zeigen die Abbildungen 0.5 und 0.6 die Modellantwort des 3D-Modells, das mit Daten im Koordinatensystems des geoelektrischen Streichen erstellt wurde (Abb. 5.4.3 auf S. 93).



Abbildung 0.1: Messdaten und Modellantwort des 2D-Modells mit einem größeren Gitter (Abb. 5.2.4 auf S. 76) für Stationen 000–178. Darstellung von ρ_a (jeweils oben) und φ (Mitte), TE-Mode: rot, TM-Mode: blau; sowie $\text{Re}(T_y)$: rot und $\text{Im}(T_y)$: blau (jeweils untere Diagramme). Zur Achseneinteilung s. Text auf S. 146.



Abbildung 0.2: Messdaten und Modellantwort des 2D-Modells mit einem gröberen Gitter (Abb. 5.2.4 auf S. 76) für Stationen 180–354. Darstellung von ρ_a (jeweils oben) und φ (Mitte), TE-Mode: rot, TM-Mode: blau; sowie $\text{Re}(T_y)$: rot und $\text{Im}(T_y)$: blau (jeweils untere Diagramme). Zur Achseneinteilung s. Text auf S. 146.



Abbildung 0.3: Messdaten und Modellantwort des favorisierten, hoch auflösenden 2D-Modells (Abb. 5.2.10 auf S. 82) für Stationen 000–178. Darstellung von ρ_a (jeweils oben) und φ (Mitte), TE-Mode: rot, TM-Mode: blau; sowie $\text{Re}(T_y)$: rot und $\text{Im}(T_y)$: blau (jeweils untere Diagramme). Zur Achseneinteilung s. Text auf S. 146.



Abbildung 0.4: Messdaten und Modellantwort des favorisierten, hoch auflösenden 2D-Modells (Abb. 5.2.10 auf S. 82) für Stationen 180–354. Darstellung von ρ_a (jeweils oben) und φ (Mitte), TE-Mode: rot, TM-Mode: blau; sowie $\text{Re}(T_y)$: rot und $\text{Im}(T_y)$: blau (jeweils untere Diagramme). Zur Achseneinteilung s. Text auf S. 146.

