

Die elektrische Leitfähigkeit von fossilen Störungszonen und Mobile Belts

Dr. Ute Weckmann



Habilitationsschrift in Verbindung mit publizierten
Forschungsergebnissen

Institut für Erd- und Umweltwissenschaften

Fachrichtung Geophysik
Universität Potsdam
angefertigt: im Januar 2015

Ute Weckmann:

Die elektrische Leitfähigkeit von fossilen Störungszonen und Mobile Belts, © Januar
2015

Online veröffentlicht auf dem

Publikationsserver der Universität Potsdam:

URN urn:nbn:de:kobv:517-opus4-88820

<http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:kobv:517-opus4-88820>

VORWORT

In der vorliegenden Arbeit werden verschiedene Experimente zur Untersuchung der elektrischen Leitfähigkeit von Suture- und Kollisionszonen im Zusammenhang diskutiert, um die Möglichkeiten, die die moderne Magnetotellurik (MT) für das Abbilden fossiler tektonischer Systeme bietet, aufzuzeigen. Aus den neuen hochauflösenden Abbildern der elektrischen Leitfähigkeit können potentielle Gemeinsamkeiten verschiedener tektonischer Einheiten abgeleitet werden. Innerhalb der letzten Dekade haben sich durch die Weiterentwicklung der Messgeräte und der Auswerte- und Interpretationsmethoden völlig neue Perspektiven für die geodynamische Tiefensondierung ergeben. Dies wird an meinen Forschungsarbeiten deutlich, die ich im Rahmen von Projekten selbst eingeworben und am Deutschen GeoForschungsZentrum Potsdam durchgeführt habe. In Tabelle A habe ich die in dieser Arbeit berücksichtigten Experimente aufgeführt, die in den letzten Jahren entweder als Array- oder als Profilmessungen durchgeführt wurden. Für derart große Feldexperimente benötigt man ein Team von WissenschaftlerInnen, StudentInnen und technischem Personal. Das bedeutet aber auch, dass von mir betreute StudentInnen und DoktorandInnen Teilaspekte dieser Experimente in Form von Diplom-, Bachelor- und Mastersarbeiten oder Promotionsschriften verarbeitet haben. Bei anschließender Veröffentlichung der Arbeiten habe ich als Co-Autor mitgewirkt. Die beiliegenden Veröffentlichungen enthalten eine Einführung in die Methode der Magnetotellurik und gegebenenfalls die Beschreibung neu entwickelter Methoden. Eine allgemeine Darstellung der theoretischen Grundlagen der Magnetotellurik findet man zum Beispiel in Chave & Jones (2012); Simpson & Bahr (2005); Kaufman & Keller (1981); Nabighian (1987); Weaver (1994). Die Arbeit beinhaltet zudem ein Glossar, in dem einige Begriffe und Abkürzungen erklärt werden.

Ich habe mich entschieden, Begriffe, für die es keine adäquate deutsche Übersetzung gibt oder die im Deutschen eine andere oder missverständliche Bedeutung bekommen, auf Englisch in der Arbeit zu belassen. Sie sind durch eine kursive Schreibweise gekennzeichnet.

Ute Weckmann

Potsdam, Januar 2015

Jeder Mensch braucht

dann und wann ein bißchen Wüste!

— Sven Hedin (1865 - 1952)

DANKSAGUNG

Danke sagen möchte ich vor allem Oliver Ritter, der meinen wissenschaftlichen Werdegang über fast zwei Dekaden begleitet und natürlich auch geprägt hat. Sein unermüdlicher Einsatz, die Magnetotellurik (MT) als zuverlässiges und anerkanntes geophysikalisches Tiefensondierungsverfahren zu etablieren, hat mich ebenfalls angespornt. Von Herzen dankbar bin ich ihm für seine Unterstützung bei vielen Feldexperimenten und für sein kritisches Feedback, besonders in Situationen, in denen der vor mir liegende Weg steinig oder unübersichtlich war. Dadurch dass er zukunftsweisend zum Beispiel durch den Betrieb der MT-Komponente des Geophysikalischen Gerätepools die Rahmenbedingungen für experimentelle Arbeiten geschaffen hat, waren die hier zusammengefassten Arbeiten erst möglich. Vielen Dank für die tolle Zusammenarbeit. Meinen DoktorandInnen, DiplomandInnen und StudentInnen André Jung, Jana Beerbaum, Xiaoming Chen, Cedric Twardzik, Scott MacLennan, Sissy Kütter, Anna Platz, Thomas Branch, Roxana Barth, Paula Rulff und Minenhle Buthelezi danke ich für ihre Mitarbeit, um geowissenschaftliche Probleme gemeinsam mit verschiedenen Ansätzen anzugehen. Dabei haben nicht nur sie, sondern auch ich eine ganze Menge gelernt. Genauso essentiell ist die Unterstützung der gesamten Arbeitsgruppe, da die experimentelle MT sehr personalintensiv ist. Danken möchte ich hier besonders den Kolleginnen und Kollegen, die mich bei meinen Arbeiten am GFZ und im Feld unterstützt haben: Jaime Araya, Martin Baumann, Michael Becken, Mangal Bhatt, Dirk Brändlein, Diane Eydam, Alexander Grayver, Gerhard Kapinos, Reinhard Klose, Naser Meqbel, Carsten Müller-Brettschneider, Gerard Muñoz, Eberhard Pulz, Stefan Rettig, Paul Sass, Stephan Schennen, Gerald Schmidt, Manfred Schüler, Jacek Stankiewicz, Rita Streich, Kristina Tietze, Gregor Willkommen und Sintia Windhi Niasari. Doch selbst eine große Arbeitsgruppe muss manchmal bei großen Experimenten durch Studierende unterstützt werden. Für ihre Mithilfe bei MT Feldexperimenten danke ich: Curnell Campher, Jacques Deacon, Norbert Ebel, Felix Eckelmann, Julio Galindo, Marc Green, Stefan Hiemer, Martin Hohmann, Juliane Huebert, Frohmuth Kloess, Ulrich Kniess, Brady Lob, Tshifi Madibi, Lihle Madyibi, Lynessa Moodley, Shaun Moore, Momelezi Ndlangavalu, Andreas Nube, Cedric Patzer, Anja Schaefer,

Helena van der Merwe, Wenke Wilhelms, Euston Witbooi, Tamara Worzewski und Hendrik Wulf.

In fremden Ländern lässt sich nur mit Unterstützung der dortigen WissenschaftlerInnen erfolgreich und über viele Jahre hinweg arbeiten. Ich danke Maarten de Wit für die langjährige Zusammenarbeit und die vielen für beide Seiten inspirierenden Diskussionen über die Geologie Südafrikas und die Ergebnisse der MT. Ohne den südafrikanischen Geophysik-Pionier Rod Green hätte ich vor allem meine ersten Experimente im Karoo nicht so erfolgreich durchführen können. Ich danke ihm für seine Gastfreundschaft, für sein kritisches Hinterfragen, seine Anregungen und Ideen, seine Geradlinigkeit und für seine Bemühungen, mir ein Gefühl für das Karoo mit seinen Bewohnern, ihren Sorgen und der dortigen Lebensweise zu vermitteln. Durch ihn, wie auch durch Henk van den Bergh, Tjipekapora Katjuongua und Abel Sihlongonyane konnten wir dankenswerterweise Zugang zu den jeweiligen Ländereien bekommen, um unsere MT Stationen aufzubauen. Ebenso möchte ich in diesem Zusammenhang die Riege der „alten Hasen“ in Südafrika mit Johan de Beer und Eddie Köstlin erwähnen; auf Johans Spuren war ich seit meinen Promotionsarbeiten. Beide Wissenschaftler haben mich herzlich in die südafrikanische geophysikalische Gemeinde aufgenommen.

Dem GFZ und der Sektion Geophysikalische Tiefensondierung, stellvertretend dafür Michael Weber, danke ich für die Unterstützung in verschiedensten Projekten. Besonders durch die Gruppe der Afrika-Forschenden mit Bob Trumbull, Trond Ryberg, Brian Horsfield, Hans-Martin Schulz, Monika Korte und vielen mehr, die auch mit mir im Südafrikanisch-Deutschen geowissenschaftlichen Projekt *Inkaba yeAfrika* über viele Jahre zusammengearbeitet haben, habe ich immer wieder Unterstützung erfahren.

Ich möchte auch dem Institut für Erd- und Umweltwissenschaften der Universität Potsdam mit seinen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern und insbesondere Jens Troncke danken. Mit Jens bestreite ich schon seit Jahren ein Modul im Masterstudiengang. Es ist für mich immer inspirierend, Studierenden die Magnetotellurik nahe zu bringen und den Einen oder die Andere für die Methode zu begeistern.

Bei Henri Brasse und Oliver Ritter, sowie allen TeilnehmerInnen aus dem Raum Berlin/Brandenburg, möchte ich mich für die vielen interessanten und lehrreichen MT-AGs bedanken. Wissenschaftlich gut aufgehoben habe ich mich vor allem in unserer nationalen Elektromagnetik Gemeinde, die die Schmucker-Weidelt-Kolloquien als Plattform zum wissenschaftlichen Austausch durchführt, aber auch in der internationalen Arbeitsgruppe „Electromagnetic Induction into the Earth“ der IAGA gefühlt. Mein herzlicher Dank gilt allen Beteiligten.

Für kritische Anmerkungen, hilfreiche Kommentare und Hinweise auf den ein oder anderen Rechtschreibfehler in dieser Arbeit möchte ich mich bei Kristina Tietze, Oliver Ritter, Naser Meqbel, Anna Platz und Danielle Tölg bedanken.

INHALTSVERZEICHNIS

Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	V
Nomenklatur	VII
I Übersicht	
meiner Forschungsarbeiten	1
A Einleitung	3
B Magnetotellurik über fossile Kollisionzonen und mobile belts	11
B.1 Das Entstehen und Auseinanderbrechen von Kontinenten	11
B.2 Magnetotellurische Messungen, Datenanalyse und Modellierung	14
B.3 Elektrische Anisotropie entlang von Kollisionzonen	20
B.4 Magnetotellurische Experimente	22
B.4.1 Der <i>Barberton Greenstone Belt</i> (Südafrika)	22
B.4.2 Der <i>Namaqua Natal Mobile Belt</i> (Südafrika)	26
B.4.3 Der Kaapvaal Kraton (Südafrika)	28
B.4.4 Der <i>Cape Fold Belt</i> (Südafrika)	35
B.4.5 Der <i>Kaoko Belt</i> (Namibia)	37
B.4.6 Die <i>Iapetus Suture Zone</i> (Schottland/Irland)	40
B.4.7 Die <i>San Andreas Fault</i> (USA)	45
B.5 Diskussion der Ergebnisse	47
B.6 Ausblick	58
B.7 Zusammenfassung	59
II Publikationen	i
I Auflistung	iii
I Magnetotelluric measurements across the Beattie magnetic anomaly and the Southern Cape Conductive Belt, South Africa	iv
II Comparison of electrical conductivity structures and 2D magnetic mod- elling along two profiles crossing the Beattie Magnetic Anomaly, South Africa	v

III	The Whitehill Formation – a high conductivity marker horizon in the Karoo Basin	vi
IV	Simple models for the Beattie Magnetic Anomaly in South Africa	vii
V	Magnetotelluric image linked to surface geology across the Cape Fold Belt, South Africa	viii
VI	Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics	ix
VII	Implications for the lithospheric geometry of the Iapetus suture beneath Ireland based on electrical resistivity models from deep-probing magnetotellurics	x
VIII	Effective noise separation for magnetotelluric single site data processing using a frequency domain selection scheme	xi
IX	Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault	xii
X	Lithology-derived structure classification from the joint interpretation of magnetotelluric and seismic models	xiii

Deklaration**xv**

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

B.1	Karte des südlichen Afrika mit den großen tektonischen Einheiten . . .	13
B.2	Beschreibung des physikalischen Prinzips in der Magnetotellurik	16
B.3	Lage der in dieser Arbeit diskutierten MT Experimente im südlichen Afrika.	22
B.4	MT Stationsverteilung über den südlichen <i>Barberton Greenstone Belt</i> .	23
B.5	Zwei Profilschnitte durch das 3D Inversionsmodell über den <i>Barberton Greenstone Belt</i>	25
B.6	Karte des südlichen Afrika mit den Umrissen des <i>Southern Cape Conductive Belt</i> und dem Maximums der <i>Beattie Magnetic Anomaly</i> . . .	26
B.7	Kompilation von 2D Inversionsmodellen aus vier MT Experimenten entlang beider Agulhas-Karoo-Traversen.	29
B.8	Zweidimensionale Leitfähigkeitsverteilung entlang des nördlichen Teils der Agulhas-Karoo-Traverse von Fraserburg bis Strydenburg.	30
B.9	Karte mit Induktionspfeilen der südafrikanischen MT Stationen	32
B.10	3D Startmodell des südlichen Afrikas	34
B.11	Tiefenschnitte des 3D Leitfähigkeitsmodells zusammen mit den beobachteten (blau) und modellierten (weiß) Induktionspfeilen im südlichen Afrika .	35
B.12	Konzeptionelles hydrogeologisches Modell von Wasserspeichern und Fluidwegsamkeiten im <i>Cape Fold Belt</i>	36
B.13	Lage der über 200 MT Stationen im Norden Namibias.	38
B.14	Darstellung der regionalen geologischen Karte und des 2D Leitfähigkeitsmodells entlang des Hauptprofils im Norden Namibias.	39
B.15	Tektonische Karte der Iapetus Suturzone in Schottland und Irland . . .	41
B.16	Karte der MT Stationen in den <i>Southern Uplands</i> , Schottland	42
B.17	Vergleich von Tiefensektion der 3D und 2D Inversionsmodelle über die Iapetus Suturzone, Schottland	44
B.18	Schematische Darstellung zweier Modelle zur Graphitbildung in der Erdkruste	55

TABELLENVERZEICHNIS

I	Auflistung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse	6
I	Auflistung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse	7
I	Auflistung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse	8
I	Auflistung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse	9
II	Übersicht über die allgemeine Leitfähigkeitsstruktur verschiedener <i>mobile belts</i>	53

NOMENKLATUR

1D	eindimensional
2D	zweidimensional
3D	dreidimensional
AKT	Agulhas Karoo Traverse in Südafrika
AuF	<i>Autseib Fault</i> in Namibia
BF	<i>Brakbos Fault</i> in Südafrika
BGB	<i>Barberton Greenstone Belt</i> in Südafrika
BMA	<i>Beattie Magnetic Anomaly</i> in Südafrika
CFB	<i>Cape Fold Belt</i> in Südafrika
CFG	<i>Cairnsmore of Fleet Granite</i> in Schottland
CKZ	<i>Central Kaoko Zone</i> in Namibia
EKZ	<i>Eastern Kaoko Zone</i> in Namibia
EM	Elektromagnetik / elektromagnetisch
FF	<i>Fardingmullach Fault</i> in Schottland
GFF	<i>Glen Foumart Fault</i> in Schottland
GIPP	Geophysikalischer InstrumentenPool Potsdam
ICDP	<i>International Continental Scientific Drilling Program</i>
ISZ	<i>Iapetus Suture Zone</i> in Schottland
KTB	Kontinentales Tiefbohrprogramm in Deutschland
LF	<i>Leadhills Fault</i> in Schottland
LMT	Langperiodische Magnetotellurik

- ML *Moffat Line* in Schottland
- MSZ *Moniaive Scherzone* in Schottland
- MT Magnetotellurik
- NNMB *Namaqua Natal Mobile Belt* in Südafrika
- NSF *Navan Silvermines Fault* in Schottland
- NTL *Navan Tipperary Lineament* in Schottland
- NVR *Near Vertical Reflection*
- OBF *Orlock Bridge Fault* in Schottland
- PMZ *Purros Mylonite Zone* in Namibia
- S.P.A.M. MkIII Magnetotellurik Apparatur: *Short Period Automatic Magnetotelluric (Mark III)*
- S.P.A.M. MkIV Magnetotellurik Apparatur: *Short Period Automatic Magnetotelluric (Mark IV)*
- SAF *San Andreas Fault* in Kalifornien
- SAFOD *San Andreas Fault Observatory at Depth* in Kalifornien
- SCCB *Southern Cape Conductive Belt* in Südafrika
- SUF *Southern Uplands Fault* in Irland/Schottland
- TE Tangential elektrisch
- TM Tangential magnetisch
- WF/OL *Waterberg Fault / Omaruru Lineament* in Namibia
- WFT *Waterval Thrust* in Südafrika
- WKZ *Western Kaoko Zone* in Namibia
- WRR *Wide-angle Reflection/Refraction*

Part I

ÜBERSICHT

MEINER FORSCHUNGSARBEITEN

A

EINLEITUNG

Alfred Wegener hat unser Verständnis bezüglich der Vorgänge auf der Erde seit 1912 grundlegend verändert. Durch Betrachten der Küstenlinien von verschiedenen Kontinenten und die Entdeckung ihrer Kongruenz postulierte er, dass zu früheren Zeiten - er dachte dabei an die Kreide vor etwa 300 Mio. Jahren - nur genau ein sogenannter Proto-Kontinent existierte, der danach auseinanderbrach und dessen Teilstücke bis heute in ihre gegenwärtige Kontinentalkonstellation drifteten. Den zugrunde liegenden geologischen Prozess konnte er allerdings nicht erklären.

Obwohl in der Biologie bereits zuvor Vermutungen über die Existenz von ehemaligen Landbrücken existierten, wurde Wegeners Theorie zunächst verworfen. Selbst erste Überlegungen von Arthur Holmes ab 1913, dass der Erdmantel thermische Konvektion erfährt, konnten erst in den sechziger Jahren durch Hess (1962) und Dietz (1961) untermauert werden. Seit dieser Zeit wird unter dem Begriff *Plattentektonik* die Theorie der großräumigen geodynamischen Vorgänge in der Lithosphäre, also der Erdkruste und dem oberen Erdmantel, zusammengefasst. Neue Lithosphäre entsteht an den mittelozeanischen Rücken, während im Gegenzug ozeanische Kruste in Tiefseerinnen oder an Plattengrenzen in den Erdmantel abtauchen kann.

An Plattengrenzen wird die Bewegungsenergie der Lithosphärenplatten in Deformationsenergie umgewandelt, wodurch sich zum Beispiel bei einer Kollision hohe Gebirgsketten entlang von Kollisionszonen aufschieben. Die räumliche Konzentration von Deformationsenergie führt dabei zur Ausbildung von Brüchen und Scherzonen oder -bahnen im Bereich der Lithosphäre. Entlang dieser Scherbahnen kann sich die Bewegungsenergie auch in Form von Erdbeben entladen, mit dem damit verbundenen Gefährdungspotential für die Menschen. Länger zurückliegende Kollisionen, die dabei entstandenen Orogene und deren Scherzonen dagegen bezeichnet man als fossile tektonische Strukturen. Das mit der Kollision verbundene Orogen ist je nach Länge der zwischenzeitlich vergangenen Zeit bereits mehr oder weniger stark erodiert, so dass seine tieferen Stockwerke an der Erdoberfläche freigelegt sind; es wird dann auch von einem Gebirgsgürtel (*mobile belt*) gesprochen.

Kollisionstypen werden je nach beteiligten Platten und der Geometrie ihres Zusammenstoßes unterschieden.

1. Wenn ozeanische Kruste zwischen zwei Kontinentalblöcken vollständig subduziert worden ist, kommt es zur Ausprägung einer sogenannten Suturzone. Strukturgeologisch werden sie als ausgedehnte Störungszone mit stark deformierten und metamorph überprägten Gesteinen charakterisiert, die einen Ophiolitkomplex als Relikt der ozeanischen Platte aufweisen. Einen solchen Kollisionstyp mit Gebirgsbildung finden wir heute zum Beispiel im Himalaya, der sich durch den Zusammenstoß des indischen Subkontinents mit der eurasischen Landmasse auffaltet. Bei einem solchen Zusammenstoß wird die Lithosphäre durch die Bildung ausgedehnter tektonischer Decken enorm verdickt. Je nach Winkel des Aufeinandertreffens können diese Suturzonen beliebig kompliziert in ihrem Aufbau sein. Bei mehrphasiger Gebirgsbildung, das heißt wenn mehrere Kleinkontinente oder vulkanischer Inselbögen (*terranes*) mit einem

größeren Kontinentalblock durch wiederkehrende Subduktionsphasen zusammengestoßen sind, lässt sich diese Entwicklung durch eventuell erhaltene Ophiolith-Zonen rekonstruieren.

2. Stößt eine ozeanische mit einer kontinentalen Platte zusammen und wird subduziert, bilden sich sogenannte Kettengebirge oberhalb der Subduktionszone, wie zum Beispiel die Anden an der Westküste Südamerikas. Auf dem Kontinent entsteht durch den horizontalen Druck, den die subduzierte Platte ausübt, ein Faltengebirge, jedoch ohne ausgedehnte Deckenüberschiebungen. Innerhalb des Faltengebirges bildet sich ein vulkanischer Bogen aus. Die Schmelzen entstehen, da im Gestein der subduzierenden Platte Fluide gebunden sind und mit in die Tiefe transportiert werden.
3. Bei einer Subduktion wie am Westrand des Pazifiks sind zwei ozeanische Krustenblöcke beteiligt. Sie bilden ebenfalls Tiefseerinnen und vulkanische Bögen, die je nach Meeresspiegelhöhe als Inselbögen zu sehen sind. Diese Entwicklung geht einher mit der Ausbildung eines sogenannten *Back-arc* Beckens, welches die Dehnungszonen in der Kruste hinter dem Inselbogen beschreibt.
4. Einen weiteren Kollisionstypus bilden die Transformstörungen entlang konservativer Plattengrenzen, da hier zwar eine Kollision stattfindet aber keine Lithosphäre gebildet oder subduziert wird. Prominente Beispiele hierfür sind die San-Andreas-Verwerfung oder die Tote-Meer-Verwerfung.

Kollisionsprozesse, insbesondere Subduktionen, gehen oft mit einer Freisetzung von Fluiden einher. Dabei stattfindende Deformation hat einen großen Effekt auf die Permeabilität und somit auf die Wegsamkeiten und die Menge des Fluidflusses durch das Gestein. Das Vorhandensein sowie der Fluiddruck wiederum haben im Gegenzug einen Einfluss auf die mechanische Stärke des Gesteins und den Deformationsmechanismus. Lokalisierter, deformationsgesteuerter Fluidfluss hat andererseits nicht nur Auswirkungen auf die Rheologie sondern führt auch zur Ausbildung von Erzlagerstätten. Erzlagerstätten sind oft an Störungszonen in fossilen *mobile belts* gebunden. Die Entwicklung von Scherzonen in unterschiedlichen Tiefenlagen der Erdkruste hängt wesentlich von Verformungsraten, das heißt den vorherrschenden Druck- und Temperaturbedingungen, ab. Die gesamte Bandbreite von Wechselwirkungen zwischen der mineralogischen Zusammensetzung des deformierten Materials, dessen mechanischen Eigenschaften sowie Massen- und Stofftransporte in Scherzonen ist bisher nur unvollständig verstanden. Bereits 1924 hat Bucher die Unterschiede zwischen stark deformierten Gesteinen der *mobile belts* im Gegensatz zu kontinentalen Schilden beschrieben. In der Zusammenfassung seiner Überlegungen schreibt er sinngemäß, dass „nur wenn wir die *mobile belts* verstehen, wir den Aufbau der Erde verstehen können“. Hier bezog sich Bucher (1924) sowohl auf das Muster, in dem *mobile belts* auf der gesamten Erde existieren und die Kratone umschließen, als auch auf die Prozesse, die zu der konzentrierten Deformation in den Orogenen führten. Zu dieser Zeit musste die Entstehungs- und Deformationsgeschichte der *mobile belts* ohne plattentektonische Prozesse erklärt werden.

Alte Suturzonen und *mobile belts* werden im Vergleich zu den Kratonen oft auch als Schwächezone in der Lithosphäre beschrieben. Hierfür existieren unterschiedliche Hypothesen, die häufig die Rolle von Fluiden und thermischen Bedingungen diskutieren. Aufgrund ihrer lithosphärischen Schwäche gelten sie auch als potentielle Bruchstellen für späteres Auseinanderbrechen von Kontinenten. Somit kommt den *mobile belts* eine für die Zusammensetzung von Kontinenten bedeutende Rolle zu. Es lohnt sich daher, *mobile belts* in ihrer Bandbreite von tektonischen Eigenschaften und Georessourcen zu erkunden und zu verstehen.

Zur Erforschung der bei der Kollision involvierten tektonische Einheiten und Scherzonen durch den gesamten Tiefenbereich der Lithosphäre, werden geophysikalische Abbildungsverfahren benötigt. Geologische Untersuchungen beschränken sich auf die Erdoberfläche, und Aussagen über die Form,

Struktur und Geometrie von tektonischen Strukturen in größerer Tiefe werden daraus extrapoliert. Auch Bohrungen ermöglichen punktuell und relativ oberflächennah einen Erkenntnisgewinn¹. Mit Hilfe der Geophysik können Strukturen wie zum Beispiel eine tiefe Störungszone nicht direkt abgebildet werden. Jedoch unterscheiden sich physikalische Parameter je nach Gesteinstypen oder stattgefundenen tektonischer Prozesse. Diese Zusammenhänge lassen sich nutzen, um indirekt ein Abbild über Verlauf, Geometrie und eventuell sogar der internen Struktur von Störungszone zu bekommen. Aufgrund der Tiefenerstreckung von Kollisionszonen und des gewünschten Detailgrades kommen nur sogenannte geophysikalische Tiefensondierungsverfahren wie die Seismik und die Magnetotellurik (MT) in Frage. Kollisionszonen sind häufig mit vertikalen, steil stehenden Strukturen assoziiert. Die Abbildung dieser tektonischen Verhältnisse mit seismischen Methoden allein weist Probleme auf. Nur der Einsatz spezieller Methoden wie zum Beispiel der Fresnel-Volumen-Migration (z.B. Reshetnikov et al., 2010) kann hier weiterhelfen. Vertikale Kontraste können besonders gut von der Magnetotellurik aufgelöst werden. Ihr Einsatz als komplementäres Verfahren bietet eine hervorragende Möglichkeit, bessere Abbilder mit sich ergänzenden Informationen zu erhalten.

Da *Mobile belts* und ihre Scherzonen oft mit einer Konzentration von Fluiden und/oder Mineralen verbunden sind, ist die elektrische Leitfähigkeit gegenüber dem Nebengestein wesentlich erhöht. Während besonders Publikationen über die elektrische Leitfähigkeit entlang von aktiven Störungszone wie zum Beispiel entlang der *San Andreas Fault* (Becken et al., 2008, 2011; Bedrosian et al., 2004) oder über Kratone und *mobile belts* auf Lithosphärenskala (z.B. Jones et al., 2009; Muller et al., 2009) Beachtung erfahren haben, gibt es relativ wenig Erkenntnisse über die bei der Kollision involvierten Landmassen auf krustaler Skala sowie über die interne Struktur von Störungszone. Das Vermögen, mit der Magnetotellurik elektrische Eigenschaften von Scherzonen, alten Gesteinsgürtel und Suturzonen abzubilden und diese in geodynamischem Kontext zu interpretieren, stehen im Mittelpunkt dieser Arbeit. Um einen besonderen Fokus auf krustale Strukturen zu legen, kommen moderne MT Experimente, wie die hier beschriebenen Untersuchung entlang von Geotraversen in Südafrika mit hunderten von Messstationen, zum Einsatz. Ziel ist es, Strukturen in der Erdkruste detailreich in Untergrundmodellen aufzulösen und damit neue Erkenntnisse zu gewinnen, (i) ob es grundlegende Gemeinsamkeiten zwischen unterschiedlichen *mobile belts* gibt, (ii) warum fossile *mobile belts* entweder sehr gut leitend oder aber im anderen Extrem sehr schlecht leitend sind, (iii) was die Ursache der beobachteten Leitfähigkeiten sein kann und (iv) wie die elektrischen Leitfähigkeiten mit dem Alter und der Orogenese des *mobile belts* oder dem Vorhandensein von Georessourcen korrelieren. Eine auf die Leitfähigkeitsmodelle aufbauende gemeinsame Interpretation mit komplementären Daten aus magnetischen, seismischen und gravimetrischen Messungen aber auch aus petrologischen und mineralogischen Analysen erlauben, die gewonnenen Erkenntnisse in einen größeren geowissenschaftlichen Zusammenhang zu setzen.

¹Die tiefste Bohrung liegt auf der russischen Halbinsel Kola und ist 12.262 m tief.

Tabelle I: Aufstufung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse. Die mit * gekennzeichneten Publikationen befinden sich im Anhang.

Jahr	Experiment /Art der Arbeit	Publikation(en)	Thema / wesentliche Erkenntnisse
2004 2005	<i>Namaqua Natal</i> <i>Mobile Belt</i> (NNMB), Südafrika	Weckmann et al. (2007b)* Weckmann et al. (2007a)* Branch et al. (2007)*	Abbildung der elektrischen Leitfähigkeit im <i>Namaqua Natal Mobile Belt</i> (NNMB) über die <i>Beattie Magnetic Anomaly</i> (BMA) und den <i>Southern Cape Conductive Belt</i> (SCCB) entlang zweier Profile. Die Leitfähigkeitsanomalie unterhalb des Maximums der BMA wird als mineralisierte Scherzone interpretiert und nicht als Ursache der Magnetikanomalie. Kartierung der Whitehill Formation inklusive Labormessungen der elektrischen Leitfähigkeit und Erklärung des Leitfähigkeitsmechanismus. Eigener Beitrag: Projektantragstellerin, Planung und Durchführung des Feldexperiments, Datenauswertung, 2D Inversionsrechnungen, 2D Magnetik Modellierung, Betreuung und Anleitung der Gesteinsuntersuchungen im Labor, Interpretation
2005	<i>Cape Fold Belt</i> (CFB), Südafrika	Weckmann et al. (2012)*	Korrelation der elektrischen Leitfähigkeiten mit lithologischen Einheiten des <i>Cape Fold Belts</i> und Rückschlüsse über den Kollisionsprozess mit Gondwana. Abbildung eines heißen salinaren Aquifers unterhalb des Oudtshoorn Beckens. Eigener Beitrag: Projektantragstellerin, Planung und Durchführung des Feldexperiments, Datenauswertung, 2D Inversionsrechnungen, Interpretation
2006	NNMB - Kaapvaal Kraton, Südafrika	Weckmann et al., 2015	Abbildung der Leitfähigkeitsverteilung entlang des südwestlichen Randes des Kaapvaal Kratons zum NNMB geben Rückschlüsse auf den Kollisionsprozess. Eigener Beitrag: Projektantragstellerin, Planung und Durchführung des Feldexperiments, Datenauswertung, 2D Inversionsrechnungen, Interpretation

Tabelle I: Auflistung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse. Die mit * gekennzeichneten Publikationen befinden sich im Anhang.

Jahr	Experiment /Art der Arbeit	Publikation(en)	Thema / wesentliche Erkenntnisse
2006	<i>Iapetus Suture</i> , Irland /Schottland	Rao et al. (2014)*	Korrelation der elektrischen Leitfähigkeiten mit der Geologie über die Iapetus Suturzone in Irland. Abbildung der tiefreichenden STRörungszone und des Abscherhorizonts. Eigener Beitrag: Logistik und Unterstützung während des Feldexperiments, Auswertung der LMT Daten , 3D Inversionsrechnungen, Interpretation
2004 - 2007	<i>San Andreas Fault</i> , USA	Becken et al. (2008) Becken et al. (2011)*	Wegsamkeit für Fluide aus dem Mantel in den seismogenen Teil der <i>San Andreas Fault</i> im kriechenden Segment, Fehlen dieser Wegsamkeiten im verhakten Segment der Störung. Eigener Beitrag: Leitung und Durchführung von Feldexperimenten, unterstützende Arbeiten zu Experimentdesign, Logistik, Messungen, Datenauswertung, Modellierungen, Interpretation
2009 2010	<i>Barberton Greenstone Belt</i> , Südafrika	Kuetter et al. (2012) Kütter et al., 2015	Einige Scherzonen zeigen oberflächennah erhöhte elektrische Leitfähigkeiten. Insgesamt sind die schlecht leitenden Lithologien des Barberton Greenstone Belt flach und liegen im Nordwesten unterhalb der Sedimente. Eigener Beitrag: Antragstellerin des DFG-Projekts, Experimentdesign, unterstützende Arbeiten zu Logistik, Messungen, Datenauswertung, Modellierungen, Interpretation, Betreuung der Doktorarbeit

Tabelle I: Auflistung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse. Die mit * gekennzeichneten Publikationen befinden sich im Anhang.

Jahr	Experiment /Art der Arbeit	Publikation(en)	Thema / wesentliche Erkenntnisse
2011	<i>Kaoko Belt</i> , Namibia	Kapinos et al. (2012) Kapinos et al., 2015	Korrelation der elektrischen Leitfähigkeiten mit lithologischen Einheiten des <i>Kaoko Belts</i> und seiner fossilen Störungszonen und Rückschlüsse über die Prozesse beim Aufbrechen des Südatlantiks. Eigener Beitrag: Ko-Antragstellerin des DFG-Projekts, Experimentdesign, unterstützende Arbeiten zu Logistik, Messungen, Datenauswertung, Modellierungen, Interpretation
-	Übersicht	Ritter et al. (2005)	Vergleich hochauflösender MT Experimente über aktive und fossile Störungszonen. Diskussion im Hinblick auf strukturelle, hydrogeologische, geodynamische und geometrische Gemeinsamkeiten. Eigener Beitrag: Beisteuern der Beobachtungen und Modelle der fossilen Störungszone, gemeinsame Diskussion und Interpretation
-	Übersicht	Weckmann (2012)*	Eingeladene Übersichtspublikation zur EM Forschung auf dem afrikanischen Kontinent von den Anfängen der sechziger Jahre bis heute.
-	methodische Arbeit	Weckmann et al. (2005)*	Selektionskriterium im Frequenzbereich für die MT-Datenprocessing bei fehlender Referenzstation. Eigener Beitrag: Entwicklung des methodischen Ansatzes und Testen des Verfahrens an MT Daten
-	methodische Arbeit	Quesnel et al. (2008)*	<i>Constrained Inversion</i> der magnetischen Felddaten basierend auf seismischen und magnetotellurischen Ergebnissen. Mögliche Korrelation eines tiefen magnetisierten Körpers mit Zonen geringer elektrischer Leitfähigkeit. Eigener Beitrag: Berechnung der MT Modelle, Vergleich meiner Magnetikmodelle mit den Inversionsmodellen und Interpretation

Tabelle I: Auflistung der in der Habilitationsschrift diskutierten Forschungsergebnisse. Die mit * gekennzeichneten Publikationen befinden sich im Anhang.

Jahr	Experiment /Art der Arbeit	Publikation(en)	Thema / wesentliche Erkenntnisse
-	methodische Arbeit	Bedrosian et al. (2007)*	Gemeinsame Interpretation von MT und seismischen Modellen durch Korrelationen im Parameterraum Eigener Beitrag: Planung und Durchführung des Feldexperiments, Datenauswertung, 2D Inversionsrechnungen, Interpretation
-	methodische Arbeit	Maercklin et al. (2005)	Gemeinsame Interpretation von MT und seismischen Modellen durch Korrelationen im Parameterraum Eigener Beitrag: Planung und Durchführung des Feldexperiments, Datenauswertung, 2D Inversionsrechnungen, Interpretation
-	CFB und NNMB, Südafrika	Stankiewicz et al. (2008)	Gemeinsame Interpretation von Seismik, MT und Magnetik Daten in Südafrika. Eigener Beitrag: Berechnung der MT Modelle und Interpretation der geophysikalischen Beobachtungen

B

MAGNETOTELLURIK ÜBER FOSSILE KOLLISIONSZONEN UND MOBILE BELTS

Das Entstehen und Auseinanderbrechen von Kontinenten

B.1

Bei der Entwicklung und Entstehung von Kontinenten, spielen Kratone und vergleichsweise jüngere Gesteinsgürtel eine wesentliche Rolle. Der Hauptteil der hier vorgestellten Arbeiten konzentriert sich auf das südliche Afrika, wo der Kaapvaal Kraton, ein im Archaikum entstandener, stabiler Krustenblock, einen der Nuklei des heutigen afrikanischen Kontinents bildet. Die strukturelle Entwicklung des Kaapvaal Kratons im Archaikum wird durch mehrere Gebirgsbildungsprozesse bestimmt. Verschiedene Areale und Blöcke sind dabei sowohl durch Faltentektonik und metamorphe Überprägung, als auch durch zahlreiche tiefsitzende plutonischen Intrusionen charakterisiert. Die vollständige Kratonisierung des afrikanischen Kontinents wird zeitlich mit dem unteren Paläozoikum (~ 500 Mio. Jahre) angegeben, wobei zu diesem Zeitpunkt insgesamt fünf orogene Prozesse von regionalem Ausmaß stattgefunden hatten (z.B. Tankard et al., 1982; Johnson et al., 1976; Eglington & Armstrong, 2004). Unklar ist dabei immer noch, inwieweit die ersten Prozesse der Kratonisierung im Archaikum (> 3 Mrd. Jahre) in Form einer Orogenese, also typischerweise durch Plattentektonik und Sub- oder Obduktion, abgelaufen sind. Van Kranendonk et al. (2007), Hamilton (1998) und Foley et al. (2003) zum Beispiel beschreiben die ersten Kontinentalblockbildungen als Resultat Plume-dominierter Prozesse, Delamination und vertikale Massentransporte. Dem gegenüber stehen geologische Hinweise auf schon damals existierende Plattentektonik, wie wir sie heute kennen (z.B. Furnes et al., 2007; de Wit, 1998; Kato & Nakamura, 2003). Diese zwei konkurrierenden Modelle beinhalten jede für sich eine Gruppe möglicher Szenarien; die mittels geodynamischer Modellierungen auf Plausibilität überprüft werden (zum Beispiel O'Neill et al., 2007a). Dabei kann die Entstehung von Kontinentalblöcken im Archaikum ebenso durch eine Mischform von plattentektonischen als auch vertikalen Massentransportprozessen geprägt sein (O'Neill et al., 2007b). Aufgrund einer Vielzahl an geologischen Überprägungen ist es allerdings schwierig, eindeutige Hinweise ausschließlich aus der Geologie zu finden. Hoffnung wird hier in geophysikalische Tiefensondierungen und eine mögliche Tiefbohrung gesetzt (ICDP Initiative, de Wit et al., 2013, <http://www-icdp.icdp-online.org>), um Informationen über den Krusten- bzw. Lithosphärenaufbau zu erhalten. Ein gut geeignetes natürliches Laboratorium, um verschiedene Entstehungsmodelle von Kontinentalbildung im Archaikum näher zu untersuchen, stellt der *Barberton Greenstone Belt* des Kaapvaal Kratons dar (siehe Kuetter et al., 2012). Neben dem *Barberton Greenstone Belt* gibt es nur wenige Regionen auf der Erde, wie z.B. Australien oder Grönland, die solche Forschung ermöglichen.

Während in der Literatur eine Fülle an Akkretions- und Intrusionsprozessen für den Kaapvaal Kraton im späten Archaikum und auch im Proterozoikum diskutiert werden (siehe Hanson, 2003, und beinhaltende Referenzen), lag der Schwerpunkt meiner Arbeiten auf vergleichsweise jüngeren Kollisionen bei der Entstehung des Superkontinents Gondwana, der neben dem Kaapvaal Kraton weitere kratonische Krustenblöcke enthält.

Der *Namaqua Natal Mobile Belt* (NNMB) stellt einen Krustenblock dar, der im Proterozoikum am westlichen und südlichen Rand des Kaapvaal Kratons angegliedert wurde und somit eine konvergente Plattengrenze bildet. Der NNMB besteht aus mehreren Terranen, die im Wesentlichen aus Granitoiden und metamorphen suprakrustalen Gesteinen bestehen. Terrangrenzen folgen hauptsächlich tektonischen Scherzonen, jedoch fehlen Feldbeobachtungen dieser ursprünglichen Suturezone(n). Die seit dem Karbon abgelagerten Sedimente des Karoo Beckens, das im südlichen Afrika eine Ausdehnung von etwa 1.56 Mio. km^2 hat, sind größtenteils dafür verantwortlich, dass es über die Terrane und ihre Grenzen im Namaqua Sektor des NNMB nur unvollständige Informationen gibt. Von besonderem Interesse sind hierbei die Grenzen zum benachbarten Kraton, da diese Rückschlüsse auf die Kontinentalakkretion zulassen. Aber auch innerhalb der Orogene, die nach Abklingen tektonischer Aktivitäten als *mobile belt* bezeichnet werden, finden sich geophysikalische Anomalien von kontinentalem Ausmaß. Eine solche ist die *Beattie Magnetic Anomaly* (BMA; Beattie, 1909), die in Bezug auf ihre Eigenschaften, Entstehung und geodynamische Relevanz bislang noch nicht vollständig verstanden ist. Die *mobile belts* stellen tektonisch "schwächere" Landmassen dar, die sich leichter deformieren und somit Deformationsspannungen absorbieren konnten und dadurch zur Stabilität der Kratone beitragen (Lenardic et al., 2000). Gründe für die tektonische Schwäche der *mobile belts* werden immer noch kontrovers diskutiert: Ziegler & Cloetingh (2004) sind der Ansicht, dass die Stärke der *mobile belts* von deren geologischer und petrophysikalischer Zusammensetzung, den geothermischen Randbedingungen, der Existenz von tief reichenden Scherzonen und der Präsenz von Fluiden abhängt. Andere Ansätze, wie zum Beispiel von Vauchez et al. (1998), basieren auf struktureller Anisotropie, die letztlich zu einer Schwächung der Lithosphäre von *mobile belts* führen kann. Die von Hyndman et al. (2005) beschriebenen möglichen Szenarien basieren auf einer vergleichsweise heißen und dadurch geschwächten Lithosphäre während der Genese der *mobile belts*, die daraufhin weiter durch die von Plattenrändern stammenden Spannungen deformiert werden.

Ähnliche Modelle sind auch für den Pan-Afrikanischen *Damara Belt* in Namibia diskutiert worden. Während der *Damara Belt* als Kollisionsgürtel zwischen dem Kongo und Kaapvaal¹ beschrieben wird, gibt es für den *Kaoko Belt* unterschiedliche Interpretationen. Dürr & Digeldy (1996) nahmen einen intrakratonischen Ursprung für diesen Gesteinsgürtel an, welcher hauptsächlich Anzeichen für eine Seitenverschiebung trägt; Seth et al. (1998) allerdings interpretierten ihn als klassisches Kollisionsorogen. Im Wassereinzugsgebiet des Ugab im Nordwesten Namibias treffen sich beide Orogene, doch die Entstehung und die involvierten kinematischen Prozesse sind bislang nur in Ansätzen untersucht und verstanden. Für meine Forschungstätigkeit im *Kaoko Belt* war von besonderem Interesse, Hinweise auf Prozesse in Verbindung mit dem Entstehen des südatlantischen Ozeans zu finden. Durch das nord-süd ausgerichtete Aufbrechen des Kontinents in der frühen Kreide, stellt der *Kaoko Belt* ein geeignetes natürliches Labor dar, um Hinweise auf die Existenz sogenannter Schwächezonen oder den Einfluss von bereits existierenden tektonischen Strukturen wie Scherzonen auf den Bruchprozess zu untersuchen.

Später, im Phanerozoikum lagerte sich weiter im Süden von Gondwana der *Cape Fold Belt* (CFB) an. Er stellt einen sehr kompliziert deformierten Faltengürtel dar, über dessen tektonische Entwicklung konträre Modelle existieren. Besonders für die Bildung von Gondwana hat er möglicherweise eine wichtige Rolle gespielt (Johnston, 2000), da er sich nach Westen hin in Südamerika und nach

¹Der Kaapvaal Kraton wird zum Teil auch als Kalahari Kraton bezeichnet.

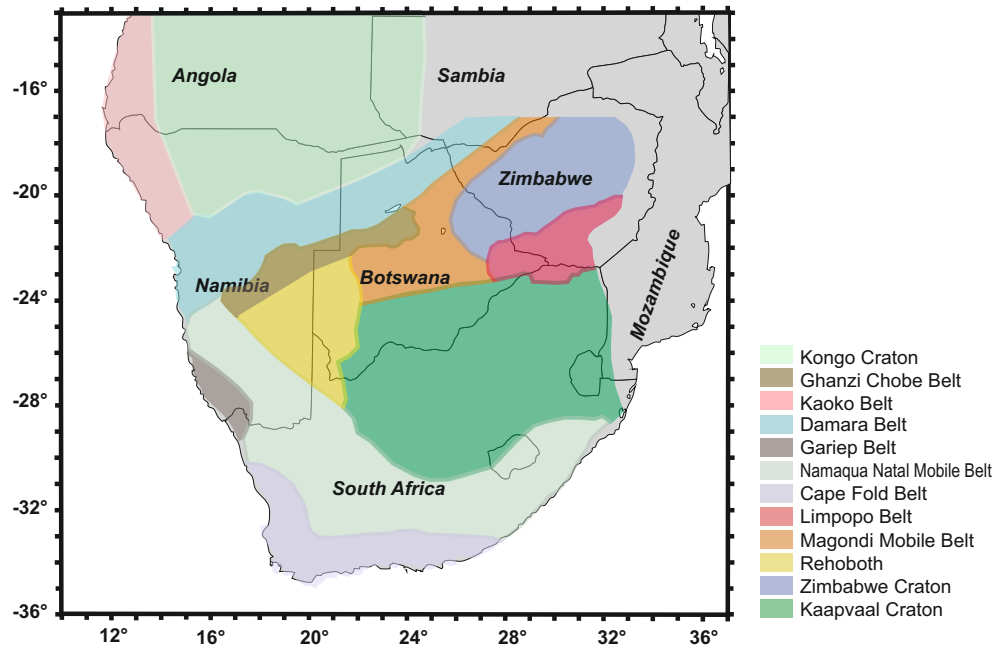


Abbildung B.1: Karte des südlichen Afrika mit den großen tektonischen Einheiten, die im Rahmen dieser Arbeit diskutiert werden.

Osten hin durch Falkland bis in die Antarktis erstreckt. Heute bildet der CFB die südliche Begrenzung des Afrikanischen Kontinents. Diese Küste bildete sich ebenfalls in der Kreide als Folge der Öffnung des Südatlantiks. Höchstwahrscheinlich war die *Agulhas Fracture Zone*, die heute vor der Küste Südafrikas liegt, bereits vor der Öffnung des Südatlantiks eine aktive intra-kontinentale Scherzone. Entlang dieser setzte später die Blattverschiebungstektonik aufgrund eines unterschiedlichen Spreizungswinkels zwischen Afrika und Südamerika ein (Jokat et al., 2003).

Um nicht nur *mobile belts* von Gondwana zu diskutieren, sondern diese auch mit anderen Kontinentalkollisionen zu vergleichen, werde ich näher auf die Iapetus Suturezone eingehen. Entlang dieser lag der Iapetus Ozean, der vor circa 600 Millionen Jahren die Paleokontinente Laurentia, Ganderia, Carolina, Avalonia und Baltica trennte. Während der Salinischen und der Caledonischen Orogenese wurde der Iapetus Ozean subduziert. Die sich anschließende Kontinentalkollision im Silur vor etwa 420 Millionen Jahren hinterließ die nach dem Ozean benannte Suturezone, die sich heute durch Neufundland, USA, Irland und Schottland verfolgen lässt.

Obwohl die hier vorgestellten *mobile belts* alle eine unterschiedliche Entwicklungsgeschichte zeigen, gibt es doch Gemeinsamkeiten. Wie wir jedoch im Folgenden in der Diskussion sehen werden, besitzen gerade die *mobile belts* zum Teil ähnliche und bislang unbekannt physikalische Eigenschaften, die sich deutlich zum Beispiel von denen kratonischer Gesteine unterscheiden.

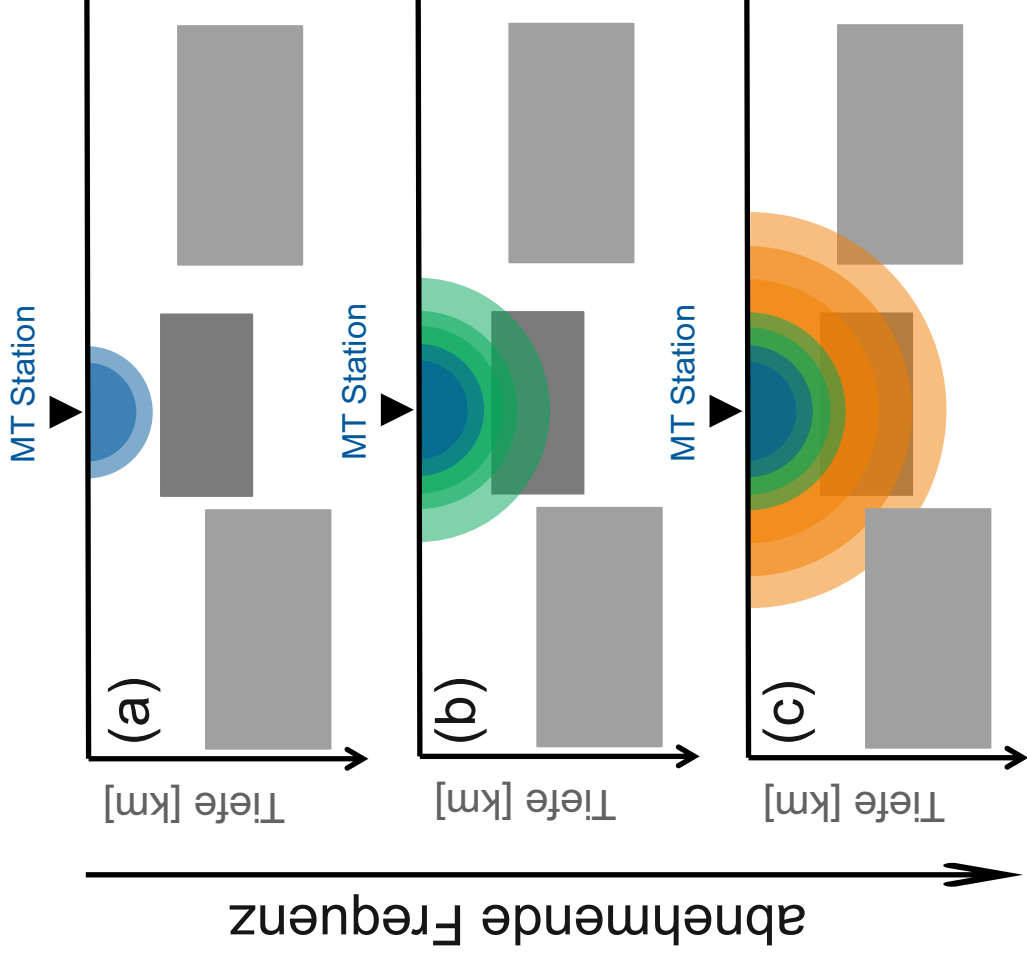
Magnetotellurische Messungen, Datenanalyse und Modellierung

B.2

Da Kollisionzonen generell hohe Komplexität aufweisen, lassen sich oberflächennahe geologische Beobachtungen nur mit Schwierigkeiten in die Tiefe übertragen. Deshalb wurden schon sehr früh zu deren Untersuchung geophysikalische Messungen eingesetzt, um über die physikalischen Parameter Rückschlüsse auf Gesteinstypen und somit auf deren Genese zu ziehen. Die zeitliche Entwicklung der dadurch gewonnenen Erkenntnisse und den Weg bis zu modernen Messungen sind im Übersichtsartikel „Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics“ (Weckmann, 2012) zusammengefasst

Untersuchungen der elektrischen Leitfähigkeit des tiefen Untergrundes begannen in den sechziger und siebziger Jahren zunächst ausschließlich mit magnetischen Variationsmessungen (Wiese, 1962b; Parkinson, 1962; Schmucker, 1970; Gough, 1973). Nachdem Baupläne für portable 3-Komponenten Variometer von Gough & Reitzel (1967) veröffentlicht und somit nachbaubar wurden, konnten erstmals in größerem Umfang Messungen mit temporären Netzwerken durchgeführt werden. Auf fast allen Kontinenten und insbesondere auf dem Afrikanischen wurden dabei im Laufe der Jahre Magnetometernetzwerkmessungen mit Stationsabständen von etwa 50 – 150 km realisiert. Auffallendes Ergebnis vieler dieser Studien waren langgestreckte Leitfähigkeitsanomalien, die sich zum Teil über Tausende von Kilometern durch den gesamten Kontinent verfolgen ließen (z.B. Gough, 1973; Gough et al., 1973; Haak & Hutton, 1986; de Beer & Gough, 1980; de Beer et al., 1982b). Viele dieser klassischen Leitfähigkeitsanomalien haben im Laufe der Jahre meine Forschungsaktivitäten maßgeblich beeinflusst. Dies zeigt sich an einer Übersicht über die Regionen, für die bereits vor mehreren Dekaden Leitfähigkeitsanomalien abgebildet wurden und die nun mit modernen MT Messungen erneut untersucht wurden: der *Barberton Greenstone Belt* in Südafrika (de Beer et al., 1988; Kuetter et al., 2012), der *Southern Cape Conductive Belt* (de Beer et al., 1982b; Weckmann et al., 2007a,b, 2012) in Südafrika, der *Damara* und der *Kaoko Belt* in Namibia (de Beer & Gough, 1980; Weckmann et al., 2003b; Ritter et al., 2003), die Iapetus Suturezone in Südschottland und Irland (Hutton et al., 1980; Banks et al., 1983; Tauber et al., 2003; Rao et al., 2014). Eine der wesentlichen Interpretationen aus den frühen Messungen war die Zuordnung von elektrischen Widerständen $> 100.000 \Omega m$ für die Kratone und etwa $5.000 \Omega m$ für umliegende *mobile belts* (van Zijl, 1977). Basierend auf diesen Annahmen ließen sich die gefundenen Leitfähigkeitsanomalien nur mit mäßiger Stringenz in die Entwicklungsgeschichte der heute tektonisch stabilen Schilde integrieren. Schon Haak & Hutton (1986) folgerten aber, dass diese langen Leitfähigkeitsanomalien mit ehemaliger tektonischer Aktivität in Verbindung stehen und Reste von Suturezonen abbilden könnten.