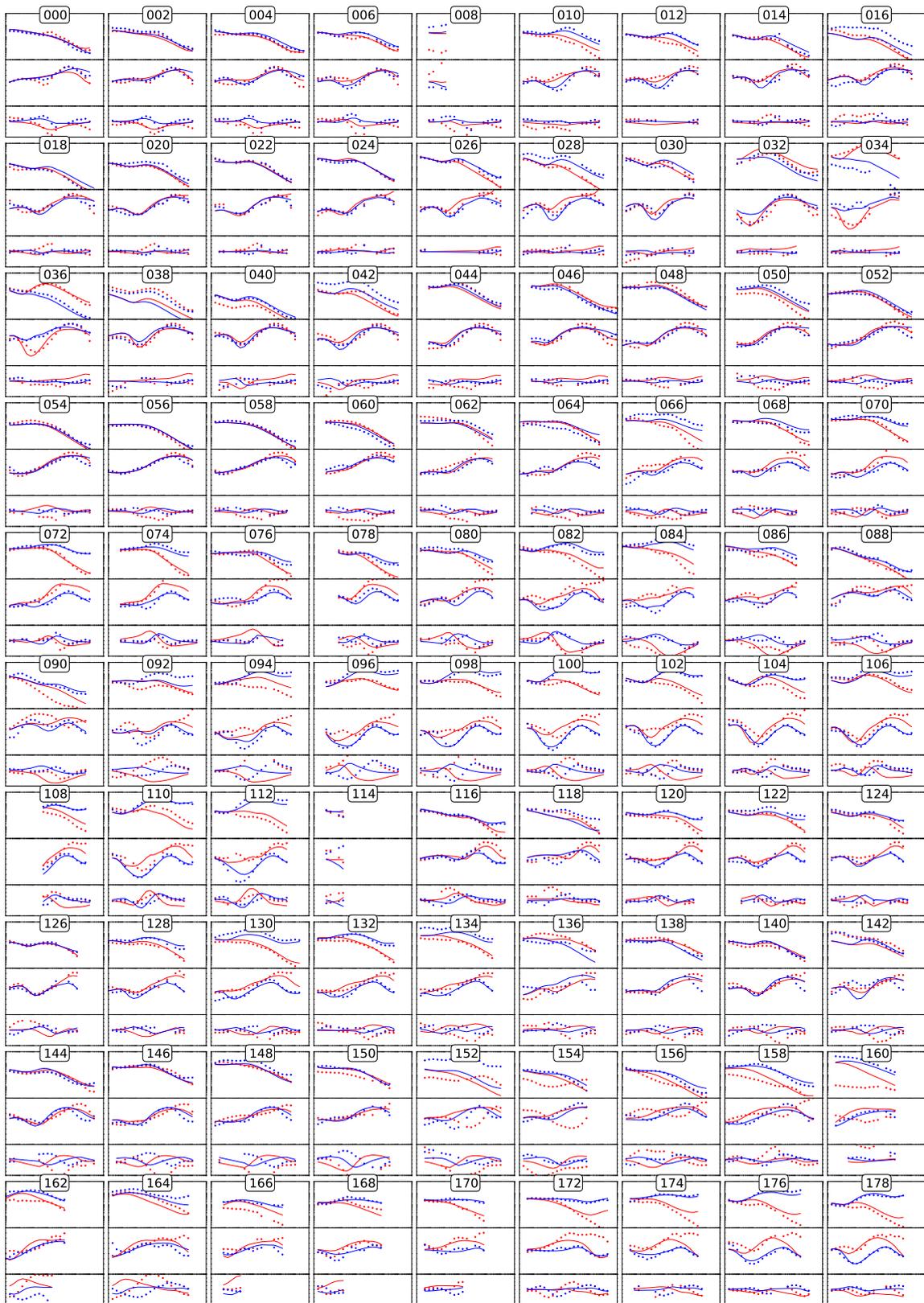


Abbildung 0.5: Messdaten und Modellantwort des 3D-Modells mit Daten im Koordinatensystems des geoelektrischen Streichen (Abb. 5.4.3 auf S. 93) für Stationen 000–178. Darstellung von ρ_a (jeweils oben) und φ (Mitte), xy : rot, yx : blau; sowie $\text{Re}(T_y)$: rot und $\text{Im}(T_y)$: blau (jeweils untere Diagramme). Zur Achseneinteilung s. Text auf S. 146.



Abbildung 0.6: Messdaten und Modellantwort des 3D-Modells mit Daten im Koordinatensystems des geoelektrischen Streichen (Abb. 5.4.3 auf S. 93) für Stationen 180–354. Darstellung von ρ_a (jeweils oben) und φ (Mitte), xy : rot, yx : blau; sowie $\text{Re}(T_y)$: rot und $\text{Im}(T_y)$: blau (jeweils untere Diagramme). Zur Achseneinteilung s. Text auf S. 146.

Danksagung

Besonders danken möchte ich meinem Betreuer PD Dr. Oliver Ritter. Er hat mit seinem Engagement für elektromagnetische Verfahren der Geophysik, seinem Interesse an der tektonischen Interpretation magnetotellurischer Daten und seinem imponierenden Wissenschaftsverständnis meine Arbeit am GFZ geprägt und gelenkt. Insbesondere schätze ich, dass er mir die Möglichkeit zur Präsentation und Diskussion meiner Ergebnisse auf internationalen Konferenzen gab. Sein Einsatz für die Gewährleistung der Projektfinanzierung schuf die Grundlage für effektives Arbeiten. Danke auch für die Möglichkeiten, Teile der Welt bei Feldkampagnen in Dienste der Wissenschaft kennenzulernen – es bleiben unvergessliche Erlebnisse!

Mein Dank gilt auch Prof. Dr. Serge A. Shapiro für die schnelle Einwilligung, als Zweitgutachter dieser Arbeit aufzutreten und für die stets freundliche Atmosphäre bei Seminaren und Vorträgen am Geocampus der FU Berlin.

Herzlichen Dank an Dr. Heinrich Brasse für die konstruktiven Diskussionen von magnetotellurischen Ergebnissen, für die Ratschläge zur Datenauswertung und für die Austragung der MT-AG-Treffen in Lankwitz, die zusammen mit den Treffen am GFZ mein Verständnis von elektromagnetischen Methoden deutlich erweitert haben.

Ich danke sehr Prof. Dr. Frederik Tilmann für die unkomplizierte Einwilligung, den Vorsitz der Disputationskommission zu übernehmen.