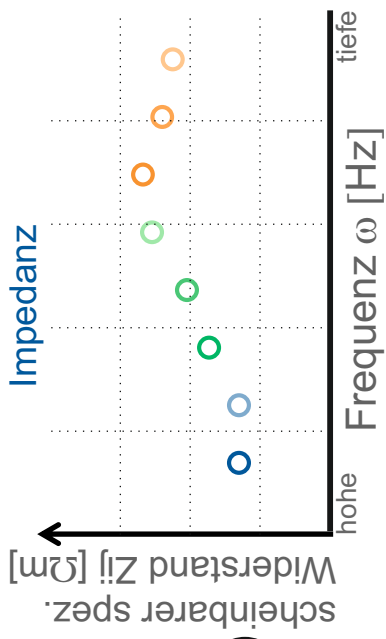
Die magnetotellurische (MT) Methode



elektr. Feld-
variationen

$$\mathbf{E}(\omega) = \underline{\underline{Z}}(\omega) \cdot \mathbf{B}(\omega)$$

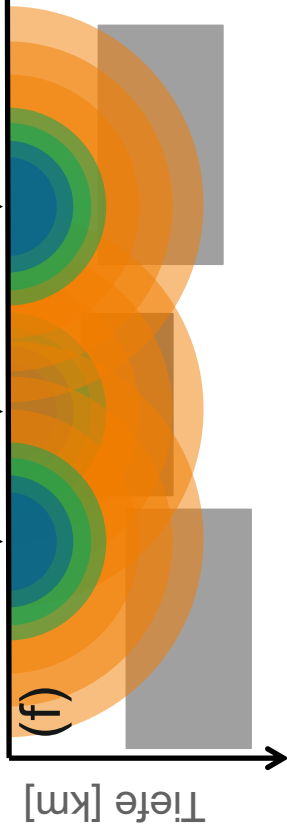
magn. Feld-
variationen



(e)

← Profil →

MT Station MT Station MT Station



(f)

Abbildung B.2: In der Magnetotellurik werden an der Erdoberfläche elektrische und magnetische Feldvariationen mittels Sensoren - Magnetometern/Induktionsspulen und Elektroden - registriert. Diese Felder dringen in den Untergrund ein und je nach elektrischem Widerstand des Untergrundes werden Erdströme induziert. Die Abbildungen auf der linken Seite veranschaulichen das zu Grunde liegende Prinzip: Die grauen Blöcke in den Diagrammen sollen Zonen höheren Widerstandes verglichen mit der Umgebung im Untergrund markieren. Die elektromagnetischen Felder besitzen Schwingungen unterschiedlicher Frequenz. Je tiefer diese Frequenz desto tiefer können diese Felder eindringen und die Untergrundstruktur abbilden. Abbildung (a) – (c) deuten an, dass mit tieferen Frequenzen der sogenannte Induktionsraum (Halbkreise) größer wird, man also eine größere Eindringtiefe der Signale bekommt. Zu jedem frequenzabhängigen Messwert von elektrischem und magnetischem Feld kann nach der Beziehung (d) der sogenannte Impedanztensor bestimmt werden. Da dies eine komplexwertige Größe ist, können alternativ Betrag und Phase - also der scheinbare spezifische Widerstand und die Phase - berechnet werden. Diese lassen sich in einem Diagramm (e) gegenüber der Frequenzachse auftragen. Farbcodiert sind hierbei die erhaltenen Messwerte je nach Frequenzgehalt der Schwingung. Um die Widerstandsverteilung einer gesamten Region zu erfassen, werden MT Stationen entlang eines Profils (f) aufgebaut, die den Untergrund dicht überdecken.

Das Kartieren dieser Leitfähigkeitsanomalien förderte Diskussionen über mögliche Schwächezonen und die rheologischen Eigenschaften unterschiedlicher tektonischer Einheiten. Es blieb aber eine große Unsicherheit in der Tiefenzuordnung² und der detaillierteren Auflösung dieser Strukturen. Wichtige methodische Fortschritte konnten durch die zusätzliche Messung von Erdströmen erreicht werden, wodurch sich der Name „Magneto-Tellurik“ ergab. Die Magnetotellurik, die zuerst von Tikhonov (1950) und Cagniard (1953) in den fünfziger Jahren in ihrer Vollständigkeit als Relation von elektrischen zu magnetischen Feldvariationen beschrieben wurde, diente ursprünglich zur Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit eines horizontal geschichteten (1D) Untergrundes. Physikalisch basiert die Methode auf elektromagnetischen Wechselfelder weit entfernter natürlicher Quellen, die horizontale Ströme in die elektrisch leitfähige Erde induzieren. Diese sogenannten Primär- und Sekundäranteile des horizontalen magnetischen ($B[T]$) und elektrischen Feldes ($E[V/m]$) werden mit geeigneten Sensoren an der Erdoberfläche gemessen. Aus dem Verhältnis E/B kann eine komplexwertige Impedanz und daraus der elektrische Widerstand, bzw. als Inverses die elektrische Leitfähigkeit eines homogenen Untergrundes berechnet werden. Die Eindringtiefe der induzierten Felder und damit auch die Sondierungstiefe hängt sowohl von deren Frequenz oder dem Inversen, der Periode T in $[s]$ als auch vom Widerstand ρ in $[\Omega m]$ des Untergrundes ab:

$$d = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\rho \cdot T} \text{ [in km]} \quad (\text{B.1})$$

Der Begriff Eindringtiefe ist dabei insofern irreführend, als sich elektromagnetische Felder in alle Raumrichtungen, also auch lateral, gleichermaßen ausbreiten; aus diesem Grund spricht man besser vom Induktionsraum. Befinden sich im Induktionsraum laterale Leitfähigkeitskontraste, werden diese erfasst, und man erhält an der Erdoberfläche räumlich inhomogene Feldverteilungen. Misst man zueinander orthogonale Feldkomponenten (B_x, B_y, E_x und E_y) lässt sich die Impedanz als tensorielle Größe bestimmen.

²Dies ist ein inhärentes Problem bei reinen magnetischen Messungen, die einheitslose Übertragungsfunktionen liefern und somit Leitfähigkeitskontraste und Tiefenzuordnungen nur relativ sind.

Eine Übersichtsdarstellung zum allgemeinen Prinzip der Magnetotellurik und der Darstellung als z.B. Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstands ist in Abbildung B.2 zu finden. Zu einer umfassenden Darstellung der theoretischen Hintergründe der Magnetotellurik verweise ich auf vorhandene Lehrbücher, wie z.B. Chave & Jones (2012) oder Simpson & Bahr (2005).

Eine weitere Übertragungsfunktion, die Aufschlüsse über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund gibt, bildet sich aus dem Verhältnis von vertikalem (B_z) zu horizontalen (B_x und B_y) magnetischen Feldern. Dieser komplexwertige Vektor kann in Form von Induktionspfeilen (Realpfeil und Imaginärpfeil) in Kartendarstellung abgebildet werden. In der Wiese Konvention zeigt der Realpfeil von Zonen erhöhter Leitfähigkeit weg (Wiese, 1962a). Die Länge des Pfeiles beschreibt den relativen lateralen Leitfähigkeitsunterschied. Die vertikale magnetische Übertragungsfunktion, das heißt auch der Induktionspfeil, verschwindet über einem eindimensionalen - also homogenen oder geschichteten Untergrund.

Durch geeignete Modellierungsverfahren kann man aus den für viele Frequenzen und an vielen Messorten bestimmten Impedanztensoren die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund rekonstruieren. Allerdings können die entsprechenden Differentialgleichungen nur für eine homogene oder geschichtete, eindimensionale (1D) Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit analytisch gelöst werden. Numerische Verfahren zur Lösung des elektromagnetischen Induktionsproblems in zwei Dimensionen (2D) entstanden in den siebziger Jahren (Jones & Price, 1971; Coggon, 1971; Schmucker, 1971). Den allgemeinen dreidimensionalen (3D) Fall löste Weidelt (1975) für die Magnetotellurik. Beschränkend bei dem Einsatz der Modellierungs- und Inversionsverfahren waren die vorhandenen Rechnerkapazitäten. Erst seit Ende der neunziger Jahre wurden MT Daten standardmäßig zweidimensional interpretiert, seit einigen wenigen Jahren, in denen leistungsfähige Computercluster zur Verfügung stehen, können MT Daten dreidimensional (3D) interpretiert werden. Bis dahin basierten Untersuchungen der Leitfähigkeitsverteilung des Untergrunds entweder auf Schichtmodellen (1D Inversion) oder aber auf sehr zeitaufwendigen, im trial-and-error Verfahren entwickelten 2D oder 3D Vorwärtsmodellierungen. Dabei konnten zwar bestimmte Aspekte eines Datensatzes beleuchtet werden, nicht aber eine Anpassung der gesamten Daten durch ein Modell erreicht werden. Obwohl die Magnetotellurik anders als Potentialverfahren (Gravimetrie, Magnetik) nicht prinzipiell mehrdeutig ist, entsteht die Vieldeutigkeit durch eine nicht-perfekte Datenbasis (Stations-, bzw. Modellüberdeckung, lückenhafte Sondierungskurven). Deshalb ist es wichtig, sich die Klassen der Äquivalenzmodelle, die die Daten im Rahmen ihres Messfehlers gleichermaßen gut anpassen, anzusehen. Hierzu gibt es verschiedene Ansätze, von denen ich einige in dieser Arbeit vorstellen möchte.

Die meisten Inversionsalgorithmen finden sogenannte *minimum structure* Modelle, die nur Strukturen enthalten sollen, welche für die Datenanpassung unbedingt erforderlich sind. Ein Nachteil dieses Ansatzes besteht darin, dass die Inversion scharfe Strukturgrenzen nicht als solche abbilden kann, sondern diese verschmiert erscheinen. Besonders Unterkanten von guten Leitern, die prinzipiell mit der MT schlecht aufgelöst werden, werden zu größerer Tiefe hin verschmiert. Sogenannte *constrained inversions* erlauben Rückschlüsse auf die Notwendigkeit, Lage und Größe modellierter Leitfähigkeitsstrukturen. Mittels 2D Vorwärtsmodellierungen kann die Sensitivität der gemessenen Daten auf Modifikationen bestimmter Bereiche des Leitfähigkeitsmodells untersucht werden (z.B. Schwalenberg et al., 2002; Muñoz & Rath, 2006). Häufig wird auch die Notwendigkeit von bestimmten Leitfähigkeitsanomalien im Inversionsmodell dadurch überprüft, dass die betroffene Struktur im Modell entfernt wird und mit dem modifizierten Modell als Start- / Apriori-Information die Inversion erneut gestartet wird. Hier macht man sich zu Nutze, dass viele Inversionsalgorithmen eine Modellanpassung mit möglichst geringer Abweichung vom Startmodell suchen. Taucht die betreffende Struktur trotz dieser Regularisierung wieder im Inversionsmodell auf, spricht dies für eine Forderung des Datenanpassungsterms der Inversion. Eine weitere Methode, die ich erfolgreich in der 2D Interpretation verwendet habe, sind die sogenannten *tear zones*. Die Ränder einer *tear zone* unterbrechen die Regularisierung, die Unterschiede in der elektrischen Leitfähigkeit zwischen benachbarten Zellen

bestraft. Somit lassen sich scharfe Grenzen innerhalb der *minimum structure* Inversion herbeiführen, allerdings nur, wenn dies für die Datenanpassung notwendig ist (Weckmann et al., 2007a).

Die hier zusammengefassten Experimente beinhalten mehrheitlich 2D Inversionen und Interpretationen der MT Daten, die bis auf das Barberton Experiment (Kuetter et al., 2012) entlang von Profilen aufgezeichnet wurden und somit eine 2D Interpretation nahe legen. Unabhängig vom Stationslayout ist zu prüfen, ob die MT Daten eine solche Vereinfachung erlauben. Eine 2D Inversion kann die Leitfähigkeitsstruktur des Untergrundes nur in erster Näherung wiedergeben. Trotzdem ist die 2D Inversion einer 3D Inversion in manchen Aspekten überlegen: Die Modelldiskretisierung kann für ein 2D Modell wesentlich feiner erfolgen, da diese Berechnungen mit den heute zur Verfügung stehenden Computern keine allzu große Herausforderung darstellen (Meqbel, 2009; Siripunvaraporn et al., 2005). Aufgrund des dichteren Gitters können die resultierenden Leitfähigkeitsmodelle wesentlich detailreicher sein. Durch die vergleichsweise kurzen Rechenzeiten lassen sich Auflösbarkeitsstudien und die oben angesprochenen *constrained inversions* in notwendigem Umfang bei akzeptablem Zeitaufwand durchführen. Für 3D Inversionen kann dies schnell ausarten, sodass tendenziell mehr 3D Modelle präsentiert werden, die nicht gründlich getestet wurden. An dieser Stelle möchte ich keine detaillierte Kosten-Nutzen-Abwägung machen, ob 2D Inversionsartefakte, die aufgrund von einer Übereinfachung und der Existenz von Profil-nahen Heterogenitäten entstehen (Ledo et al., 2002; Ledo, 2005), schwerer wiegen, als ein „unreifes“ 3D Modell.

Auch wenn von der Stationsüberdeckung eine 3D Inversion der Daten möglich ist, müssen die Ergebnisse nicht zwangsläufig denen einer 2D Inversion in Bezug auf Realitätsnähe oder Wahrheitsgehalt überlegen sein. Tietze & Ritter (2013) haben gezeigt, dass eine in den 2D Inversionsmodellen von parallelen Profilen über die *San Andreas Fault* robuste Leitfähigkeitsanomalie, zunächst mit der 3D Inversion des gesamten Datensatzes nicht abgebildet werden konnte. Nur durch Nutzung von Apriori-Information und dem Rotieren der Daten und des Modells in die Streichrichtung des Untergrundes, konnte diese annäherungsweise zweidimensionale Struktur aufgelöst werden. Dabei spielt die Aufspaltung der Moden bei vorwiegend 2D Strukturen in eine parallele und senkrechte Komponente eine Rolle. Die Impedanzen parallel dieser ausgestreckten Leitfähigkeitsstruktur sind klein, während die senkrecht dazu größer im Betrag sind. Die 3D Inversion passt dabei besser betragsmäßig größere Impedanzwerte an als kleinere. Bei der 2D Inversion ist dieses Problem nicht so gravierend, da hier fast bei allen Algorithmen Betrag - also der scheinbare spezifische Widerstand und die Phase angepasst werden. Diese Eigenart, dass 3D Inversionen für gewöhnlich die einzelnen Impedanzensorelemente anpassen, während bei 2D Inversionen Betrag und Phase verwendet werden, hat auch noch weitere Konsequenzen. Befinden sich bei der Datenregistrierung in Nachbarschaft zu den elektrischen Sensoren oberflächennahe Leitfähigkeitsheterogenitäten, die durch die Datenregistrierung nicht induktiv erfasst werden, gelangt ein in der Größe unbekannter Gleichstromanteil in die Registrierung der elektrischen Feldvariationen. Dieser Gleichstromanteil stammt von Ladungsansammlungen an den Grenzflächen der Heterogenität und sein Effekt in den Messdaten wird mit *static shift* bezeichnet. Er äußert sich durch eine Niveauverschiebung der scheinbaren spezifischen Widerstandskurve, während die Phasen davon unbeeinflusst sind. Dadurch ergibt sich für 2D eine Inversionsstrategie, die sich in der Anpassung auf die Phasenwerte fokussiert und lediglich versucht, die Widerstandskurvenform parallel verschoben zu rekonstruieren. Durch die Verwendung der Impedanzen gibt es keine *static shift*-freien Daten für die Inversion. In 3D Modellen können dadurch Artefakte auftreten oder aber, wie durch synthetische Tests gezeigt, tiefere Leitfähigkeitsanomalien nicht mehr aufgelöst werden (Tietze, 2012; Weckmann & Tietze, 2011).

Einhergehend mit modernen Interpretationsverfahren wurde auch eine neue Messtechnik notwendig. Die wesentlichen Neuerungen beruhen dabei vor allem auf zwei Dingen: höhere Stationsdichte und besseres Signal / Rauschverhältnis. Im Falle einer eindimensionalen Erde ist der Leitwert (*conductance*), das Produkt aus Leitfähigkeit und Schichtdicke, der am besten aufgelöste Parameter. Hier

erreicht man durch zusätzliche Stationen oder eine höhere Stationsdichte keinen zusätzlichen Informationsgewinn, da innerhalb des jeweiligen Induktionsraums die gleiche Leitfähigkeitsverteilung vorliegt. Sobald sich aber laterale Leitfähigkeitskontraste im Induktionsraum befinden, ändert sich die Situation: Messstationen in der Nähe eines Leitfähigkeitskontrasts erfassen diesen bei höheren Frequenzen als weiter entfernt liegende Stationen. Bei gleicher Frequenz hängt die Größe des Induktionsraums von der Leitfähigkeit des Untergrundes ab (vgl. B.1). Benachbarte Stationen tragen in diesem Fall unterschiedliche Informationen. Durch überlappende Induktionsräume wird die Modellfindung stabilisiert, da es weniger äquivalente Modelle gibt. Ein dichter Stationsabstand ist ebenso vorteilhaft bei verrauschten Messdaten. Moderne MT Experimente mit mehr als 100 Stationen, von denen auch eine signifikante Menge zeitgleich und mit absoluter Zeitbasis registriert, verlangt eine Vielzahl von MT Messgeräten, wie es sie zum Beispiel im Geophysikalischen Geräte Pools Potsdam (GIPP) gibt. Die hier vorgestellten Arbeiten basieren auf dem Einsatz von drei unterschiedlichen Messgeräten: Bis circa 2010 wurden die von der Universität Edinburgh gebauten S.P.A.M. MkIII Geräte (Ritter et al., 1998) zusammen mit dem Earth Data Logger (EDL) der Firma *Earth Data* zusammen bei Experimenten eingesetzt, um sowohl Registrierungen im Bereich von einigen kHz als auch langperiodische MT Daten über 2-3 Tage durchzuführen. Wichtig hierbei ist die Möglichkeit der Synchronisierung getrennt registrierender Geräte mittels GPS Signal, um Auswerteverfahren wie die *remote reference* Technik oder das neu entwickelte Wiener Filter-Verfahren (siehe B.4.1) zur Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses zu verwenden. Seit 2010 ist das Nachfolgemodell S.P.A.M. MkIV im Einsatz. Erst mit solchen Geräten wurden Messanordnungen mit großer Stationsdichte und hohem Messfortschritt möglich; sie sind Voraussetzung für die modernen hochauflösenden, magnetotellurischen Untersuchungen. Enorme Fortschritte gab es auch bei der Datenanalyse, die im Wesentlichen auf neuen statistischen Verfahren (multivariate, robuste Methoden; z.B. Ritter et al., 1998; Kuetter et al., 2012; Egbert & Livelybrooks, 1996; Smirnov, 2003; Chave et al., 1987) und auf Korrelationsanalysen zwischen zeitgleich registrierenden Stationen beruhen (Egbert, 1997; Smirnov & Egbert, 2012). Durch diese Verfahren wurde es möglich, elektromagnetische Störsignale, die insbesondere in dicht besiedelten Gebieten MT Messungen stark beeinträchtigen können, wirkungsvoll zu unterdrücken.

Besonders für den Fall einer Datenaufzeichnung entlang von Profilen bekommt die Bestimmung des Untergrundstreichens eine große Bedeutung. Im 2D Fall der Untergrundstruktur lassen sich die zugrunde liegenden Induktionsgleichungen in zwei unabhängige Moden aufteilen, die jeweils die Stromsysteme parallel (TE Mode oder Polarisation) und senkrecht (TM Mode oder Polarisation) zum Untergrundstreich beschreiben. Diesen Streichwinkel zu bestimmen, ist das Ziel der Streichwinkelanalyse. Dabei muss berücksichtigt werden, dass, obwohl der Untergrund eine dominante 2D Struktur regional aufweist, diese lokal durch Inhomogenitäten überprägt sein kann. Ab den neunziger Jahren wurden Streichwinkel- und Dimensionalitätsanalysen mit Verfahren, die auf dem Groom-Bailey-Ansatz (Groom & Bailey, 1989) basieren (z.B. McNeice & Jones, 2001), durchgeführt. Dabei versucht man, oberflächennahen, verzerrenden Inhomogenitäten in der elektrischen Leitfähigkeit mathematisch durch mögliche Deformationen von „Einheitsvektoren“ zu beschreiben. Aufgrund der vielen Freiheitsgrade dieser mathematischen Beschreibung und der Befürchtung, dass dieses Modell die Realität eventuell nicht ausreichend genug beschreiben kann, wurden Alternativen entwickelt, um einen von lokalen Einflüssen ungestörten regionalen Impedanztensor und somit auch die inhärente Information der Streichrichtung zu erhalten. Zwei der von mir verwendeten Methoden sind die sogenannten Phasentensoren von Caldwell et al. (2004) und das Eliptizitätskriterium von Becken & Burkhardt (2004).

B.3

Elektrische Anisotropie entlang von Kollisionzonen

Besonders in Bezug auf alte Schilde oder entlang von Störungszonen findet sich in der Literatur häufig eine Interpretation der beobachteten MT Daten mit Hilfe von elektrischer Anisotropie (Simpson, 2002; Eaton et al., 2004; Hamilton et al., 2006). In der Geologie wird unter Anisotropie im allgemeinen das Vorherrschen einer bestimmten Gefügerichtung bezeichnet, während in der Geophysik sich die Anisotropie auf eine richtungsabhängige physikalische Eigenschaft bezieht.

In der Seismologie wird Anisotropie besonders zur Erklärung von Scherwellenaufspaltung (*shear wave splitting*) herangezogen. In einem anisotropen Medium pflanzt sich eine Raumkomponente der Scherwellen schneller fort als die zu ihr senkrechte Komponente. Die anisotropen Regionen liegen meistens im oberen Erdmantel oder in der unteren Erdkruste, wahrscheinlich verursacht durch großräumige Deformation und vorherrschende Spannungsregimes (z.B. Savage, 1999, als Übersichtsartikel). Die isotropen Kristalle des Olivins im Erdmantel können sich nach einer Vorzugsrichtung ausrichten und somit größere anisotrope Bereiche erzeugen. Diese Anisotropie von Olivinkristallen beeinflusst nicht nur elastische Eigenschaften, sondern ebenfalls die elektrischen, was auch durch Labormessungen untersucht und quantifiziert worden ist (Poe et al., 2010; Constable, 2006). Bei dieser Form der Anisotropie spricht man auch von „intrinsischer Anisotropie“, da das Gestein in seiner Kristallstruktur für die Richtungsabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit bzw. der seismischen Geschwindigkeiten verantwortlich ist. Dem gegenüber steht die sogenannte „makroskopische Anisotropie“, bei der Anordnung oder strukturelle Eigenschaften von Gesteinsformationen auf großer Skala eine Vorzugsrichtung für elektrische Ströme hervorrufen. Denkbare Strukturen sind zum Beispiel Foliationen oder mit fluiden gefüllte Risse oder Mineralisationsnetzwerke, die eine Vorzugsrichtung besitzen können (siehe Abbildung B.12). Als konzeptionelles Modell können wir uns parallele Lamellen vorstellen, die in die verschiedenen Raumrichtungen rotiert sind (Chen, 2012, Abbildung 2.3). Mathematisch beschreiben lässt sich die Richtungsabhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit durch einen 3×3 Tensor. Eine Transformation in die Hauptachsenleitfähigkeiten mit den jeweiligen Euler Winkeln lässt sich anschaulich mit einem Lamellenmodell darstellen. Inwieweit leitfähige Strukturen mit Vorzugsrichtung als solche aufgelöst werden oder aber sich in ihrer Gesamtheit als elektrische Anisotropie zeigen, hängt maßgeblich vom MT Stationsabstand und der Tiefenlage der Struktur im Untergrund ab (siehe Weckmann et al., 2003b).

In der Elektromagnetik führt der Begriff der Anisotropie allerdings häufig zu Missverständnissen. Die in der MT gewonnene Größe des Impedanzensors beschreibt einerseits mathematisch bereits eine Richtungsabhängigkeit andererseits physikalisch auch die Entkopplung der Stromsysteme über einem 2D Untergrund. Die Stromsysteme entstehen parallel und senkrecht zur Streichrichtung des Untergrundes und gehen entsprechend auch mit Werten für scheinbaren spezifischen Widerstand und Phase der beiden Nebendiagonalelemente einher. Die Gesteinseinheiten besitzen dann keine (intrinsische) Anisotropie, sondern lediglich isotrope Eigenschaften. Wenn die elektrische Leitfähigkeitsverteilung im Erdmantel geschichtet oder homogen wäre, würden zu langen Perioden die MT Übertragungsfunktionen für beide Nebendiagonalelemente betragsmäßig identische Werte annehmen und die Phasenwerte lägen aufeinander. Deshalb findet man häufiger in regionalen langperiodischen MT Studien den Ansatz, das beobachtete Aufspalten der Phasenkurven zu langen Perioden mit Mantelanisotropie zu erklären (z.B. Simpson, 2002; Gatzemeier & Moorkamp, 2005; Leibecker et al., 2002; Eaton et al., 2004). Dabei scheint es eine schöne Analogie zur Seismologie zu geben, die ja ebenfalls bei Anisotropie ein Aufspalten der Phasen beobachtet. Durch synthetische Modellierungen habe ich jedoch zeigen können, dass bei langen Perioden, das heißt großen Induktionsräumen auch lateral weit entfernt

liegende Leitfähigkeitskontraste wie zum Beispiel Ozeane ein solches Aufspalten der Phasen verursachen können (Weckmann, 2008). Heise et al. (2006) haben in ihrer Arbeit ausgeführt, dass nicht anisotrope Gesteinsformationen per se für den Phasensplit verantwortlich sind, sondern horizontale oder vertikale Grenzflächen notwendig sind. Daraus lässt sich ableiten, dass leitfähige Strukturen im größeren Umfeld mit modelliert werden müssen, bevor langperiodische MT Daten durch Anisotropie in diesen Tiefen interpretiert werden. Diesen Ansatz habe ich zum Beispiel bei der Erklärung der Induktionspfeile in Abschnitt B.4.3 verwendet.

Anders als beim *shear wave splitting* lässt sich die elektrische Anisotropie nicht eindeutig im Impedanztensor oder dem scheinbaren spezifischen Widerstand und der Phase erkennen. Als Hinweis auf einen elektrisch anisotropen Untergrund werden Phasenwerte der Nebendiagonalelemente des Impedanzensors, die außerhalb des jeweilig zugehörigen Quadranten liegen, gesehen (Weckmann et al., 2003b, 2012; Heise & Pous, 2003; Wannamaker, 2005). Diese Phasen außerhalb des Quadranten müssen auch nach Rotation des Tensors bestehen bleiben, da Phasendurchläufe für die Hauptdiagonalelemente des Impedanzensors nichts Ungewöhnliches sind. Physikalisch gesehen, werden diese „herauslaufenden“ Phasen durch Stromsysteme (Stromdichte \vec{j}) erzeugt, die nicht parallel zum elektrischen Feld (\vec{E}) ausgerichtet sind (Weidelt, 1999). Anschaulich bedeutet das, dass die senkrecht zum anregenden Magnetfeld induzierten Ströme umgelenkt werden, sodass die Orthogonalität zwischen Magnet- und elektrischem Feld nicht mehr gegeben ist. Diese Situation kann auch eintreten, wenn es eine die elektrischen Ströme im Untergrund bündelnde und ablenkende Struktur gibt (*current channeling*). Beispiele hier wären mäandernde leitfähige Bachbetten, Vererzungen oder auch Metallrohre im Untergrund. Dabei handelt es sich allerdings nicht um ein Phänomen der Anisotropie, sondern um einen extremen 3D Effekt. Einen weiteren Hinweis auf einen anisotropen Untergrund können die Induktionspfeile liefern. Über oder neben anisotropen Strukturen beobachten wir lange, parallel ausgerichtete Pfeile, die nicht wie im Fall eines isotropen Leitfähigkeitskontrasts mit zunehmender Entfernung abklingen. In den MT Datensätzen im Damara Belt (Weckmann et al., 2003b), an der Kaapvaal Kraton Grenze (Abbildung B.9) oder in Modellstudien von Pek & Verner (1997) ist dies zu beobachten. Trotzdem muss das Verhalten der Induktionspfeile kein hinreichendes Kriterium für elektrische Anisotropie sein. Umgekehrt haben Pek & Verner (1997) gezeigt, dass nicht jede anisotrope Leitfähigkeitsstruktur im Untergrund Phasen $> 90^\circ$ oder auffällige Induktionspfeile erzeugen muss. Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass mit der elektrischen Anisotropie sehr gewissenhaft umgegangen und Alternativmodelle, die ohne Anisotropie auskommen, getestet werden müssen.

Trotzdem scheint es besonders in alten *mobile belts* Hinweise auf krustale Anisotropie in den MT Daten zu geben. In den Southern Uplands in Schottland (Tauber et al., 2003), der Ossa Morena Zone in Portugal und Spanien (Heise & Pous, 2003), im Damara Belt in Namibia (Weckmann et al., 2003b) und im Cape Fold Belt in Südafrika (Weckmann et al., 2012) beobachten wir an benachbarten Stationen Phasen, die den ersten Quadranten verlassen. Inwieweit dies eine Eigenschaft von stark deformierten Gesteinen eines fossilen *mobile belts* ist, beziehungsweise als regionale Eigenschaft gesehen werden kann, wird in Kapitel B.5 weiter diskutiert.

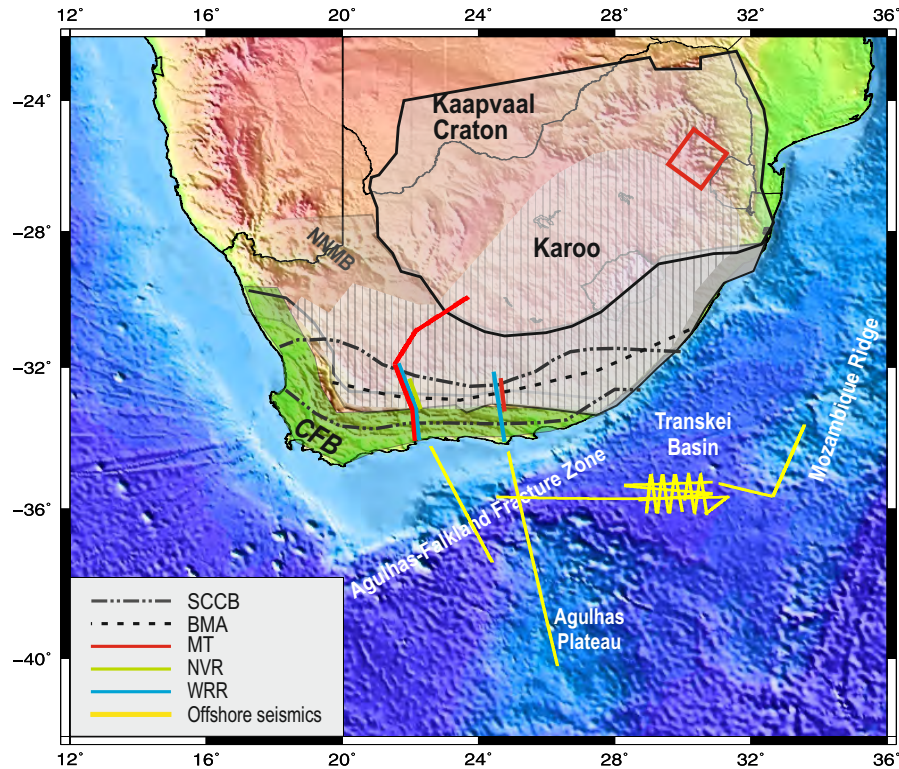


Abbildung B.3: Lage der in dieser Arbeit diskutierten MT Experimente im südlichen Afrika. BMA: *Beattie Magnetic Anomaly*, SCCB: *Southern Cape Conductive Belt*, MT: Magnetotellurische Profile, NVR: reflektionsseismisches Profil (*near vertical reflection*), WRR: Weitwinkel refraktions-/reflektionsseismisches Profil (*wide angle reflection/refraction*)

B.4

Magnetotellurische Experimente

B.4.1

Der *Barberton Greenstone Belt* (Südafrika)

Der *Barberton Greenstone Belt* (BGB) ist einer der ältesten Teile innerhalb des Kaapvaal Kratons im südlichen Afrika, dessen Gesteine im Archaikum entstanden sind. Im Bereich des südlichen BGB verlaufen mehrere Scherzonen, die als Resultat einer im Archaikum statt gefundenen Kontinentalkollision interpretiert werden (de Wit, 1991; de Wit et al., 1992; de Wit, 1998). Dadurch dass die Formationen des BGB sehr gut erhalten sind, konnte er geologisch detailliert kartiert und analysiert werden (z.B. Heubeck et al., 2013; de Ronde & de Wit, 1994; de Wit et al., 1992). Existierende Modelle für die Entwicklung des BGB sind im Wesentlichen von Oberflächenbeobachtungen abgeleitet. Tiefe, das heißt krustale Abbilder der physikalischen Eigenschaften des BGB gab es bislang keine, wodurch die tektonischen Modelle nur unzureichend verifiziert werden konnten. Besonders kontrovers diskutiert wird, ob die Störungszonen des *Barberton Greenstone Belts* in Verbindung mit einer im Archaikum statt gefundenen Kontinentalkollision stehen, also eine archaische Suturzone markieren, oder die Entstehung des Kontinentalblocks vornehmlich durch vertikale Massentransporte verursacht

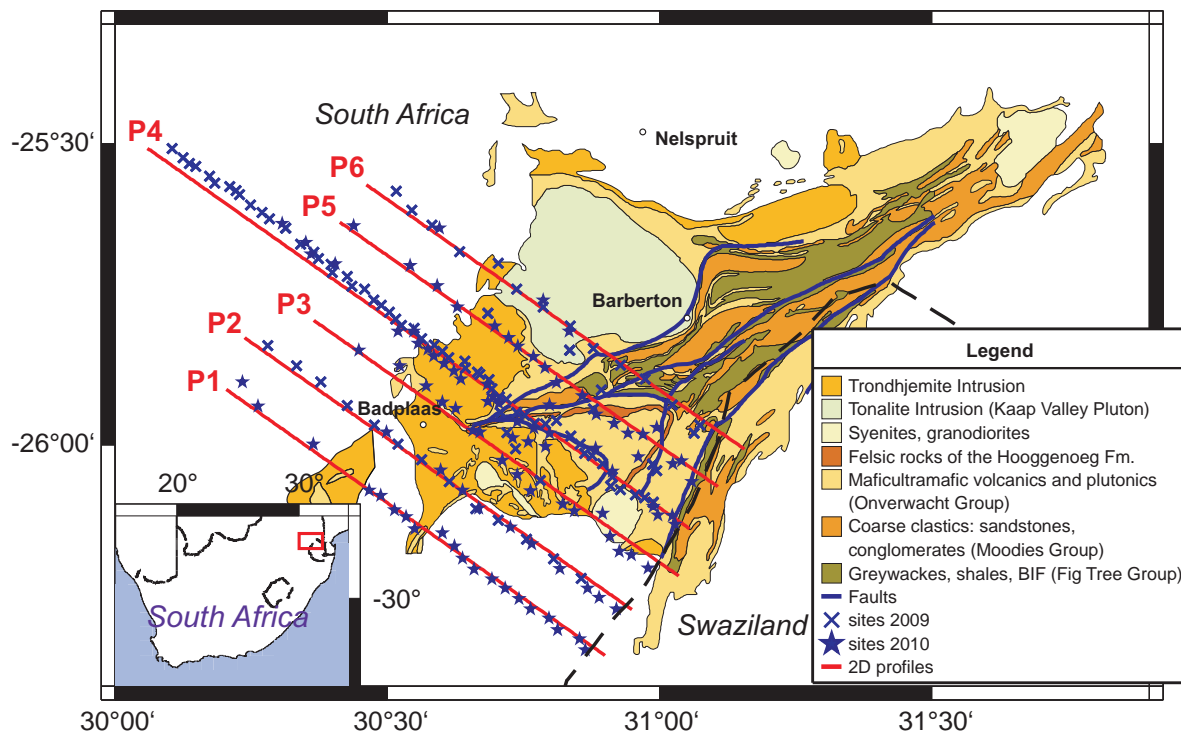


Abbildung B.4: Stationsverteilung über den südlichen Barberton Greenstone Belt (Kuetter et al., 2012). Insgesamt sind 193 MT Stationen entlang von 6 Profilen verteilt und in zwei Experimenten gemessen worden. Das Stationslayout ermöglicht sowohl eine 2D als auch 3D Interpretation der Daten. Eine Karte mit vereinfachter Oberflächengeologie befindet sich im Hintergrund (M. de Wit, persönliche Kommunikation).

ist und die beobachteten Störungszonen später in der Erdgeschichte angelegt wurden (z.B. Hamilton, 1998; Kranendonk, 2010). Dabei geht es auch um die grundsätzliche Frage, ab welchem Zeitpunkt in der Erdgeschichte Plattentektonik eingesetzt hat, um Kontinente oder stabilere Blöcke zu bilden (z.B. O'Neill et al., 2007b,a)

Da Informationen über die tieferen Wurzeln des BGB notwendig sind, um Fragen zu seiner Entstehung zu beantworten, sind in dieser Region zwei MT Experimente in den Jahren 2009 und 2010 durchgeführt worden. Ziel war es hierbei ein Abbild der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund zu erstellen, da eine Leitfähigkeitskontrast der Gesteine des BGB gegenüber den Störungszonen zu erwarten war. Anzeichen von tief reichenden Störungszonen können ein Hinweis auf plattentektonische Prozesse sein. Da der südliche BGB eine komplexe (dreidimensionale) Struktur darstellt, wurde das erste lange Profil im darauf folgenden Experiment zu einem Stationsnetzwerk erweitert (siehe Abb. B.4). Insgesamt wurden hier MT Zeitreihen an über 200 Stationen in einem Frequenzbereich von $1\text{kHz} - 1\text{mHz}$ gemessen (Kuetter et al., 2012). Der interpretierbare Anteil dieser Daten beschränkt sich in dieser Region von Südafrika leider auf relativ hohe Frequenzen bis maximal $0.1 - 0.01\text{Hz}$. Dies liegt daran, dass es in der Umgebung eine Vielzahl von Störquellen, wie Strom- und Gasleitungen, aktiver Bergbau und eine mit Gleichstrom betriebene Eisenbahnstrecke, gibt. Nachteilig kommt hinzu, dass aufgrund der hohen Widerstände des Untergrunds sich diese elektromagnetischen Störfelder weit ausbreiten, sodass gängige Methoden zur Datenqualitätsverbesserung, wie die *Remote Reference* Methode, aufgrund kohärenter Störsignale nicht mit den erwarteten Resultaten einsetzbar sind. Die oben erwähnten Störquellen haben allesamt den Nachteil, dass sie die natürlichen Zeitreihen mit Impulsfunktionen - sogenannten Dirac'schen Deltafunktionen oder *Spikes* - und Stufenfunktionen „verunreinigen“. Transformiert man solche Zeitreihen mittels Fourier-Transformation in

den Frequenzbereich, so beeinflussen diese Störungen nicht nur einen kleinen Frequenzbereich, sondern (fast) alle Frequenzen gleichermaßen. Erstes Ziel bei der Datenbearbeitung war es deshalb, neue Verfahren basierend auf einem Wiener Filter zu entwickeln, um aus kurzen ungestörten Zeitsegmenten, in Korrelation mit MT Zeitreihen einer weit entfernten Referenzstation eine ungestörte lokale Zeitreihe zu rekonstruieren (Kuetter et al., 2012). Mit diesem Ansatz gelang es, den auswertbaren Frequenzbereich um 1-2 Dekaden zu tieferen Frequenzen - also größeren Eindringtiefen von zum Teil mehr als 10 km zu erweitern.

Da diese zeitaufwändige Bearbeitung erst im Laufe von 2014 abgeschlossen werden konnte, sind die Ergebnisse noch nicht in Fachzeitschriften veröffentlicht. Deshalb werde ich hier einige vorläufige, bisher unveröffentlichte Ergebnisse vorstellen, die für die Diskussion wichtig sind. Der Datensatz über den BGB zeigt nämlich sehr schön die unterschiedlichen Möglichkeiten, die eine 2D bzw. 3D Interpretation liefern kann. Die MT Stationen werden zunächst Profilen zugeordnet, um 2D Inversionen berechnen zu können. Dabei lassen sich die Variationen zwischen benachbarten Profilen herausarbeiten, wie dies zum Beispiel entlang der *San Andreas Fault* geschehen ist (Becken et al., 2008, 2011). Ungewöhnlich an diesem Datensatz ist, dass wir es mit einer unterschiedlichen Stationsdichte entlang der einzelnen Profile zu tun haben und dass der Stationsabstand der interpretierbaren Stationen durch die extremen elektromagnetischen Störungen unterschiedlich ausfällt. Die 2D Inversionsmodelle können typischerweise sehr eng diskretisiert werden, das heißt mit einer Zellbreiten weniger als 100 m. Allerdings verlangt eine solche Interpretation, dass regionale 2D Strukturen im Untergrund vorherrschen und Stromsysteme in Struktur-senkrechte und -parallele Moden entkoppeln. Da solche Voraussetzungen streng genommen in der Natur nie vorliegen, bedarf es einer Abschätzung über die Dimensionalität des Untergrundes und darüber, ob diese Vereinfachungen physikalisch vertretbar sind. Hier können besonders verzerrende oberflächennahe Leitfähigkeitsinhomogenitäten oder auch Leitfähigkeitsanomalien neben der Profillinie zu Artefakten in 2D Inversionsergebnissen führen.

Wesentliche Ergebnisse der 2D Inversionsrechnungen sind Leitfähigkeitsanomalien bis in 5 km Tiefe, die mit dem Verlauf von *Inyoka* und *Komatii Faults* an der Oberfläche zu korrelieren scheinen. Die schlecht leitenden Gesteine des *Barberton Greenstone Belts* (Tonalit, Trondhjemit und Granodiorit (TTG) Plutone) reichen bis in ca. 7 km Tiefe und setzen sich unterhalb der Transvaal Sedimente im Nordwesten fort. Im Südosten scheint die *Maanhaar Fault* die BGB Gesteine zu begrenzen. Inversionsstudien mit sogenannten *tear zones*, das heißt Bereiche, über die die Regularisierung scharfe Leitfähigkeitskontraste erlaubt, deuten darauf hin, dass die Störungszonen, die nördlich der Trondhjemit Intrusionen kartiert werden können, sich nach Süden hin fortsetzen könnten. Dies würde bedeuten, dass insbesondere der Mpuluzi Batholith älter als diese ihn durchdringenden tektonischen Strukturen wäre. Diese Leitfähigkeitsmodelle würden sich in Bezug auf die flache Tiefenerstreckung der BGB Gesteine mit existierenden Beobachtungen aus Gravimetrie und flacher Geoelektrik decken (de Beer et al., 1988)

Da allerdings die 2D Inversionsmodelle entlang der einzelnen Profillinien des Barberton MT Datensatzes signifikante Unterschiede aufweisen und die Geologie sowie die Stationsverteilung sowieso eine 3D Interpretation nahe legen, möchte ich in diesem Rahmen auch auf die 3D Inversionsergebnisse eingehen. Abbildung B.5 zeigt vertikale Schnitte durch das 3D Inversionsmodell entlang von Profil P2 (a) und ungefähr von Profil P5 (b). Demnach ist der Mpuluzi Batholith nicht, wie durch die 2D Inversionsmodelle (Kuetter et al., 2012) suggeriert, von der *Inyoka Fault* durchschnitten. Ebenso scheinen sich die Zonen hoher Widerstände im Zentrum des BGB bis ca. 20 km Tiefe zu erstrecken, während allerdings die Störungszonen nur bis etwa 5 km als elektrisch leitfähige Bereiche abgebildet werden. Noch wesentlich deutlicher als im 2D Modell zeigt sich im 3D Schnitt die Fortsetzung der BGB Gesteine unterhalb der Transvaal Sedimente im Nordwesten. Die 3D Inversionsmodelle zeigen sowohl leitfähige Scherzonen als auch tiefreichende subvertikale Zonen hohen Widerstands und lassen damit beider Interpretationen in Form von vertikalen Massentransporten (Platznahme von Plutonen) und tektonischen Prozessen zu.

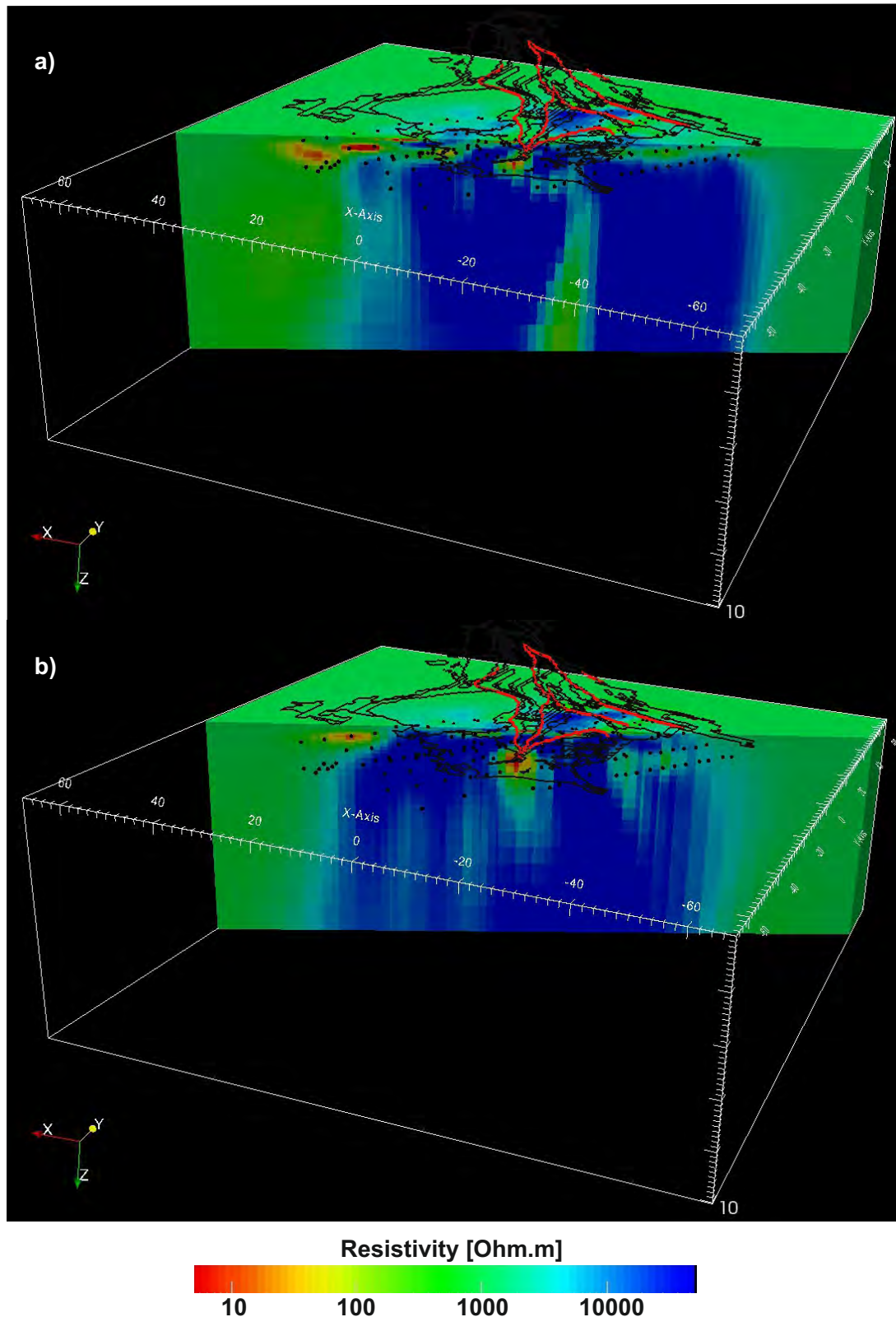


Abbildung B.5: Zwei Profilschnitte bis in eine Tiefe von 10 km durch das 3D Inversionsmodell über den *Barberton Greenstone Belt*. Über dem Modell sind die Umrisse der geologischen Karte (schwarze Linien), die Lage der MT Stationen (schwarze Kreuze), sowie in rot der Verlauf der kartierten Störungszonen. Das 3D Inversionsmodell wurde mit ModEM (Egbert & Kelbert, 2012; Meqbel, 2009) berechnet. Verwendet wurden 158 Stationen, ein Grid mit 100x100x60 Zellen, was $1,7 \times 1,7 \times 0,2 \text{ km}$ entspricht. Die Modellberechnungen unter Berücksichtigungen des gesamten Impedanztensors und 5% Fehler auf die einzelnen Komponenten sind mit einem homogenen Halbraum von $1.000 \Omega \text{ m}$ gestartet.

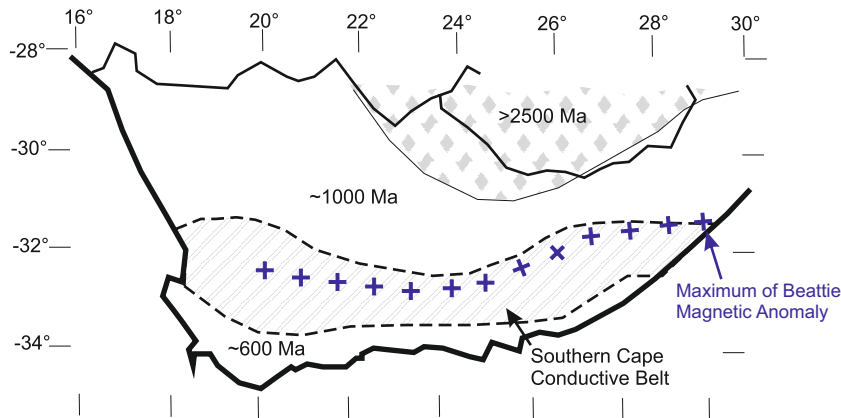


Abbildung B.6: Karte des südlichen Afrika mit den Umrissen des von de Beer & Gough (1980) postulierten *Southern Cape Conductive Belt* und den Verlauf des Maximums der *Beattie Magnetic Anomaly* (Beattie, 1909).