Prof. Dr. Lothar Ratschbacher gebührt mein Dank für die Begeisterung, mit der er geologische und tektonische Vorgänge begreifbar machen kann. Mir seinem Sachverstand und Interesse kann er wie kaum ein anderer Resultate von verschiedenen geowissenschaftlichen Disziplinen zu einem für alle verständlichen Gesamtbild vereinen – eine Fähigkeit, von der ich bei TIPAGE-Projekttreffen sehr profitiert habe.

Die wichtigste Grundlage für diese Arbeit bilden die magnetotellurischen Daten, die mit viel persönlichem Einsatz der TIPAGE-MT-Feldteams im Pamir und Tian Shan aufgenommen wurden. Vielen, vielen Dank für die erlittenen Höhenkopfschmerzen und die entbehrungsreichen Wochen bei der Erstellung des großartigen Datensatzes! Stellvertretend für alle Beteiligten bei der Durchführung und Planung der Messungen möchte ich Vlad Batalev, Dirk Brändlein, Xiaoming Chen, Thomas Krings, Vitali Matiukov, Vlad Minaev, Gerard Muñoz, Andreas Nube, Oliver Ritter, Anatoli Rybin, Manfred Schüler, Kristina Tietze, Cedric Twardzik und Gregor Willkommen einen ganz besonderen Dank aussprechen.

Magdalena Gil sei für die Prozessierung eines Teiles der Daten gedankt.

Die konstruktive und kollegiale Atmosphäre in der Magnetotellurik-Arbeitsgruppe des GFZ ist eine wichtige Voraussetzung für die Entstehung dieser Arbeit. Besonders möchte ich Dr. Ute Weckmann, Dr. Gerard Muñoz, Dr. Michael Becken und Dr. Rita Streich danken für die großen und kleinen Hilfestellungen bei theoretischen und praktischen Aspekten während der Arbeit mit MT-Daten. Dr. Naser Meqbel und Dr. Kristina Tietze führten mich in die Praxis der 3D-Inversion ein und waren stets geduldige Ansprechpartner. Zusammen mit den bereits genannten Kollegen haben Dr. Dirk Brändlein und Dr. Xiaoming Chen sich stets meiner Fragen angenommen und mir den Einstieg in die Magnetotellurik und in die Geophysik erleichtert. Danke auch an Filipe Adao, Jaime Araya, Dr. Alexander Grayver, Dr. Mangal Bhatt, Dr. Gerhard Kapinos, Reinhard Klose, Walja Korolewski, Sissy Kütter, Stephan Schennen, Gregor Willkommen und Sintia Windhi – sie waren und sind ein wichtiger Teil meiner Zeit in Potsdam.

Ein großes Danke geht an das gesamte wissenschaftliche TIPAGE-Team. Insbesondere möchte ich Dr. James Mechie, Dr. Bernd Schurr, Dr. Stephan Sobolev und Dr. Xiaohui Yuan für die Diskussionsionen und Interpretationsansätze von MT-Ergebnissen in Zusammenhang mit seismologischen Daten und thermo-mechanischen Modellierungen danken. Die Potsdamer Doktoranden des TIPAGE-Projektes Felix Schneider, Christian Sippl, Jens Tympel und Sarah Schröder begleiteten die Entwicklung dieser Arbeit in allen Phasen und gaben bei zahlreichen Treffen Ideen und Motivation – danke! Abbildungen von Felix, Christian und Jens sind Teil dieser Arbeit.

Für Korrekturen und Vorschläge zu dem Manuskript möchte ich mich ganz herzlich bei Dirk Brändlein, Magnus Heitzler, Sissy Kütter, Naser Meqbel, Maria Neubauer, Felix Schneider und Kristina Tietze bedanken.

Die geophysikalischen Instrumente und Geräte wurden von dem Geophysikalischen Instrumentenpool des GFZ Potsdam (GIPP) zur Verfügung gestellt. Die Arbeit entstand unter finanzieller Förderung von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem GFZ Potsdam. Viele der verwendeten Abbildungen wurden mit Hilfe der Python-Grafikbibliothek „matplotlib“ erstellt (Hunter 2007).

Die Wichtigsten zum Schluss: Maria, danke für die Unterstützung in allen Lebensbereichen! Meine Eltern haben mich natürlich wie niemand sonst geprägt. Danke für alles!

Erklärung

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Dissertation ohne unzulässige Hilfe Dritter und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Literatur angefertigt wurde. Die Stellen der Arbeit, die anderen Werken wörtlich oder inhaltlich entnommen sind, wurden durch entsprechende Angaben der Quellen kenntlich gemacht. Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Potsdam, Juli 2013