B.4.2 Der *Namaqua Natal Mobile Belt* (Südafrika)

Der *Namaqua Natal Mobile Belt* (NNMB) ist ein *mobile belt*, der im Proterozoikum durch eine Kontinentalkollision im Süden und Westen des Kaapvaal Kratons entstanden ist und den Großteil des kristallinen Grundgebirges im südwestlichen Afrika ausmacht. Trotzdem ist nur ein kleiner Teil geologisch aufgeschlossen; der Großteil wird durch das Karoo Sedimentbecken überdeckt (Catuneanu et al., 2005). Nur in einem sehr kleinen Bereich (10 – 30 km) entlang des östlichen Grenzgebiets zum Kraton, das stark deformierte prä-kratonische Gesteine wie zum Beispiel die Marydale Formation beinhaltet, ist die Grenze zum Kaapvaal Kraton aufgeschlossen.

Die beiden Agulhas-Karoo-Traversen (siehe Abbildung B.3) befinden sich zum großen Teil über dem NNMB und liefern wertvolle Hinweise auf dessen Untergrundstruktur, da die Sedimente des Karoo Beckens mit bis zu 7 km Mächtigkeit im Phanerozoikum darauf abgelagert wurden und eine direkte geologische Beobachtung verhindern oder zumindest erschweren. Erste Erkenntnisse über den NNMB und den angrenzenden Kraton konnten durch die magnetischen Daten aus dem Südafrika-überdeckenden Magnetometernetzwerk gewonnen werden (Gough et al., 1973; de Beer & Gough, 1980; de Beer et al., 1982b). Die etwa 100 Magnetometer-Stationen besaßen einen Abstand von 100 – 150 km, was wiederum der Größenordnung der zu erwartenden lateralen Auflösung entspricht. Abbildung B.6 zeigt den aus diversen frühen Messungen abgeleiteten *Southern Cape Conductive Belt* (SCCB), der sich in Ost-West-Richtung durch den gesamten Kontinent erstreckt. Dieser wurde aus einem Vorzeichenwechsel im vertikalen magnetischen Feld bei Perioden $> 10.000 s$ gefolgert. Die Tatsache, dass er in etwa parallel der wesentlich früher entdeckten *Beattie Magnetic Anomaly* (Beattie, 1909, BMA) verläuft, legte die Schlussfolgerung nahe, dass die beiden geophysikalischen Anomalien eine gemeinsame Quelle haben muss. Vorgeschlagen wurde ein übrig gebliebenes Segment aus serpentinisierter, ehemals ozeanischer Kruste im kristallinen Grundgebirge des NNMB. Unterstützt wird diese Annahme durch die Vorstellung, dass Kratone extrem schlecht leitend ($\sim 100.000 \Omega m$) sind, während Gesteine des Proterozoischen *mobile belts* ebenfalls hohe Widerstände von etwa $5.000 \Omega m$ aufweisen. Um die Ergebnisse der Magnetometermessungen zu erklären, ist die Existenz des sehr viel besser leitenden SCCB notwendig (siehe Umriss in Abbildung B.6).

Die MT-Daten der gesamten Agulhas-Karoo-Traversen (AKT; siehe Abbildungen B.3 und B.7) wurden in den Jahren 2004-2006 im Rahmen von vier Feldexperimenten gemessen. An mehr als 350 MT-Stationen entlang der über 600 Profilkilometer wurden die elektrischen und magnetischen Feldvariationen in einem Frequenzbereich von $1\text{ kHz} - 1\text{ mHz}$ aufgezeichnet. In 2005 und 2006 kamen zudem auch langperiodische MT-Geräte (LMT-Geräte) und Sensoren zum Einsatz, da das erste Experiment bereits unerwartet hohe elektrische Leitfähigkeiten im Bereich des kristallinen Grundgebirges des NNMB ergeben hat und ich größere Eindringtiefen erreichen wollte. Der gemessene Frequenzbereich konnte somit an LMT Stationen in einem Abstand von etwa 15 km auf $100 - 10\ \mu\text{Hz}$ erweitert werden. Bereits 2D Inversionsergebnisse des ersten Experiments ergaben mehrere Leitfähigkeitsanomalien ($< 2\ \Omega\text{m}$), von denen sich zwei im Grundgebirge des NNMB befinden (Weckmann et al., 2007b, Abbildung 7 und diese Arbeit, Abbildung B.7). Die Anomalie bei Profilkilometer 160 (siehe Abbildung B.7) befindet sich unterhalb des Maximums der *Beattie Magnetic Anomaly* (BMA) und fällt nach Süden ein. Basierend auf MT Ergebnissen und Interpretationen aus anderen Experimenten (Ritter et al., 2005) kann dies als Abbild einer Störungszone interpretiert werden, die zumindest bis in Tiefen der mittleren Erdkruste ($15 - 20\text{ km}$) elektrisch leitend zu sein scheint. Im Inversionsmodell erscheint diese Störungszone $1 - 2\text{ km}$ breit; diese Werte sind jedoch kritisch zu sehen, da Auflösbarkeitsstudien von dünnen leitfähigen Strukturen ergeben, dass die Inversion aufgrund der Regularisierung keine scharfen Grenzen erzeugt und fließende Übergänge schafft. Außerdem könnten mehrere sub-vertikale Bereiche nur als leitfähiges Paket aufgelöst werden. Eine weitere anomale Zone im Grundgebirge befindet sich weiter nördlich zwischen Profilkilometer 200 und 250. Sie besteht aus einer Geosynklinalstruktur, die eine Abfolge von gut und schlecht leitfähigen Einheiten aufweist. Diese Anomalie eindeutig einer tektonischen Struktur oder Formation zuzuordnen, ist aufgrund fehlender alternativer geowissenschaftlicher Information schwierig. Allerdings kennt man vergleichbare Geosynklinale aus Regionen im Namaqualand, in denen sulfidische Minerale abgelagert sind und im Tagebau gefördert werden. Eine weitere Anomalie befindet sich in den oberen Kilometern der Erdkruste und liegt in den Sedimentformationen des Karoo Beckens. Diese sub-horizontale Leitfähigkeitsstruktur korreliert mit der Whitehill Formation, die aus Pyrit durchzogenen Schwarzschiefern besteht und deren Tiefenlage durch mehrere Bohrungen zur Erdölexploration im Karoo Becken gut dokumentiert ist. Die Sedimente des Karoo Beckens mit seiner leitfähigen Whitehill Formation lassen sich bis an die Kratongrenze im Nordosten als auch nach Osten hin über hunderte von Kilometern weiter verfolgen (Branch et al., 2007).

Die östliche Agulhas-Karoo-Traverse liegt ebenfalls im Bereich des NNMB. Die 2D Inversionsmodelle zeigen ebenfalls im Grundgebirge eine sub-vertikale Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit, die in der Position mit dem Maximum der BMA korreliert. Allerdings beobachten wir im Gegensatz zur westlichen Traverse hier ein Einfallen nach Norden hin. Modellstudien zeigen, dass dieses nördliche Einfallen der Leitfähigkeitsanomalie für eine gute Datenanpassung notwendig ist. Betrachtet man nun die Abbilder beider Profile im Zusammenhang, so deutet diese Leitfähigkeitsstruktur mit seinen Eigenschaften weniger auf einen breiten magnetisch und elektrisch anomalen Gesteinskörper in der Erdkruste hin, sondern vielmehr auf eine Störungszone von kontinentalem Ausmaß. Von vielen prominenten Störungszonen, wie zum Beispiel der *San Andreas Fault* (siehe Absatz B.4.7), ist bekannt, dass sie segmentiert sind und regional unterschiedliches Einfallen aufweisen. Somit untermauern diese neuen Ergebnisse alternative Interpretationen der Leitfähigkeitsanomalie im NNMB als Störungszone, wie sie zum Beispiel schon von Corner (1989) angeregt wurden.

Wie in Weckmann et al. (2007b,a) diskutiert, lassen sich die Ergebnisse der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung nicht zusammen mit den Magnetikmessungen durch ein gemeinsames Untergrundmodell erklären. Zweidimensionale magnetische Vorwärtsmodellierungen, bei denen versucht wurde, die Aeromagnetikdaten entlang der Agulhas-Karoo-Traverse durch einen einfachen magnetisch anomalen Körper im Untergrund zu erklären, ergaben, dass diese Körper in der mittleren Erdkruste eine laterale Erstreckung von mindestens 100 km aufweisen müssen, um die gemessene breite Magnetikanomalie

zu erklären. Weitere Untersuchungen von Quesnel et al. (2008), die Magnetikmessungen durch eine Inversion mit Hilfe von einfachen geometrischen magnetisierten Körpern zu erklären, deuteten ebenfalls darauf hin, dass die Quellregion der BMA mindesten 80 km breit sein muss. Der Versuch die Gesamtheit der geophysikalischen Beobachtungen mit einem Untergrundmodell zu erklären, ergibt im Wesentlichen, dass die elektrische Leitfähigkeitsanomalie und die Magnetikanomalie keine gemeinsame Quelle besitzen können. Denkbar wäre, dass die relativ kleinräumige, aber dennoch prominente Leitfähigkeitsanomalie unter dem Maximum der BMA eine Störungszone abbildet, die vergleichsweise schlecht leitende Blöcke nördlich und südlich davon trennt. Demnach würde die Quellregion der BMA mit Bereichen hohen Widerstands korrelieren, die durch eine Scherzone getrennt sind, welche wiederum für die kleine Undulation der Magnetfeldstärke im Zentrum der BMA verantwortlich sein kann.

Diese Ergebnisse werfen die Frage nach der Existenz des breiten SCCB, wie in Abbildung B.6 gezeigt, auf und werden ausführlich im nächsten Kapitel B.4.3 diskutiert.

B.4.3 Der Kaapvaal Kraton (Südafrika)

Der Kaapvaal Kraton ist neben dem Pilbara Kraton in Australien die einzige verbliebene tektonisch unveränderte Kruste der Erde, die ein archaisches Alter aufweist. Der zuvor in Kapitel B.4.1 beschriebene *Barberton Greenstone Belt* ist Teil davon. Die strukturelle Entwicklung des afrikanischen Kontinents wird im Allgemeinen durch mehrere Gebirgsbildungsprozesse charakterisiert, wobei innerhalb der jeweiligen Periode, größere Areale metamorph überprägt, als auch von zahlreichen tiefsitzenden, plutonischen Intrusionen durchzogen wurden. Auf diese Weise entwickelten sich entsprechende Bereiche zu stabilen kontinentalen Blöcken oder Kratonen, welche, bedingt durch plattentektonische Kollisions- und anschließende Orogenprozesse, miteinander verschmolzen und schließlich den sogenannten afrikanischen Schild bildeten. Die vollständige Kratonisierung des afrikanischen Kontinents wird zeitlich mit dem unteren Paläozoikum angegeben, wobei zu diesem Zeitpunkt insgesamt fünf orogene Prozesse von regionalem Ausmaß stattgefunden haben.

Im Rahmen meiner Arbeiten liegt der Fokus auf der Grenzregion zwischen dem Kaapvaal Kraton und dem NNMB. Die MT Daten wurden im Jahr 2006 an mehr als 120 Stationen im Breitband-Frequenzbereich ($1\text{ kHz} - 1\text{ mHz}$) gemessen und durch 30 langperiodische (LMT) Stationen ($50\text{ Hz} - 0,02\text{ }\mu\text{Hz}$) ergänzt. Der mittlere Stationsabstand der Breitbandstationen betrug $2 - 3\text{ km}$ während LMT Stationen etwa alle 15 km aufgebaut wurden. Die Lage des Profils ist in Abbildung B.3 gezeigt. Da das Manuskript über diese Forschung erst kürzlich fertig gestellt wurde, möchte ich an dieser Stelle auf einige wichtige Ergebnisse, die für die anschließende Diskussion von Bedeutung sind, eingehen.

Aufgrund der Geologie (siehe Schmitz & Bowring, 2004) lassen sich vorherrschende zweidimensionale Strukturen im Bereich der Kratongrenze annehmen. Auch die MT Daten bestätigen dies durch eine Streichwinkel- und Dimensionsanalyse. Das daraufhin entstandene 2D Leitfähigkeitsmodell, das mit RLM2DI (Rodi & Mackie, 2001) berechnet wurde, zeigt beeindruckend eine prominente Grenze zwischen Bereichen mit circa $30 - 50\text{ }\Omega\text{m}$ (gelb/grün) Widerstand und solchen jenseits von $50.000\text{ }\Omega\text{m}$ (blau/violett). Aufgrund von Ergebnissen aus MT oder Gleichstromelektrikmessungen auf anderen Kratonen (z.B. Muller et al., 2009; Jones et al., 2003; van Zijl, 1977) wissen wir um die extrem schlecht leitenden kratonischen Gesteine. Die relativ gut leitenden Einheiten des NNMB habe ich bereits im vorangehenden Kapitel beschrieben.

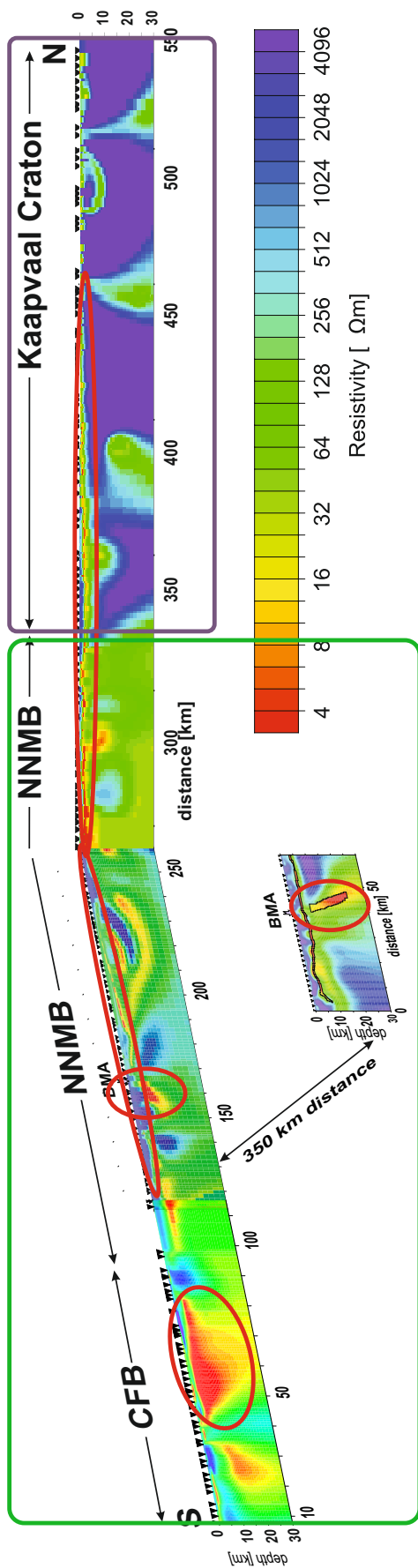


Abbildung B.7: Kompilation von 2D Inversionsmodellen aus vier MT Experimenten entlang beider Agulhas-Karoo-Traversen. Zonen erhöhter elektrischer Leitfähigkeit sind in rot, solche mit hohem Widerstand in blau gekennzeichnet. Die einzelnen Modelle sind in den im Anhang befindlichen Publikationen im Detail erläutert und diskutiert. Die Rahmen um bestimmte Regionen im Leitfähigkeitsmodell verdeutlichen aus welchen maßgeblichen Leitfähigkeitsstrukturen sich das in Abbildung B.10 vorgestellte 3D Startmodell zusammensetzt. Der grüne Rahmen umfasst die Bereiche mit elektrischen Leitfähigkeiten um $30 \Omega m$ - also die ehemaligen mobile belts; mit blauem Rahmen sind kratonische Gebiete gekennzeichnet. Rot umrandet sind sehr starke Leitfähigkeitsanomalien, wie unterhalb des Maximums der BMA bzw. das Oudtshoorn Becken und die Whitehill Formation im Karoo Becken.

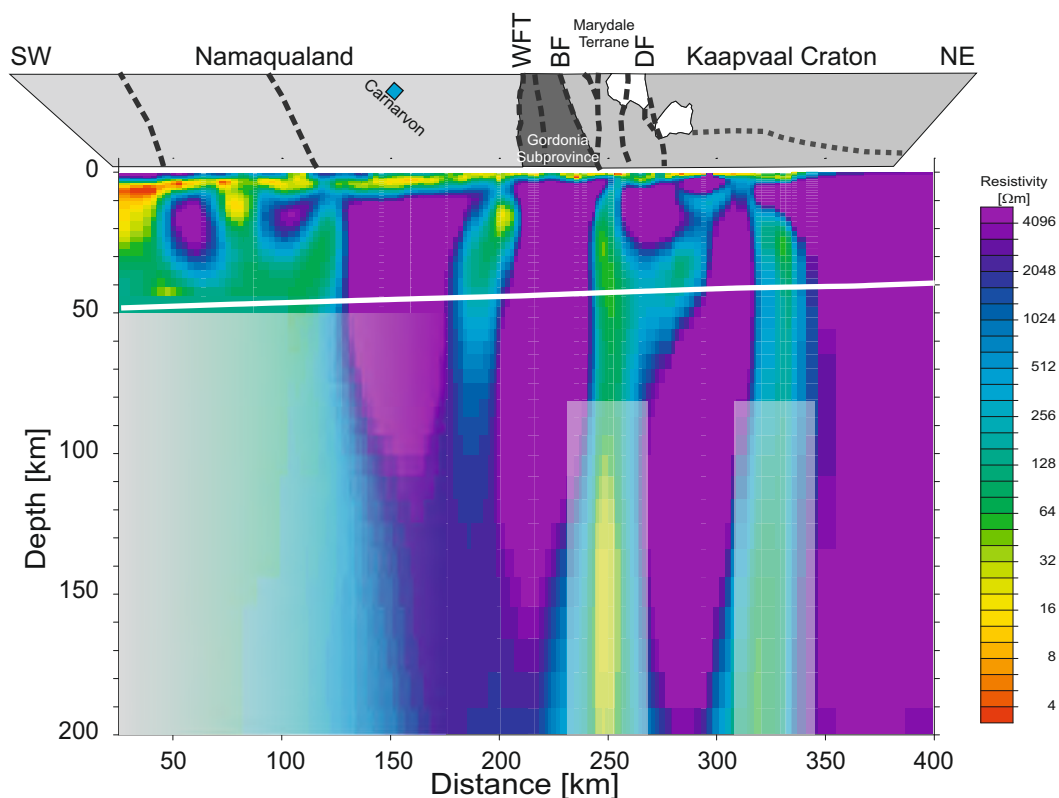


Abbildung B.8: Zweidimensionale Leitfähigkeitsverteilung entlang des nördlichen Teils der Agulhas-Karoo-Traverse von Fraserburg bis Strydenburg. Über dem Profil befindet sich ein Ausschnitt aus der tektonischen Karte nach Schmitz & Bowring (2004). Links im Südwesten befindet sich das Namaqualand (hellgrau) als Teil des NNMB neben der *Gordonia Subprovinz* (dunkelgrau) und dem Kaapvaal Kraton (mittelgrau) im Nordosten. Störungszonen sind durch schwarz gestrichelte Linien dargestellt (WFT: *Waterval Thrust*, BF: *Brakbos Fault*, DF: *Dooringberg Fault*). Das *Marydale Terrane* mit den Spätarchaischen Graniten wird dem Kaapvaal Kraton zugeordnet. Zonen erhöhter elektrischer Leitfähigkeit sind (rot/gelb) vor allem oberflächennah ($< 10 \text{ km}$) zu finden, die mit der Whitehill Formation korrelieren. Relativ gut leitende Bereiche umfassen den NNMB (Namaqualand) und befinden sich unterhalb der großen regionalen Störungszonen. Die Gesteine des Kaapvaal Kratons, aber auch der *Gordonia Subprovinz* und im östlichen Teil des Namaqualands zeigen Widerstände von $> 50.000 \Omega m$. Die weiße Linie zeigt die Moho-Grenze basierend auf *Receiver Function* Ergebnissen von Nguuri et al. (2001). Weiß schattiert sind Bereiche ohne Auflösung.

Offensichtlich hängt dieser scharfe Widerstandscontrast mit dem Übergang vom *mobile belt* in den Kaapvaal Kraton zusammen. Über dem elektrischen Leitfähigkeitsmodell (Abbildung B.8) ist ein Ausschnitt der tektonischen Karte dargestellt. Die hellgrauen Bereiche südwestlich der Waterval Thrust (WFT) gehören zum NNMB, woran sich die *Gordonia Subprovince* (dunkelgrau) anschließt. Die nordwestlich verlaufende Gordonia Subprovince stellt eine Zone komplizierter Faltung, Abschiebung und Deformation dar, deren Bedeutung und Entwicklungsgeschichte innerhalb der Kontinentalakkretion noch nicht ganz verstanden ist (Goodwin, 1991). Übereinstimmend wird jedoch von der *Brakbos Fault* (BF) als der Grenze zum Kaapvaal Kraton gesprochen (Smith et al., 1994, und Referenzen darin). Vor diesem Hintergrund sind die MT Ergebnisse erstaunlich, da sich ähnlich schlecht leitende Bereiche in der Tiefe sehr viel weiter südwestlich von der *Brakbos Fault* befinden. Der Bereich hohen Widerstands zwischen Profilkilometer 125 und 200 (Abbildung B.8), reicht in Tiefen von etwa 100 km, während die anderen Bereiche einschließlich des Kratons bis mindestens 200 km Tiefenerstreckung haben. Als Interpretation bieten sich verschiedene Szenarien an: (i) Die Kratongrenze verläuft nicht entlang der *Brakbos Fault*. Zumindest in dem hier untersuchten Bereich ist die Störungszone durch Sedimente des Karoo Beckens überlagert (gelb-grüne Bereiche in den oberen 5 km des Leitfähigkeitsmodells in B.8) und lässt keine direkten geologischen Beobachtungen zu. Geophysikalische Hinweise auf die Kratongrenze stammen zum einen aus gravimetrischen Messungen aus den siebziger und achtziger Jahren (persönliche Kommunikation J. de Beer) als auch aus dem Kaapvaal Seismologischen Experiment (z.B. Fouch et al., 2004; James et al., 2001). Doch zumindest der Stationsabstand von ca. 100 km zwischen den seismischen Stationen lässt keine genaue Positionierung der Kratongrenze zu, um dies als Gegenargument für eine neue Kratongrenze anzuführen. (ii) Eine Interpretationsalternative basiert auf Prozessen, die dazu führen, dass die Gesteine in der Umgebung des Kratons so verändert wurden, dass sie in ihren elektrischen Eigenschaften den kratonischen Gesteinen gleichen und sich von den typischen Gesteinen des NNMB absetzen. Kobussen et al. (2009) und Kobussen et al. (2008) haben Kimberlite in der gleichen Region geochemisch untersucht und stellten fest, dass südwestlich der *Brakbos Fault* die Zusammensetzung der Kimberlite im Namaqualand direkt neben dem Kraton nicht charakteristisch für einen proterozoischen *mobile belt* ist, sondern denen des Kratons sehr viel ähnlicher sind. Deshalb argumentieren sie, dass aufsteigender Mantel in flachere Gebiete neben dem Kraton gelangt sei, da dort kein tief reichender, kalter Keil vorhanden war, und somit Dekompressionsschmelzen höheren Grades entstehen konnten.

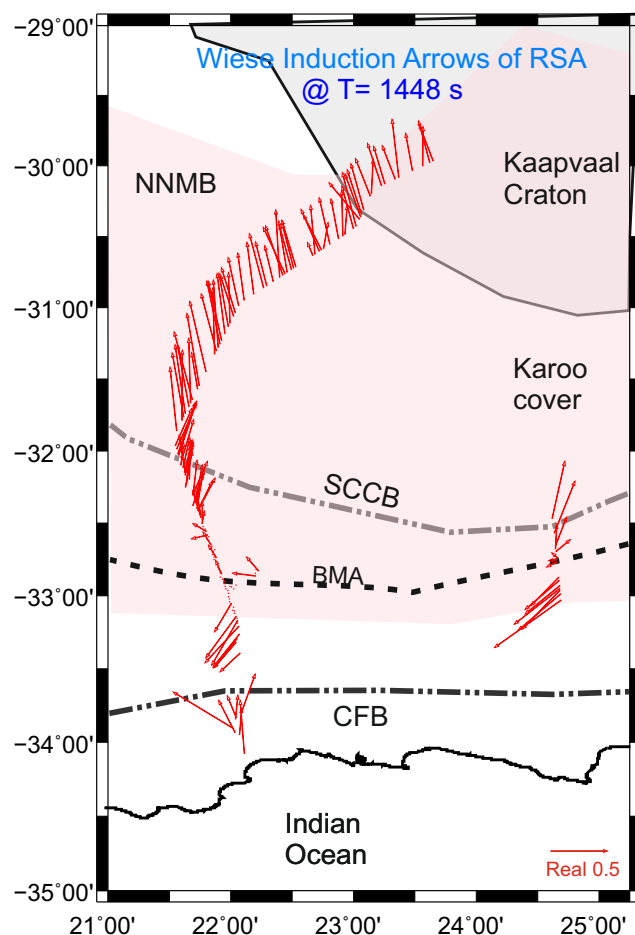


Abbildung B.9: Karte mit Induktionspfeilen (Realteil) für eine Periode von 1448 s, die ab 31,75°S gleichmäßig nach Nordwesten zeigen und somit parallel zu den tektonischen Einheiten orientiert sind. In der Wiese Konvention zeigen sie von Zonen erhöhter elektrischer Leitfähigkeit weg (Wiese, 1962b). NNMB: *Namaqua Natal Mobile Belt*, SCCB: *Southern Cape Conductive Belt*, BMA: Maximum der *Beattie Magnetic Anomaly*, CFB: *Cape Fold Belt*.

Welche Rolle dabei bereits existierende Störungszonen gespielt haben, ist in der Literatur nicht weiter erörtert. Das Abbild der elektrischen Leitfähigkeit zeigt, dass diese Störungszonen elektrisch leitend sind und bis in den oberen Mantel reichen. Auflösbarkeitsstudien ergaben, dass diese Strukturen mindestens 80 km tief reichen müssen, um die gemessenen Daten zu erklären. Darunter fehlt die Auflösung. Die MT erkennt die Oberkante des guten Leiters und das Leitfähigkeits-Dicke-Produkt sehr gut, aber die Unterkante besitzt wenig Sensitivität. Berechnet man sich zu diesem 2D Inversionsmodell die Induktionspfeile, so können diese nicht die beobachteten Pfeile aus Abbildung B.9 erklären. Über einem 2D Untergrund stehen die Induktionspfeile senkrecht auf den lateralen Leitfähigkeitskontrasten. Die Kratongrenze sowie die tief reichenden Störungszonen streichen in Nordwest-Richtung, was mit der Geologie übereinstimmt. Die im Rahmen der vier Experimente beobachteten Induktionspfeile bestätigen im Allgemeinen Ergebnisse des Magnetometer-Netzwerkexperiments aus den siebziger Jahren von Gough et al. (1973) und de Beer & Gough (1980) aus denen die Existenz des *Southern Cape Conductive Belt* (SCCB) abgeleitet wurde. Die dichten modernen MT Messungen zeigen besonders nördlich des SCCB lange zueinander parallele Pfeile, die

zudem parallel zu den lateralen geologischen Grenzen verlaufen. Dies wird häufig als Anzeichen für elektrische Anisotropie interpretiert. Modellstudien mit elektrisch anisotropen Strukturen konnten allerdings die MT Daten in ihrer Gesamtheit nicht befriedigend erklären.

Alternativ könnten auch großräumige 3D Leitfähigkeitsstrukturen für die Richtung und Länge der beobachteten Induktionspfeile verantwortlich sein. Obwohl in der gesamten Region MT Daten von mehr als 350 Stationen zu Verfügung stehen, ist die Stationsüberdeckung nicht ausreichend bzw. gleichmäßig genug, um sinnvoll 3D Inversionen zu rechnen. Aus diesem Grund habe ich eine Hybridlösung gewählt, das heißt, aus den detailreichen 2D Inversionsmodellen habe ich die markanten und wichtigen Leitfähigkeitsstrukturen genommen und daraus ein Startmodell generiert. Dies ist in Abbildung B.10 in unterschiedlichen Tiefenschnitten gezeigt: Oberflächennah beinhaltet das Modell den mit $0,3 \Omega m$ leitfähigen Ozean. In einer Tiefe zwischen 5 und 10 km haben wir eine Hintergrundleitfähigkeit von $100 \Omega m$, in die die leitfähigen Schichten des Karoo Beckens mit $2 \Omega m$, die relativ leitfähigen Gesteine des NNMB mit $30 \Omega m$ und der Kraton mit $10.000 \Omega m$ integriert sind. In einem Bereich zwischen 11 und 20 km ist die Leitfähigkeitsanomalie unter dem Maximum der BMA eingefügt, darunter besteht das Modell aus den charakteristischen Leitfähigkeiten der *mobile belts* und des Kaapvaal Kratons.

Mit diesem Startmodell wurden Inversionsläufe mit den vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen gestartet. Um ein 3D Gitter in akzeptabler Größe (87 x 97 x 60 Zellen in x-, y- und z-Richtung) verwenden zu können, habe ich die 350 gemessenen Stationen auf 41 repräsentative Stationen reduziert. Ausschlaggebend hierfür war Länge und Richtung der Induktionspfeile. Mit einem Fehler Teppich von 5% der vertikalen magnetischen Übertragungsfunktion und nach 59 Iterationen war eine Anpassung mit normiertem quadratischem Mittelwert (*normalised rms*) von 2,8 erreicht. Die 3D Inversion hat im Wesentlichen die vorgegebenen Strukturen beibehalten und nur in einigen Modellbereichen verändert. Die Datenanpassung ist exemplarisch für eine Periode von 32 s und 1.448 s in Abbildung B.11 gezeigt, wobei die Eindringtiefe für diese Perioden in einem Bereich liegt, in dem der Einfluss der BMA, bzw. lediglich der Kontrast zwischen *mobile belt* und Kraton zu sehen ist. Berücksichtigt man, dass das Startmodell nur sehr grob die existierenden Leitfähigkeitsanomalien wiedergeben kann, so sind für den Tiefenschnitt durch das Modell bei 10 km nur leichte Leitfähigkeitsvariationen um die Anomalie unter dem Maximum der BMA zu erkennen. Betrachten wir uns die Region um die Kratongrenze, so ist in beiden Tiefenschnitten zu erkennen, dass höhere Widerstände südwestlich der Kratongrenze notwendig sind und diese durch eine Abfolge von besser leitenden (gelb) Strukturen unterbrochen wurden. Dies bedeutet, dass für die Erklärung der Induktionspfeile die elektrische Leitfähigkeitsstruktur in einem Umkreis von fast 2.000 km berücksichtigt werden muss, um die beobachtete Länge und Richtung dieser Pfeile zu erklären. Diese Erkenntnis hat zur Folge, dass mit den tektonischen Einheiten kein weiterer Leitfähigkeitsgürtel zur Erklärung des vertikalen magnetischen Feldes nötig ist; vielmehr scheinen die *mobile belts* selbst für diese Leitfähigkeitsanomalie verantwortlich zu sein. Mit den dichten MT Messungen in Südafrika, hätte die Annahme, dass die alten und kompakten Gesteine der Proterozoischen *mobile belts* nicht wie zuvor angenommen Widerstände in der Größenordnung von $5.000 \Omega m$ besitzen, nicht widerlegt werden können. Mögliche Ursachen, warum dieser inaktive *mobile belt* Widerstände im Bereich von nur 30 – 50 Ωm besitzt, diskutiere ich in Kapitel B.5.

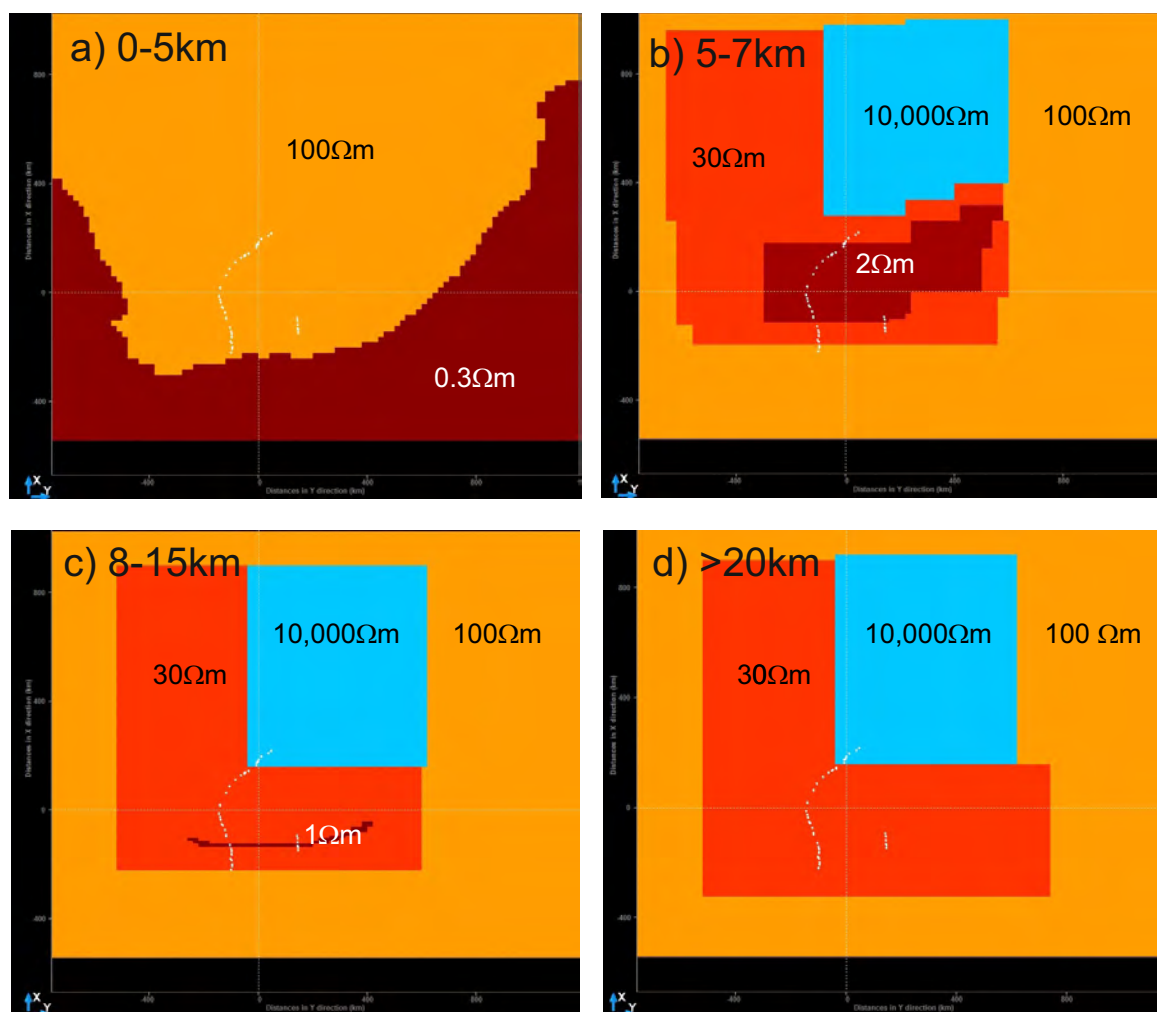


Abbildung B.10: a) Verschiedene Tiefenschnitte der 3D Startmodells mit den Apriori-Informationen von dem extrem leitfähigen Ozean, den leitfähigen Schichten des Karoo Beckens, den relativ leitfähigen Gesteine des NNMB und dem Kraton mit $10.000 \Omega m$. Die Hintergrundleitfähigkeit beträgt $100 \Omega m$. In weiß ist die Lage der MT Stationen gekennzeichnet.

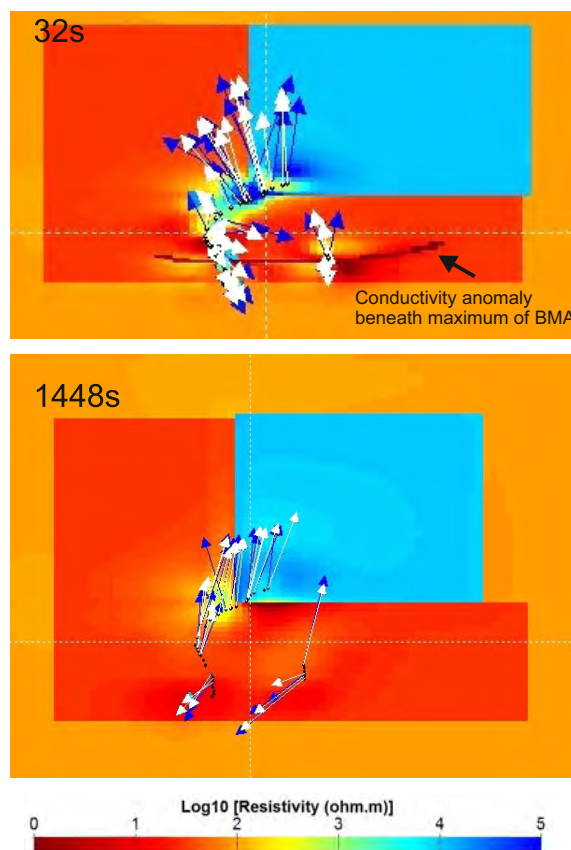


Abbildung B.11: Tiefenschnitte des 3D Leitfähigkeitsmodells zusammen mit den beobachteten (blau) und modellierten (weiß) Induktionspfeilen. Die ungefähre korrespondierende Tiefenlage wurde über die Formel der Eindringtiefe abgeschätzt und einer Tiefe von etwa 10 km , bzw. 30 km des Modells zugeordnet.

B.4.4 Der *Cape Fold Belt* (Südafrika)

Der *Cape Fold Belt* umfasst mehrere Gebirgsketten im Süden Südafrikas und besteht im Wesentlichen aus quarzhaltigem Sandstein der Tafelberggruppe (*Table Mountain Group*) und tonigen Schieferformationen. Sie entstanden durch die Kontinentalkollision bei der Bildung des Superkontinents Gondwana während des Perm (300 Millionen Jahre). Dies führte auch zur Deformation von Pan-Afrikanischem Grundgebirgsgesteinen, Paläozoischen Kap-Graniten und Ordovizischen bis Karbonischen Sedimenten. Heute bildet der *Cape Fold Belt* die südliche Grenze des Karbonisch-Triassischen Karoo Beckens, das sich von einem intra-kontinentalen Becken in ein Vorlandbecken wandelte.

Durch das Aufbrechen von Gondwana stiegen zuletzt Magmen auf und Vulkanismus setzte ein. Durch die dabei herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen verfestigten sich überlagernde Sedimentschichten, verformten sich und bildeten ausgeprägte Antiklinalstrukturen.

Im Rahmen eines MT Experiments wurden 2005 wurden an 52 MT Stationen im CFB elektrische und magnetische Feldvariationen in einen Frequenzbereich von $1000\text{ Hz} - 1\text{ mHz}$ gemessen. Das aus

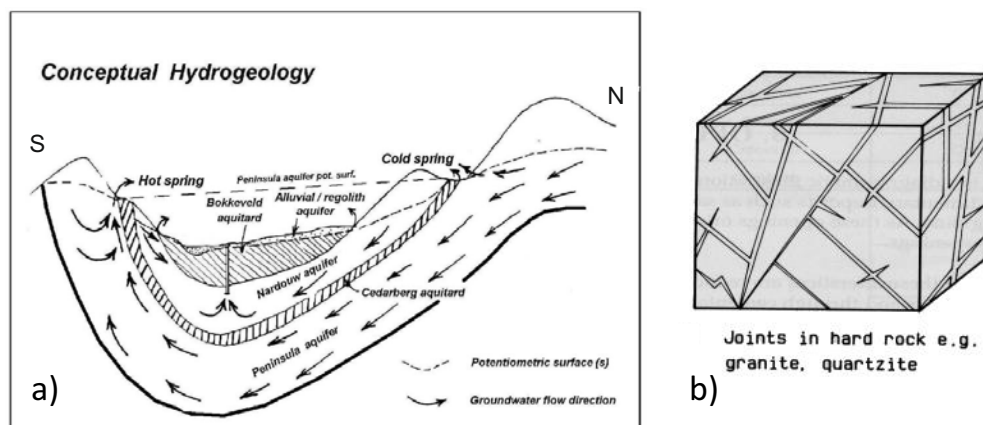


Abbildung B.12: a) Konzeptionelles hydrogeologisches Modell von Wasserspeichern und Fluidwegsamkeiten im CFB (abgewandelt von *UMVOTO report*, persönliche Kommunikation C. Hartnady). Im Norden entlang der Südseite der Swartberg-Gebirgskette fließen meteorische, kalte Wässer ab und dringen in den Untergrund ein. Sie sammeln sich in einer Synklinalstruktur und werden am südlichen Ende erhitzt wieder Richtung Oberfläche transportiert. b) Illustration von Brüchen und Venen mit Vorzugsrichtungen in Hartgestein.

diesen Messungen abgeleitete regionale 2D Leitfähigkeitsmodell in Weckmann et al. (2012, Abbildung 4) zeigt eine gute Korrelation von Leitfähigkeitsstrukturen und ihrer lateralen Änderungen und der Oberflächengeologie. Die Swartberg Gebirgskette zum Beispiel erscheint als vertikale Zone erhöhten Widerstands bis in 10 km Tiefe, welche einen kleinen oberflächennahen Bereich hoher Leitfähigkeit einschließt, in dem eine Synklinalstruktur mit Schwarzschiefern kartiert wurde. Die MT Daten zeigen eine Zone erhöhter Leitfähigkeit in der mittleren Erdkruste, die auf einen regionalen subhorizontalen Abschiebungshorizont hinweisen könnte. Dieser entstand und wurde reaktiviert während der Kompressions- und Extensionsprozesse, die dieser *mobile belt* über mehr als 100 Mio. Jahre erfahren hat. Das Leitfähigkeitsmodell bildet viele der Paläozoischen Gesteinseinheiten des CFB ab und zeigt zum Beispiel das Proterozoische Kango-Fenster als einen durch Überschiebungstektonik entstandenen Keil. Diese Interpretation wird ebenfalls durch die sehr flach einfallenden Überschiebungen, die das Kango-Fenster begrenzen, gestützt. Ebenso werden die kretarischen intermontanen Becken, wie das Oudtshoorn Becken, von flach einfallenden, listrischen Störungen begrenzt und nicht, wie bisher angenommen, durch Störungszonen, die Teil einer sogenannten *flower structure* in einem Seitenverschiebungsregime sind. Eine der prominentesten Leitfähigkeitsanomalien befindet sich unterhalb des Oudtshoorn Beckens, die aufgrund ihrer extremen Leitfähigkeiten nur durch heiße saline Wässer erklärt werden kann. Benachbarte Bohrungen und auch die Existenz des Ortes mit dem Namen „Warmbad“ stützen diese Interpretation.

Untersuchungen in anderen Regionen des CFB weiter im Westen führten zu einem hydrologischen Modell tiefer Wasserhorizonte (abgewandelt von *UMVOTO report*, persönliche Kommunikation C. Hartnady). Ein solches ist in Abbildung B.12 a) gezeigt: Die meteorischen Wässer, die im Norden von der Südseite der Swartberg Gebirgskette abfließen und in den Untergrund eindringen, sammeln sich in einer tiefreichenden Synklinalstruktur und werden am südlichen Ende erhitzt wieder Richtung Oberfläche transportiert. Ein solches Modell scheint sehr gut mit dem aus den MT Daten entwickelten Leitfähigkeitsmodell zusammen zu passen. Die Granite, die unterhalb des Oudtshoorn Beckens angenommen werden, sind höchst wahrscheinlich mit Brüchen und Venen durchsetzt. Wenn diese eine Vorzugsrichtung, zum Beispiel entlang des Spannungsfeldes, besitzen, können sie die Ursache für elektrische Anisotropie sein.

B.4.5 Der *Kaoko Belt* (Namibia)

Der *Kaoko Belt* in Namibia stellt einen stark erodierten Kern eines klassischen ÜberschiebungSORogens dar, das im Wesentlichen aus drei Zonen mit Gesteinen unterschiedlicher Metamorphosegrade besteht. Er kann als Nord-Nordwest-verlaufender Arm des Neo-Proterozoischen *Damara Belts* (Ost-West-Orientierung) verstanden werden, welcher äquivalente *mobile belts* in Brasilien besitzt, die durch die Öffnung des Südatlantiks getrennt wurden. Im *Kaoko Belt* bildet ein Mosaik aus Archaischen und Proterozoischen metamorphen und magmatischen Grundgebirgsstrukturen die südwestliche Grenze zum Archaischen Kongo Kraton. Angrenzend zum Kongo Kraton befindet sich die östliche Kaoko Zone (*Eastern Kaoko Zone* - EKZ, siehe Abb. B.14) mit Karbonaten und durch Kompression in Ost-West-Richtung steil stehender Falten. Diese Zone wird durch die flach nach Westen einfallende *Seisfontein Thrust* begrenzt. Die zentrale Kaoko Zone (*Central Kaoko Belt* - CKZ) ist durch großskalige Deckentektonik geprägt, die nach Westen hin von der *Purros Mylonite Zone* (PMZ) begrenzt wird. Diese ist eine sub-vertikale mylonitisierte Störungszone, die entlang des gesamten *Kaoko Belts* über mehrere hundert Kilometer verläuft. Es handelt sich dabei um eine krustale, unter Scherung erzeugte Horizontalverschiebung, wie wir sie heute zum Beispiel an der *San Andreas Fault* in Kalifornien oder an der Ostanatolischen Verwerfung beobachten können. Beide Beispiele stehen zwar für unterschiedliche Kollisionstypen, doch sind sie wegen ihres Gefährdungspotentials bekannt und geowissenschaftlich gut untersucht. Alle heute aktiven Horizontalverschiebungen können durch direkte geowissenschaftliche Untersuchungen nur in den oberen oberflächennahen Bereichen untersucht werden; tieferliegende (mylonitisierte) Bereiche entziehen sich dieser Beobachtung. Hier bieten fossile Störungszonen, wie die PMZ, eine gute Möglichkeit, diese tieferen Bereiche einer Störungszone in Verbindung mit stattgefundenen tektonischen Prozessen zu untersuchen.

Die westliche Kaoko Zone (*Western Kaoko Zone* - WKZ) besteht aus einer Vielzahl von Störungszonen die amphibolit- und granulitfazielle Damara Sequenzen trennen und die Platznahme von magmatischen Schmelzen und Granitoiden ermöglicht haben. Diese Schmelzen stehen in Verbindung mit dem Aufbrechen von Gondwana und dem Öffnungsprozess des Südatlantiks. Diese früh-kretarischen magmatischen Ereignisse werden mit dem Tristan da Cunha Mantelplume in Verbindung gebracht. Zur Zeit befindet sich dieser östlich des Mittelatlantischen Rückens und scheint eine Spur bis zum Walvisrücken und die Etendeka Basalte im Norden Namibias gezogen zu haben. Der Walvisrücken vor der Küste Namibias ist eine $\sim 3400\text{km}$ lange in Nordost-Südwest-Richtung streichende Kette vulkanischer Seeberge. Das im Rahmen des DFG Schwerpunktprogramms SAMPLE durchgeführte MT Experiment untersucht die Frage, ob die vulkanische Aktivität des Mantelplumes oder die Existenz, Lage und Verlauf bereits existierender Neo-Proterozoischer Störungs- und Schwächezonen das Aufbrechen von Gondwana getriggert hat.

Ende 2011 wurde in Zusammenarbeit mit dem Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel — GEOMAR in sogenanntes amphibisches MT Experiment (Kapinos et al., 2012) durchgeführt, bei dem MT Daten an 167 Stationen an Land und 45 Stationen auf dem Ozeanboden vermessen wurden (siehe Abbildung B.13). Obwohl aus der Geologie eine Hauptstreichrichtung der Strukturen zu erwarten war, gibt es insbesondere in der WKZ 3D Effekte in den MT Daten. Deshalb besteht die Dateninterpretation aus 2D und 3D Inversionsmodellen. Abbildung B.14 zeigt das 2D Inversionsergebnis. Die großen Störungszonen, wie die *Three Palms Mylonite Zone* und die *Purros Mylonite Zone*, scheinen mit sub-vertikalen Zonen erhöhter elektrischer Leitfähigkeit in den oberen 10 km zu korrelieren; darunter zeigen sie eine 20 km breite Zone moderater Leitfähigkeiten. Die Etendeka Flutbasalte östlich der Mylonite Zones sind als $> 20\text{ km}$ tief reichende Zone hoher Widerstände abgebildet, haben aber offensichtlich die Leitfähigkeitsmechanismen in den benachbarten Störungszonen nicht zerstört.

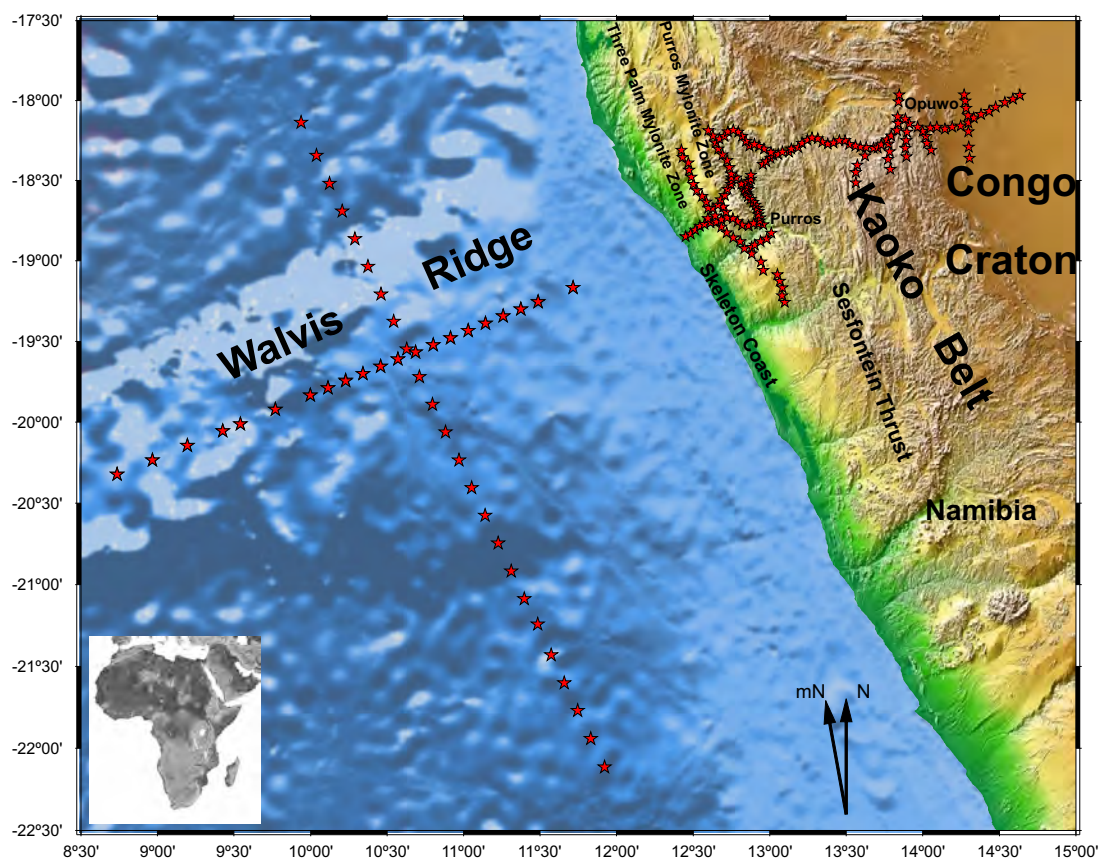


Abbildung B.13: Lage der über 200 MT Stationen im *Kaoko Belt* und über den Walvisrücken im Norden Namibias.

Unerwarteterweise befindet sich unterhalb des Kongo Kratons keine tief reichende Zone hoher Widerstände, wie dies typischerweise für kratonische Gesteine zu erwarten wäre (siehe Kapitel B.4.3). Hier sind weitere 3D Rechnungen und *constrained inversions* unter Zuhilfenahme anderer geophysikalischer und geologischer Daten notwendig, um Einflüsse von Profil-parallelen Leitfähigkeitsanomalien auszuschließen.

Aufgrund der Abgeschlossenheit des Kaoko Gürtels, war dieser lange Zeit geowissenschaftlich nicht so gut untersucht wie der Damara Gürtel. In diesem wurde bereits in den 70er Jahren eine Orogen-parallele Zone erhöhter Leitfähigkeit gefunden (de Beer et al., 1982a), die in östlicher Richtung bis nach Botswana und möglicherweise in die transkontinentale Mwembeshi Scherzone mündet (Daly, 1986). 1998 und 1999 wurde das Damara Orogen mit seinen wichtigen groß-tektonischen Strukturen sowie im Detail eine der großen Scherzonen (*Waterberg Fault / Omaruru Lineament* WF/OL, siehe Weckmann et al., 2003b, Abbildung 1) mit zwei MT Experimenten untersucht. Das aus diesen Messungen abgeleitete regionale 2D Leitfähigkeitsmodell in Ritter et al. (2003, Abbildung 9) zeigt eine generell schlecht leitende, obere Erdkruste, die an zwei Stellen von sub-vertikalen Zonen erhöhter Leitfähigkeit durchbrochen wird. Die Lage dieser vertikalen Leiter stimmt an der Erdoberfläche mit großen Störungszonen, wie zum Beispiel der *Autseib Fault* (AuF) und der *Waterberg Fault/Omaruru Lineament* (WF/OL), überein. Die Tiefenerstreckung der vertikalen Leiter reicht bis in die mittlere Erdkruste hinein, die im gesamten südlichen Teil des Profils gut leitend ist. Die Geometrie der leitfähigen Strukturen könnte ein regionales Schersystem widerspiegeln, in dem oberkrustale listrische Störungen in einen Abscherhorizont (*detachment*) übergehen (vgl. Ritter et al., 2003, Abbildung 11). Die zweite Messkampagne konzentrierte sich auf eine detaillierte Untersuchung der WF/OL. Zu diesem Zweck wurde ein 18 km langes Profil mit einem Stationsabstand von 500 m, ein Parallelprofil

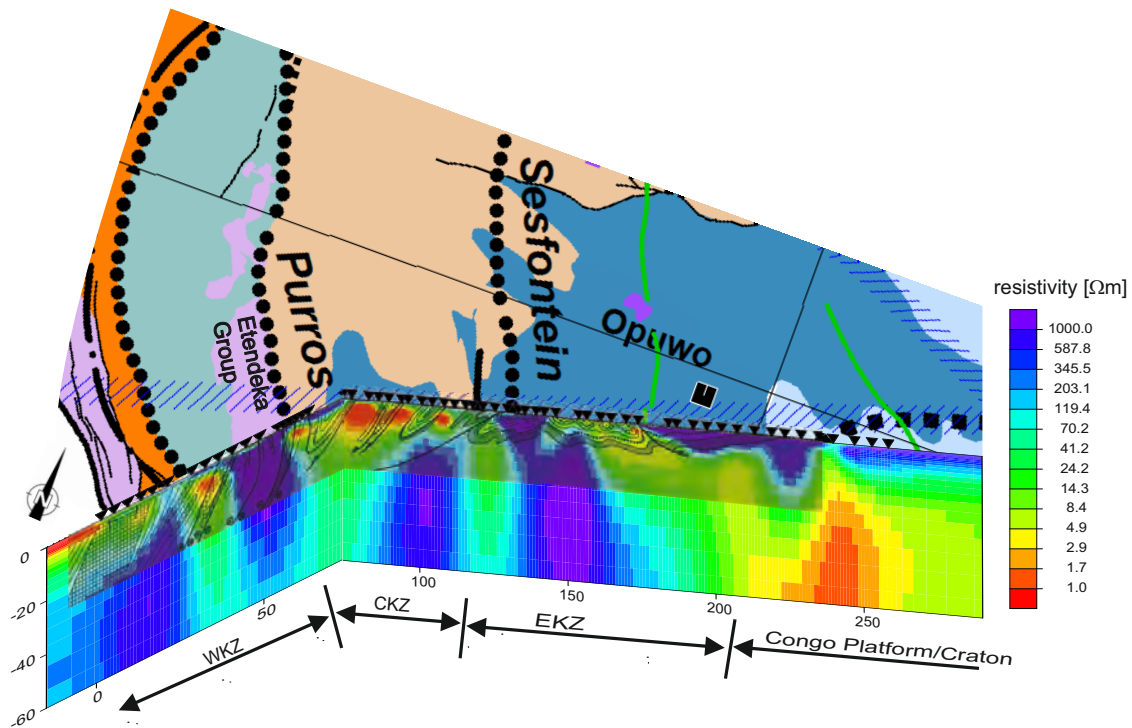


Abbildung B.14: Gemeinsame Darstellung der regionalen geologischen Karte und des 2D Leitfähigkeitsmodells entlang des in Ost-West-Richtung verlaufenden Hauptprofils. Dieses kreuzt die unterschiedlichen Zonen des *Kaoko Belts* bis auf den Kongo Kraton. Dem MT Modell überlagert ist der tektonische Querschnitt nach Goscombe et al. (2003). Rote / Blaue Farben zeigen Zonen hoher / geringer elektrischer Leitfähigkeit. WKZ: *Western Kaoko Zone*; CKZ: *Central Kaoko Zone*; EKZ: *Eastern Kaoko Zone*

mit einem Stationsabstand von 2.000 m sowie an einigen weiteren, lateral verteilten Stationen gemessen (Weckmann et al., 2003b, Abbildung 1). Das daraus abgeleitete Leitfähigkeitsmodell zeigt eine komplizierte Überlagerung verschiedener Strukturen (siehe Weckmann et al., 2003b, Abbildung 21): (i) die WF/OL, die als eine 10 km breite Zone mit anisotroper elektrischer Leitfähigkeit erscheint, (ii) eine sehr gut leitende, ringförmige Struktur in der oberen Kruste im nördlichen Teil des Messgebiets und (iii) eine steilwinklig zum Hauptprofil verlaufende Lineamentzone. Zur Unterscheidung dieser komplizierten Leitfähigkeitsstrukturen wurde von mir ein neues Abbildungsverfahren entwickelt Weckmann et al. (2003a), mit dem die Information des Impedanztensors direkt in Form von Widerstandsellipsen umgesetzt werden kann. Bei ausreichend hoher Stationsüberdeckung, lassen sich mit diesem Verfahren sowohl isotrope als auch anisotrope Leitfähigkeitsanomalien direkt abbilden. Das 2D anisotrope Leitfähigkeitsmodell in (Weckmann et al., 2003b, Abbildung 18) zeigt, dass die leitfähige Zone bis in eine Tiefe von 14 km reicht. Trotz seiner einfachen Blockstruktur ist dieses Modell in der Lage, die innere Struktur der WF/OL aufzulösen, da der ungewöhnliche Verlauf der Sondierungskurven nur wenige äquivalente Modelle zulässt. Das Verhältnis von orthogonaler zu störungsparalleler Leitfähigkeit ist 1 : 10, mit einer Streichrichtung von $N70^{\circ}E$, sub-parallel zum Profil. Das regionale (isotrope) und lokale (anisotrope) Modell sind in Ritter et al. (2005, Abbildung 8) einander gegenübergestellt. Die Unterschiede rühren hauptsächlich vom ungleichen Auflösungsvermögen der angewandten Techniken her.

B.4.6 Die *Iapetus Suture Zone* (Schottland/Irland)

Die *Iapetus Suture Zone* (ISZ) ist ein breites Schersystem, das im Zuge der Schließung des Iapetus Ozeans im Ordovizium und Silur entstand. Ihre Spuren sind heute in Schottland, Irland und im Westen des Nordamerikanischen Kontinents zu finden. Die ISZ ist durch eine Vielzahl in Nordost-Südwest-Richtung verlaufender Scherzonen gekennzeichnet, die je nach Region lokale Namen haben. Es gibt aber auch Störungszonen, wie die *Southern Uplands Fault* (SUF), die sich nicht nur in Schottland kartieren lässt sondern ebenso in Irland und auch in Neufundland finden sich geologische Gemeinsamkeiten zwischen der *Exploit Subzone* und der Region südlich der SUF in Schottland (Williams et al., 1992).

Auch in Schottland gab es frühe magnetische Variationsmessungen, aus denen sich eine Suture-parallele regionale Leitfähigkeitsanomalie ableiten ließ (z.B. Banks et al., 1983, 1996).

Neuere MT Messungen fanden Ende der 90er Jahre statt, um vor allem Strukturen innerhalb der oberen und mittleren Erdkruste der Iapetus Suturezone aufzulösen (Tauber et al., 2003). Obwohl in dieser Zeit nur 2D Inversionen möglich waren, wurden die insgesamt 40 Stationen entlang zweier Profile in Kreuzanordnung mit einer Abdeckung von etwa 40 km^2 vermessen. Diese Maßnahme wurde ergriffen, da die Auswertung im Feld bereits Hinweise auf eine komplexere Untergrundstruktur gab. Der mittlere Stationsabstand entlang der Profile betrug ca. $1 - 3 \text{ km}$. Das von Tauber et al. (2003) veröffentlichte 2D Leitfähigkeitsmodell konnte demzufolge nur die MT Daten des Stromsystems senkrecht zur Streichrichtung verwenden. Bei der Kombination mit der TE Polarisierung konnte keine ausreichende Datenanpassung erzielt werden. Zudem zeigte sich eine Diskrepanz der Leitfähigkeitsmodelle der einzelnen Polarisierungen, so dass letztlich nur die TM Polarisationsdaten angepasst und im Hinblick auf die Geologie interpretiert wurden. Durch eine Vielzahl von Studien (z.B. Ledo et al., 2002; Ledo, 2005) wurde dokumentiert, dass 3D Leitfähigkeitsanomalien abseits des Profils insbesondere die TE Mode beeinflussen und ihre Interpretation Schwierigkeiten in der Datenanpassung bzw. nicht-konsistente Modelle liefern kann. Um mit den nun vorhandenen Möglichkeiten der 3D Inversion die MT Daten besser anzupassen und zu erklären, habe ich diese mit ModEM (Egbert & Kelbert, 2012; Meqbel, 2009) invertiert. Das Startmodell ($59 \times 52 \times 90$ Zellen in x,y und z Richtung) besteht aus einem homogenen Halbraum von $1.000 \Omega m$ und dem benachbarten Ozean ($0,3 \Omega m$) mit vereinfachter Bathymetrie. Benutzt wurden MT-Daten von 27 Stationen mit je 39 Perioden und einem Fehlerbereich von 2% auf die beiden Nebendiagonalelemente Z_{xy} und Z_{yx} , 5% auf die Diagonalelemente Z_{xx} und Z_{yy} und 0,01 auf die vertikalen magnetischen Übertragungsfunktionen.

Besonders im nordöstlichen Bereich, in dem das Profil B in Abbildung B.16 über ein Karbon/Permian-Triassisches Sedimentbecken verläuft, sind Phasen, die den Quadranten von $0^\circ - 90^\circ$ verlassen, zu beobachten. Wie bereits im Kapitel B.3 beschrieben, kann dies ein Anzeichen für elektrische Anisotropie oder zumindest hoch leitfähige Strukturen sein, die die Stromsysteme verzerren. Aufgrund nicht ausreichender Stationsüberdeckung lässt sich zwischen diesen beiden Interpretationen nicht unterscheiden. Unabhängig welche Interpretationsvariante herangezogen wird, wird hier die 2D Annahme verletzt und somit können diese Stationen nicht mit einem 2D Ansatz erklärt werden. Basierend auf der Inversion der TM Polarisationsdaten zeigt das Modell Tauber et al. (2003, Abbildung 17 und Abbildung B.17 c)) bis in etwa 4 km Tiefe eine generell schlecht leitende, obere Erdkruste in Übereinstimmung mit den dort aufgeschlossenen meta-sedimentären und metamorphen Gesteinen. In größerer Tiefe (ca. 15 km) löst das Modell verschiedene leitfähige Zonen auf, die zum Teil mit tektonischen Strukturen an der Erdoberfläche korrelieren, bzw. die einfallende ISZ abbilden könnten. Die höchsten Leitfähigkeiten befinden sich in zwei circa 4 km breiten vertikalen Blöcken, die sich jeweils in einer Tiefe von 4 bis 12 km erstrecken und deren Ränder mit Störungen an der Erdoberfläche

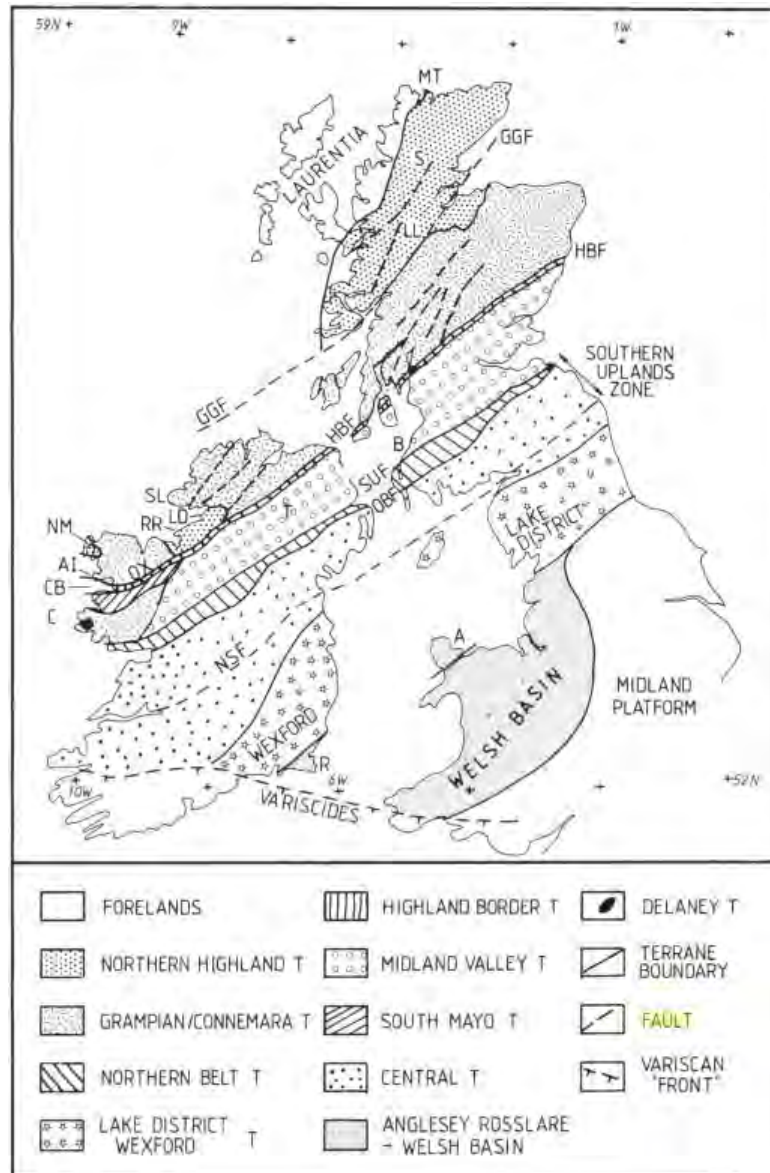


Abbildung B.15: Tektonische Karte der Iapetus Suturzone in Schottland und Irland aus Rao et al. (2014)

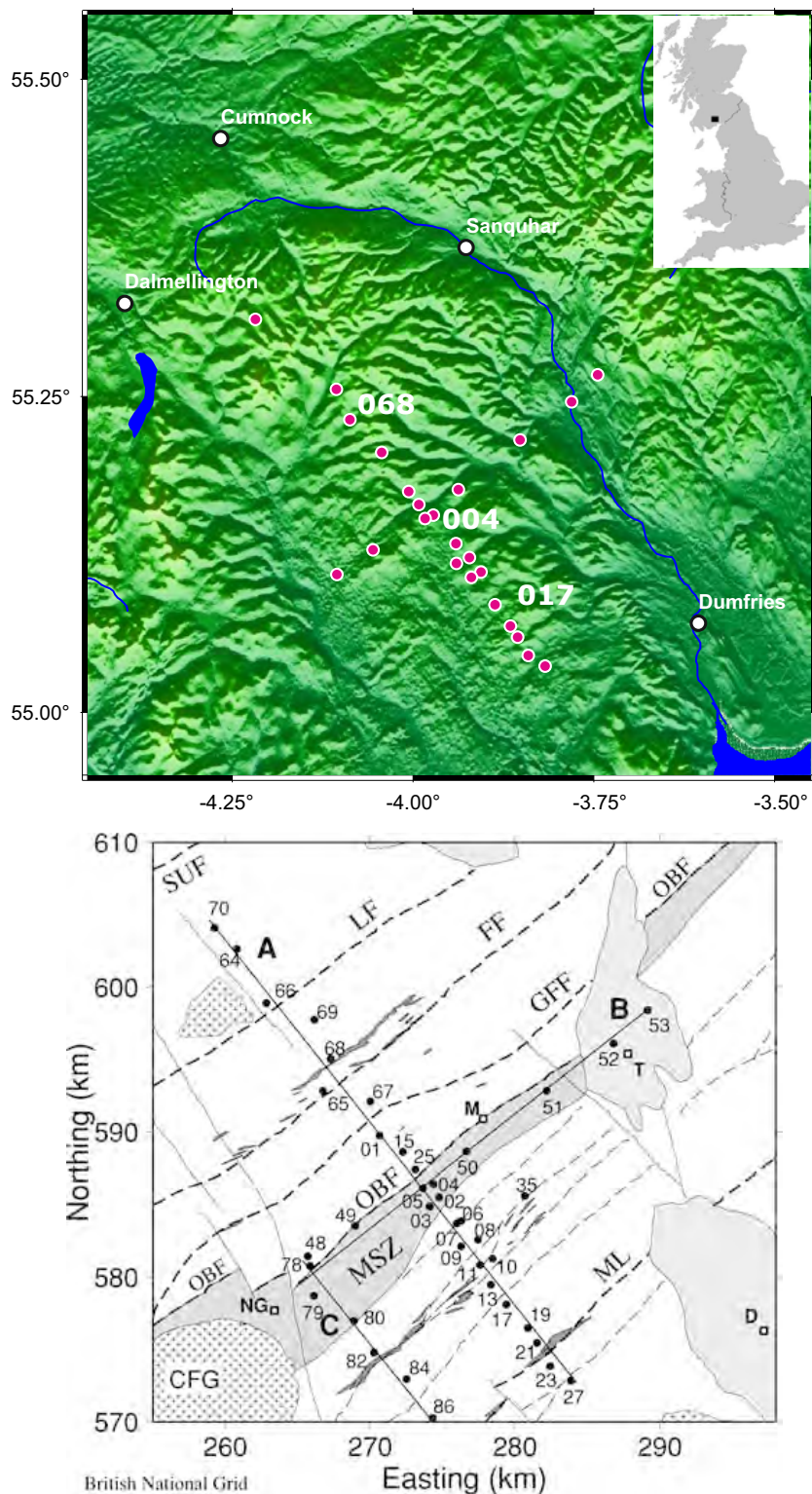


Abbildung B.16: a) Karte der MT Stationen, die für die 3D Inversion verwendet wurden. Die MT Daten wurden zuvor von mir mit modernen Proseccingverfahren neu ausgewertet und analysiert. b) Geologische Karte mit der Gesamtheit der im Jahr 1997 vermessenen MT-Stationen (Tauber et al., 2003). Sie sind in Profile A-C gruppiert. Schwarze gestrichelte Linien: in Nordost-Südwest-Richtung verlaufende kaledonische Scherzonen; durchgezogene Linien: in Nordwest-Südost-Richtung verlaufende karbonische Abschiebungen; weiße Flächen: Ordovizische und Silurische Grauwacken; hellgraue Flächen: Karbon/Permo-Triassische Sedimente; dünne dunkle Streifen: Schwarzschiefer; breite mittelgraue Zone MSZ: Moniaive Shear Zone; ++: granitischer Batholith (CFG: *Cairnsmore of Fleet*); SUF: *Southern Uplands Fault*, LF: *Leadhills Fault*; FF: *Fardingmullach Fault*; GFF: *Glen Fowmart Fault*; OBF: *Orlock Bridge Fault*; ML: *Moffat Line*. D: Dumfries; T: Thornhill; M: Moniaive; NG: New Galloway.

übereinstimmen, bzw. auch an anderer Stelle z.B. die *Cairnsmore of Fleet*-Granite durchschneiden. Diese Granite sind an der Oberfläche ca. 15 km weiter südwestlich kartiert. Aufgrund der unerwarteten hohen Widerstände im zentralen Teil des 2D Modells, wurde dies von Tauber et al. (2003) als abgescherter Teil dieser Granite interpretiert, was aber durch keine anderen geowissenschaftlichen Ergebnisse belegt werden konnte. Aus dem 2D Inversionsmodell leiten Tauber et al. (2003) ebenfalls ab, dass die Störungen als vertikale Strukturen bis in Tiefen von 15 km erscheinen, die dann in eine in nordwestliche Richtung einfallende, mögliche Scherbahn der ISZ mündet. Vergleicht man dagegen einen Schnitt entlang von Profil A (vergleiche Abbildung B.16) durch das 3D Inversionsmodell in Abbildung B.17, so fallen Änderungen vor allem in oberflächennahen Bereichen auf: In Nachbarschaft zu den Störungszonen befinden sich einige (kohlenstoffhaltige) Schwarzschieferaufschlüsse, diese sind nun sehr klar durch Schichten hoher elektrischer Leitfähigkeit in den ersten hundert Metern zu erkennen (① in Abbildung B.17). In Tiefen > 12 km (② in Abbildung B.17) finden wir eine Schicht erhöhter Leitfähigkeiten von $\sim 30 \Omega m$; basierend auf Erkenntnissen aus anderen fossilen Kollisionzonen, korrelieren solche Leitfähigkeitsanomalien oft mit krustalen Abschiebungshorizonten. Eine vergleichbare Leitfähigkeitsanomalie in der mittleren Kruste findet sich auch im 2D Inversionsmodell. Im 3D Inversionsmodell erscheinen Störungszonen nicht als vertikale Leitfähigkeitsanomalie, sondern eher als Grenze oder vertikale Abschiebung eines Leitfähigkeitshorizonts (④, ⑤ in Abbildung B.17). Am meisten sticht die Leitfähigkeitsanomalie unterhalb der Moniaive Shear Zone (MSZ, ③ in Abbildung B.17) im 3D Modell hervor. Sie erstreckt sich über die volle Breite dieser Scherzone (siehe hellgraue Fläche in Abbildung B.16).

In der 2D Inversion befindet sich in vergleichbarer Tiefenlage ebenfalls eine Leitfähigkeitsanomalie, allerdings stimmt ihre Position lateral nicht mit der MSZ überein. Dies kann ein typischer Artefakt aufgrund von 3D Einflüssen in den MT Daten sein. Geologisch ließ sich die Position dieser Anomalie im 2D Modell nur schwer interpretieren.

Die gleichen tektonischen Strukturen, die das MT Profil in Schottland überquert, werden teilweise auch von MT Profilen in Irland überdeckt. Die MT Daten in Irland wurden vom *Dublin Institute for Advanced Studies* (DIAS) aufgezeichnet (Rao et al., 2007), wobei ich mich um die Logistik und Planung für das langperiodische Experiment und die Datenauswertung im Rahmen meines Emmy-Noether Forschungsstipendiums am DIAS gekümmert habe (Rao et al., 2014). Neben den 2D Inversionsstudien und dem daraus entwickelten 3D Vorwärtsmodell, geben die von mir durchgeführten 3D Inversionen des gesamten MT Datensatzes ein weiteres Abbild der elektrischen Leitfähigkeit entlang dieser Suturezone wider. Besonders in Westirland queren die Profile IV und V (Rao et al., 2014, Abbildung 14 und Abbildung B.17 b)) die *Southern Uplands Fault* (SUF) und die *Orlock Bridge Fault* (OBF). Die *Moniaive Scherzone* (MSZ), die sich in Schottland südöstlich der OBF befindet, hat kein kartiertes Pendant in Irland. Vergleicht man insbesondere die Sektionen aus dem 3D Inversionsmodell entlang des irischen Profils V mit der des schottischen Profils A, so finden sich grundsätzliche Ähnlichkeiten: Die oberen 20 km der Erdkruste sind von eher höheren Widerständen um $10.000 \Omega m$ geprägt, was mit dort vorkommenden metamorphen und meta-sedimentären Gesteinen zusammen passt. Darunter beobachten wir geringere Widerstände von etwa $30 \Omega m$ und weniger, die auf einen unterkrustalen Abschiebehorizont hinweisen könnten. Die OBF bildet in beiden Modellen eine nordwestliche Begrenzung der Leitfähigkeitsanomalien in ~ 8 km Tiefe ((Rao et al., 2014, C13 in Abbildung 14 und Abbildung B.17 b)) und ③ in Abbildung B.17a)). Aus der Position und der Erstreckung der Anomalie C13 in der irischen Tiefensektion V schließe ich, dass es auch in Irland eine vergleichbar breite Störungszone wie die MSZ gibt. Schwache Anzeichen dafür lassen sich auch entlang des irischen Profils IV finden; die weiteren Profile überqueren diese Struktur leider nicht mehr. Ähnlich wie bei den 2D Inversionen des schottischen Datensatzes, zeigen die 2D Inversionen der Irland Daten ein „Verschmieren“ von Leitfähigkeitsanomalien. Beispielsweise zeigt Anomalie C1 in Abbildung 8 in Rao et al. (2014) und Abbildung B.17 b) eine Verbindung zu der Struktur, die ich als horizontalen Abschiebehorizont interpretiere. Das 2D Inversionsmodell generiert hier eine ähnliche

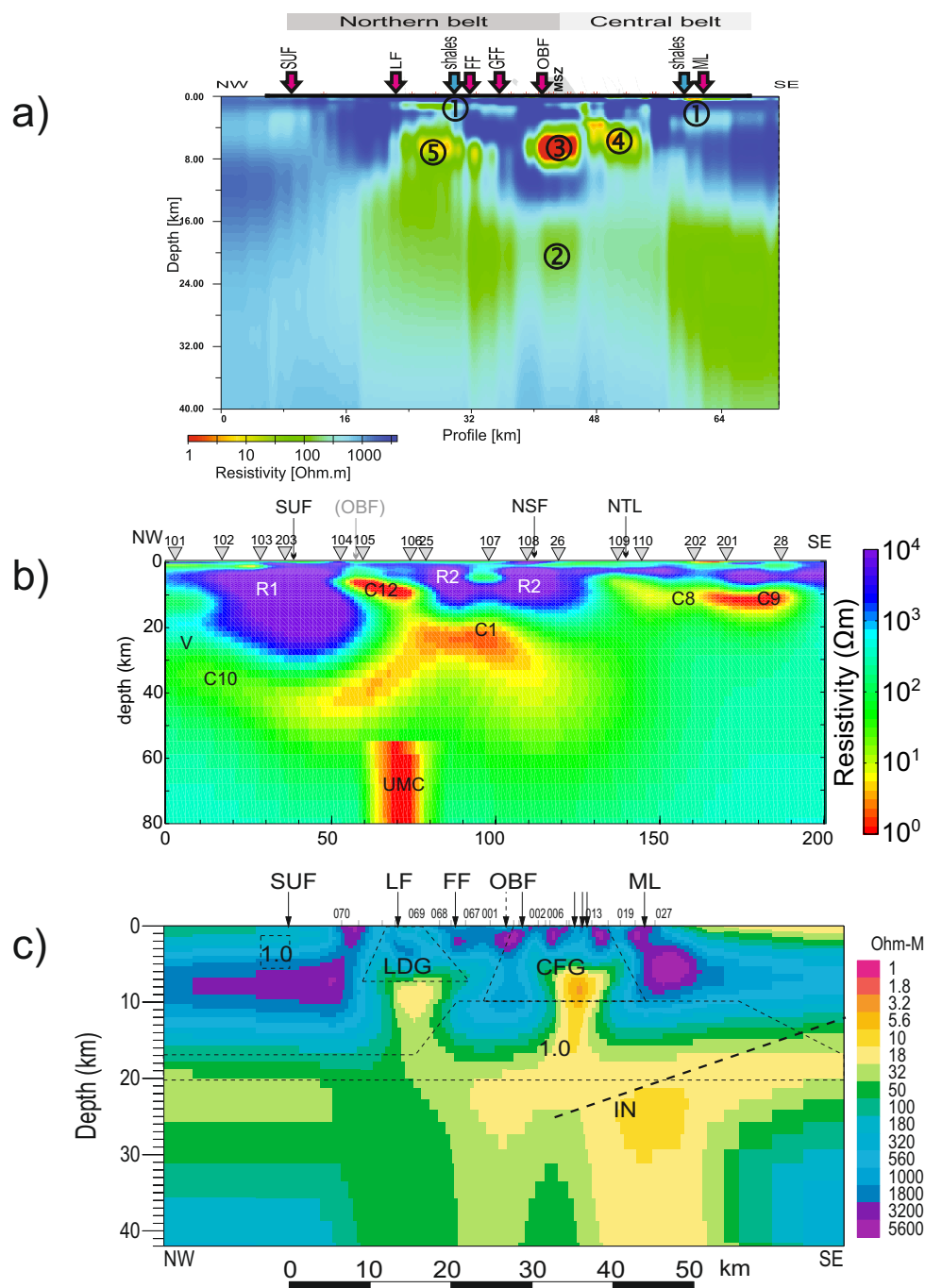


Abbildung B.17: Vergleich von Tiefensektion der 3D und 2D Inversionsmodelle über die Iapetus Suturezone, Schottland. a) Sektion des 3D Inversionsmodells entlang von Profil A in Abbildung B.16; b) Sektion des 3D Inversionsmodells entlang des westlichen Profils in Irland (siehe Rao et al., 2014, , Abbildung 14) c) 2D-Leitfähigkeitsmodell der TM Polarisation entlang von Profil A in Abbildung B.16 (siehe Tauber et al., 2003, Abbildung 17). SUF: *Southern Uplands Fault*, LF: *Leadhills Fault*; FF: *Fardingmullach Fault*; GFF: *Glen Fowmart Fault*; OBF: *Orlock Bridge Fault*; ML: *Moffat Line*, shales: *Schwarzschiefer*, MSZ: *Moniaive Shear Zone*, NSF: *Navan Silvermines Fault*, NTL: *Navan Tipperary Lineament*;

Verbindung von oberkrustalen vertikalen Anomalien mit der unterkrustalen leitfähigen Schicht. In beiden Fällen kann die 3D Inversion zwischen beiden Anomalien klar unterscheiden.

B.4.7 Die *San Andreas Fault* (USA)

Auch wenn es sich bei der *San Andreas Fault* (SAF) nicht um einen (fossilen) *mobile belt* handelt, möchte ich die Forschungsergebnisse über eine Kollisionszone, die man wahrscheinlich als geologischen Gegenpart zu den bislang beschriebenen Kontinentalkollisionen sehen kann, im Zusammenhang diskutieren. Hier bietet sich zudem die Möglichkeit, wie bereits zuvor erwähnt, die tieferen Stockwerken aktiver Störungszone mit den oberflächennahen Strukturen ehemals rezenter Transformstörungen, die nun in fossilen Systemen an der Erdoberfläche aufgeschlossen sind, zu vergleichen.

Die *San Andreas Fault*, die sich über mehr als 1.100 km von Mexiko bis nach Kalifornien erstreckt, ist eine Transformstörung, an der sich die Pazifische Platte im Westen an der Nordamerikanischen im Osten vorbei schiebt. Aufgrund vieler historischer Beben und dem großen Gefährdungspotential ist sie die wahrscheinlich am besten mit geowissenschaftlichen Experimenten untersuchte Störungszone. Seit 2004 gibt es die erste Tiefbohrung SAFOD (*San Andreas Fault Observatory at Depth*; Thurber et al., 2003) direkt in eine aktive Plattengrenze, um Prozesse und Bedingungen innerhalb einer Verwerfung in-situ studieren zu können. Die Bewegung entlang der *San Andreas Fault* verläuft nicht gleichmäßig, sondern je nach Segment scheinen sich die beiden Platten zu verhaken (*locked segment*) und sich die aufgebaute Spannung von Zeit zu Zeit in großen Erdbeben mit beachtlichem Versatz zu entladen. In anderen Segmenten dominiert ein beständiges Kriechen (*creeping segment*) durch das sich Spannungen kontinuierlich abbauen können (Becken et al., 2011). Um dieses unterschiedliche mechanische Verhalten und die daraus resultierenden Konsequenzen der Kontinentalbewegung zu verstehen, ist es wichtig die Rolle von Fluiden in Störungszonen zu untersuchen und zu verstehen.

In den Jahren 2005-2008 war ich an drei großen Feldexperimenten mit über 250 MT Stationen über die *San Andreas Fault* beteiligt (Becken et al., 2008, 2011). Beginnend mit einem dichten MT Profil senkrecht über die *San Andreas Fault* auf Höhe der SAFOD Bohrung im Übergangsbereich zwischen Kriechen und Verhaken, wurde in den folgenden Jahren dieses Profil mit einem MT-Stationsnetz über eine Region von 60 km x 130 km ergänzt. Zum Einsatz kamen sowohl Breitband- als auch langperiodische MT-Geräte, um die notwendige Tiefenauflösung bis in den oberen Erdmantel zu erhalten. Diese Region wird von regionalen 2D Strukturen dominiert. Die SAF trennt hier die Gesteine des Franciscan Komplexes im Nordosten und des Salinian Blocks im Südwesten (Becken et al., 2008). Das Inversionsmodell des dichten Profils zeigt im Bereich der *San Andreas Fault* eine sub-vertikale Zone erhöhter elektrischer Leitfähigkeit in der oberen Kruste, die östlich neben der Störung an die Oberfläche reicht und dort eine leitfähige Verbindung zur SAF und der benachbarten *Waltham Canyon Fault* hat. Zu größeren Tiefen scheint diese Zone mit einer Leitfähigkeitsanomalie in der Unterkruste und im oberen Mantel verbunden zu sein. Basierend auf geochemischen Daten (Wiersberg & Erzinger, 2005) scheint der bis in den Mantel reichende leitfähige Kanal Wegsamkeit für Mantelfluide darzustellen. Gespeist werden könnte dieser von Fluiden, die in einem weiteren Bereich um die SAF die elektrische Leitfähigkeit erhöht haben (Becken et al., 2008). Durch die flächendeckende Stationsverteilung konnten Leitfähigkeitsmodelle entlang paralleler Profile verglichen werden (Becken et al., 2011). Entlang aller Profile zeigen sich die dominanten Leitfähigkeitsstrukturen des dichten SAFOD-Profiles, jedoch auch deutliche Unterschiede im Bereich unterhalb der SAF. Während im Norden dieses untersuchten Segments (*creeping segment*) durch die Existenz des leitfähigen Kanals

in den Mantel Wegsamkeiten für Fluide vorhanden sind, interpretieren Becken et al. (2011) das Fehlen dieses Kanals damit, dass unterkrustale Fluide im Süden (*locked segment*) keine Verbindung zu der Störungszone haben und diese somit nicht „schmieren“ könne. Die Existenz von Wegsamkeiten für Fluide ist maßgeblich für das Verhalten von Störungszone verantwortlich ist. Sie scheinen das Auftreten von starken Erdbeben oder aber das Vorkommen von nicht-vulkanischen Tremoren zu beeinflussen.

Einen leitfähigen Kanal in den Erdmantel können wir auch im *Barberton Greenstone Belt* in Südafrika im Bereich der *Inyoka Fault* und der Erzlagerstätten beobachten. Sleep (2005) und Heubeck & Lowe (1994) beschreiben die *Inyoka Fault* als große Transformstörung und durch ihr tektonisches Verhalten als „SAF des Archaikums“. Für einen fundierten Vergleich der elektrischen Leitfähigkeiten über die beiden Störungssysteme fehlen zur Zeit wichtige Informationen und detailliertere Abbilder der *Inyoka Fault* und ihrer heutigen Erosionstiefe. Auch von anderen Scherzonen in *mobile belts* werden Ähnlichkeiten zur SAF in Bezug auf ihre Bedeutung für Plattengrenzen und diskutiert (z.B. Purros Mylonite Zone in Namibia, Goscombe et al., 2003). Da fossile Scherzonen im Allgemeinen bereits stärker erodiert sind, befinden sich tiefere Stockwerke einer ehemaligen Störungszone heute an der Erdoberfläche und können gut abgebildet werden. Auf diese Weise könnte man weitere Informationen zu den tiefen Eigenschaften von Störungszone bekommen.

B.5

Diskussion der Ergebnisse

Die im den vorigen Abschnitten zusammengefassten Fallbeispiele und die Mehrzahl der angefügten Publikationen beschäftigen sich mit Kontinentalkollisionen. Die dabei entstanden Kontinente sind aus verschiedenen tektonischen Einheiten, wie zum Beispiel Kratone oder rezente und fossile Gebirgsgürtel (*mobile belts*), zusammengesetzt. Während wir aus geophysikalischen Experimenten sowie geologischen und petrologischen Untersuchungen bereits Vieles über den Aufbau und die Eigenschaften einzelner tektonischer Einheiten und deren Zusammenspiel wissen, sind es gerade die *mobile belts*, deren Eigenschaften und Entstehungsprozesse noch nicht vollständig verstanden sind. Im allgemeinen werden sie als Schutzschilde für Kratone oder auch als Schwächezonen eines Kontinents beschrieben (zum Beispiel Lenardic et al., 2000; Hyndman et al., 2005). Somit kommt ihnen bezüglich des Aufbaus und der Zusammensetzung kontinentaler Landmassen eine wichtige Rolle zu. Betrachtet man jedoch die Mehrzahl der geophysikalischen Experimente, so liegt der Fokus in der Abbildung der lithosphärischen Eigenschaften - insbesondere der Lithosphärenmächtigkeit und dem Übergang zur Asthenosphäre. Aus seismologischen Messungen sind die Unterschiede zwischen Lithosphärentiefen von *mobile belts* und Kratonen recht genau bekannt. Auch eine Vielzahl von magnetotellurischen (MT) Experimenten zum Beispiel in Kanada (zum Beispiel Jones et al., 2014, 2003, 2001; Jones, 1999) hat Abbilder der Lithosphärenleitfähigkeiten geliefert. Unterschiede in der Lithosphärentiefe zwischen Kratonen und *mobile belts* lassen sich daraus ableiten, ebenso wie petrologische Eigenschaften der Mantelgesteine basierend auf der elektrischen Leitfähigkeit und Abschätzungen von Wassergehalt und Temperatur. Neben diesen MT Messungen haben vor allem seit den siebziger Jahren des letzten Jahrhunderts Ergebnisse aus Magnetometernetzwerken unser Bild von Kratonen und *mobile belts* nachhaltig beeinflusst. Zwei wesentliche Schlussfolgerungen wurden daraus abgeleitet:

- Tektonische Einheiten wie Kratone und *mobile belts* besitzen unterschiedliche charakteristische Leitfähigkeiten (van Zijl, 1977).
- Zonen erhöhter elektrischer Leitfähigkeit entlang einiger *mobile belts* sind typischerweise langgestreckt und wurden als Gürtel (*belt*) beschrieben.

Als Beispiele seien hier der *Southern Cape Conductive Belt* in Südafrika (SCCB, zum Beispiel Gough et al., 1973; de Beer & Gough, 1980) oder der *Damara Conductive Belt* in Namibia (zum Beispiel de Beer et al., 1975, 1982a) genannt, die im Übersichtsbeitrag von Haak & Hutton (1986) zusammen mit weiteren Fallbeispielen diskutiert wurden. Gelegentlich wurden die langgestreckten Leitfähigkeitsanomalien als eigenständige tektonische Einheit behandelt (zum Beispiel Turner, 1999; Harvey et al., 2001), die bis in die heutige Zeit im Rahmen von tektonischen Modellen verwendet und diskutiert werden (zum Beispiel Tankard et al., 2009).

Die Schlussfolgerung aus diesen frühen Studien war, dass die fossilen *mobile belts* mit ihren metamorphen Gesteinen mit $\sim 5.000 \Omega m$ zwar geringere Widerstände als Kratone besitzen, und dennoch schlecht leitende Einheiten sind. Die postulierten Leitfähigkeitsgürtel existierten neben den *mobile belts*. Aus modernen MT Messungen ergibt sich ein anderes Bild, da nun auch Anomalien und Variation der elektrischen Leitfähigkeit in der oberen und mittleren Kruste abgebildet werden können.

Welche methodischen Entwicklungen waren notwendig, um die krustale Struktur der mobile belts mit der Magnetotellurik abzubilden?

Die verbesserte Auflösung insbesondere der Strukturen in der Erdkruste wurde erst durch methodischen Weiterentwicklung der Magnetotellurik möglich. Wie bereits erwähnt, konnte ich für meine Arbeiten eine Vielzahl von zuverlässigen MT Breitbandgeräten einsetzen, die auch bei einem engen Stationsabstand ausreichend Messfortschritt garantieren. Der Einsatz von mehr als 20 Messgeräten gleichzeitig ist nur dann effizient, wenn ein Gerätetyp verwendet wird. Dies war erst durch die Existenz eines geophysikalischen Gerätepool in Potsdam (GIPP) möglich. Mit hoher Stationsdichte sind zuvor selten *mobile belts* untersucht worden, da sich geodynamische Untersuchungen oftmals auf die gesamte Lithosphäre von Kratonen und benachbarten *mobile belts* konzentriert haben (z.B. Jones et al., 1997, 2003). Für die von mir verwendeten hochauflösenden Untersuchungen mit einem Stationsabstand von 2 – 3 km gegenüber den üblichen > 10 km benötige ich eine angepasste Messlogistik, um mit den vorhandenen Ressourcen und mit akzeptablem Zeitaufwand ein solches Experiment durchzuführen. In den hier vorgestellten Experimenten wurde zumeist mit vier Teams gleichzeitig gearbeitet, was einen erhöhten Koordinierungsaufwand bedeutet. Aufgrund des deutlich höheren Datenvolumens (1 – 3 Gb pro Station), mussten die eingesetzten Auswertalgorithmen (Ritter et al., 1998; Weckmann et al., 2005) wesentlich effizienter werden und für eine Qualitätskontrolle im Feld nahezu automatisch arbeiten.

Auch im wenig besiedelten südlichen Afrika finden sich kaum Gebiete, in denen die natürlichen elektromagnetischen (EM) Signale ohne künstliche Störungen aufgezeichnet werden können. Störsignale werden von einer Vielzahl von elektrischen Geräten und Installationen erzeugt, wie zum Beispiel Strom- und Gasleitungen, mit Gleichstrom betriebene Eisenbahnlinien und Bergbauaktivitäten. Wenige der Störsignale treten periodisch auf, sodass sie mit relativ einfachen Filtern entfernt werden können. Unregelmäßig auftretenden Störungen mit Stufen oder Spitzen dagegen erfordern zur Eliminierung genau auf diese Signalform angepasste Verfahren (Kuetter et al., 2012; Weckmann et al., 2005). Moderne Datensätze mit bis zu 20 zeitgleich registrierenden MT Stationen ermöglichen den Einsatz spezieller Verfahren der multi-variablen Datenanalyse, die im Rahmen der Experimente in Südafrika weiterentwickelt wurden (Platz, 2014). Nur so ist es möglich, eine Datenbasis mit hoher Datenqualität zu erhalten, die Grundlage für hochauflösende Leitfähigkeitsmodelle ist.

Ebenso fanden auf dem Gebiet der Modellierung und Inversion rasante Fortschritte statt - einerseits auf der Seite der Hardware mit schnelleren und leistungsfähigeren Computerclustern, andererseits durch Weiterentwicklung der Vorwärts- und Inversionsalgorithmen. Durch das Variieren der Inversionsparameter und zusätzlicher Regularisierungsmethoden (z.B. *tear zones* und *constrained inversions*) kann der Modellraum gezielter nach dem aussagekräftigsten Leitfähigkeitsmodell ausgelotet und Alternativmodelle diskutiert werden. Mittlerweile gibt es eine Vielzahl von frei zugänglichen 2D und 3D Inversionsprogrammen, die es erlauben, mit unterschiedlichen numerischen Ansätzen, wie zum Beispiel Finite Elemente, Finite Differenzen oder Integralgleichungsansätze, je nach Inversionsproblem (zum Beispiel Topographie, Stationsabstände) das am besten geeignete Verfahren zu wählen.

Erst das Zusammenspiel all dieser Weiterentwicklungen mit besseren MT Geräten in ausreichender Stückzahl, optimierten Auswertalgorithmen, gutem Datenmanagement sowie 2D und 3D Inversionsverfahren versetzt mich in die Lage, aus den hochauflösenden Leitfähigkeitsmodellen Rückschlüsse (i) auf die Eigenschaften von *mobile belts* und ihrer Störungszonen und (ii) auf tektonische Prozesse in ihrer Entwicklungsgeschichte abzuleiten.

Sedimentäre Überdeckung über mobile belts und Kratonen

Aufgrund der hohen Stationsdichte und der Aufzeichnung von hohen Frequenzen bis 1.000 Hz lassen sich Leitfähigkeitsstrukturen im oberen Kilometer der Erdkruste abbilden. Bei Experimenten mit Stationsabständen $> 10\text{ km}$ werden solche Strukturen als oberflächennahe Verzerrungen behandelt, die sich in Form von galvanischer Verzerrung (*static shift*) in den MT Daten äußern. Dennoch können bei einer späteren Modellierung der Daten Artefakte in größerer Tiefe auftreten Weckmann & Tietze (2011); Tietze (2012). Ein eindruckliches Beispiel, welchen Vorteil es bringt, selbst in einem auf krustale Strukturen fokussierten Experiment mit hohem Stationsabstand und hohen Frequenzen zu messen, ist die Agulhas-Karoo-Traversal in Südafrika. Diese Traverse überquert neben dem *Namaqua Natal Mobile Belt* (NNMB) und dem *Cape Fold Belt* (CFB) das Karoo und das Oudtshoorn Becken. Das Karoo Becken überdeckt weite Teile des NNMB und Randbereiche des Kaapvaal Kratons und entstand während der Bildung des Superkontinents Gondwana im Karbon / Jura von etwa 125 Mio. Jahren. Entlang der südlichen Küste von Gondwana fanden Subduktionsprozesse und Orogenese statt (Hälbich, 1993). Dies hatte die Bildung eines *Retro-arc Foreland* Systems hinter einem vulkanischen Bogen und einem Faltengürtel zur Folge (Tankard et al., 2009). Während die meisten Formationen des Karoo Beckens eher schlecht leitend sind, fällt in den 2D Leitfähigkeitsmodellen eine sub-horizontale Schicht mit Widerständen von $1\ \Omega\text{m}$ auf (Weckmann et al., 2007a,b). Diese korreliert mit den Pyrit-reichen Schwarzschiefern der Whitehill Formation, die sich in Tiefen von $5-7\text{ km}$ befinden. Leitfähigkeitsmessungen an Gesteinsproben aus benachbarten Bohrungen zeigten, dass sie aus bis zu 14% kohlenstoffhaltiges Material bestehen (Branch et al., 2007). Aufgrund der Lage dieser Formationen ist die Whitehill Formation eine potentielle Lagerstätte für Schiefergasvorkommen. Basierend auf Messungen der Vitrinitreflexion befindet sich der meiste Kohlenstoff allerdings im Meta-Anthrazitkohle Stadium, und ist damit zu reif um gasführend zu sein. Trotzdem sind die Modelle aus Weckmann et al. (2007a) Grundlage für die Explorationsaktivitäten der Industrie nach Schiefergas in Südafrika.

Ohne den engen Stationsabstand wäre es unmöglich gewesen, die Leitfähigkeitsanomalie im Karoo Sedimentbecken getrennt von der tieferen Anomalie unterhalb der *Beattie Magnetic Anomalie* (BMA) im Grundgebirge des NNMB aufzulösen. 2D Inversionsergebnisse meiner dichten Messungen zeigten eine Leitfähigkeitsstruktur, die sich aus 3 km Tiefe bis in die mittlere Erdkruste fortsetzt. Erst mit dem Einsatz von *tear zones* in der Inversion war es möglich die Regularisierung, die glatte Modelle bevorzugt, zu unterbrechen und scharfe Grenzen in dem Leitfähigkeitsmodelle zu generieren. Damit war eine Trennung und aussagekräftige Abbildung beider Leitfähigkeitsanomalien im Sedimentbecken und dem Grundgebirge möglich. Weitere Auflösbarkeitsstudien haben gezeigt, dass mit nur der Hälfte der Stationen (halbierte Stationsdichte) die sub-horizontale Schwarzschieferformation nicht mehr als durchgehende Schicht auflösbar gewesen wäre.

Besonders wenn wir an der Abbildung von tieferen Strukturen interessiert sind, muss sichergestellt werden, dass auch flache Leitfähigkeitsanomalien ausreichend erfasst werden, da sie, wie im Fall der Whitehill Formation im Karoo Becken mit einer beachtlichen Ausdehnung von mehr als 200.000 km^2 , die Abbildung des darunter liegenden *mobile belt* oder dem Kaapvaal Kraton durch Suggestieren verbundener Anomalien behindert.

Welche Bedeutung haben die langgestreckten Leitfähigkeitsanomalien in Bezug auf mobile belts?

Die in den siebziger und achtziger Jahren des letzten Jahrhunderts durchgeführten großräumigen Messungen mit Magnetometernetzwerken zeigten als globales Phänomen langgestreckte Leitfähigkeitsanomalien entlang von *mobile belts* und Suturzonen (Haak & Hutton, 1986). Großräumige

Leitfähigkeitsstrukturen, die mit der MT abgebildet werden können, entstehen nur, wenn im Untergrund ein weit verzweigtes Netz aus leitfähigen Phasen existiert. Die Gesamtleitfähigkeit eines Gesteins wird im Wesentlichen vom Poreninhalt und der Vernetzung der Poren bestimmt. Salzhaltige Wässer in Poren und Brüchen, magmatische Schmelzen oder dünne verbundene metallische oder mineralisierte Flächen können zu einer stark erhöhten Gesamtleitfähigkeit eines Gesteins führen (siehe z.B. Guéguen & Palciauskas, 1994). Neben dem Poreninhalt hat auch die Temperatur einen Einfluss auf die elektrische Leitfähigkeit. Um einer Leitfähigkeitsanomalie einen bestimmten Leitfähigkeitsmechanismus zuweisen und somit Rückschlüsse auf zugrunde liegende Prozesse ziehen zu können, wird meist ein Ausschlussverfahren angewendet.

Für tektonisch inaktive, fossile *mobile belts* ist es unwahrscheinlich, dass Leitfähigkeitsanomalien durch einen erhöhten Wärmefluss oder die Existenz von magmatischen Schmelzen hervorgerufen werden können. Mit meteorischen Wässern würden sich nur oberflächennahe Anomalien erklären lassen (siehe Abbildung B.12), da die Wegsamkeiten für das tiefe Eindringen dieser Wässer nur in den oberen Kilometern zur Verfügung stehen (z.B. Ritter et al., 2005; Becken et al., 2008). Für die kontinentale untere Kruste diskutieren Haak & Hutton (1986) und Jones (1992) den Einfluss von tiefen Wässern, die entweder aus dem oberen Mantel stammen könnten oder durch geochemische Reaktionen freigesetzt werden. Diese Reaktionen können zu hohen Leitfähigkeiten durch hydratisierte Minerale wie Serpentin, erhöhte Temperatur und Mineralisationen wie Sulfide und Graphit zu Folge haben. *Mobile belts* bestehen typischerweise aus metamorphen, meta-sedimentären und kristallinen Gesteinen, die schlecht leitend sind. Für heute tektonisch inaktive *mobile belts* wurden Fluide als Ursache für die beobachteten Leitfähigkeiten ausgeschlossen, da ehemals existierende Fluide bis heute aufgestiegen und entwichen wären. Zurückbleiben würde eine trockene, schlecht leitende Kruste (McCaig, 1988, 1989). Durch die räumliche Koexistenz der Magnetik- und Leitfähigkeitsanomalien für den *Southern Cape Conductive Belt* (SCCB) und die BMA in Südafrika wurde eine gemeinsame tiefe Quelle in Form eines weiteren Gürtels aus serpentinierten Gesteinen (van Zijl, 1977; de Beer et al., 1982b) neben dem NNMB postuliert. Dieser hat sich bis heute in vielen geologischen und tektonischen Modellen des südlichen Afrika als eigenständige tektonische Einheit gehalten (Pitts et al., 1992; Turner, 1999; Harvey et al., 2001; Tankard et al., 2009). Mit Hilfe der hochauflösenden Leitfähigkeitsmodelle konnten verschiedene räumlich begrenzte Leitfähigkeitsanomalien in der Kruste des NNMB entlang der Agulhas-Karoo-Traversen (AKT) aufgelöst werden (Weckmann, 2012; Weckmann et al., 2007b,a, 2012, und Kapitel B.4.3). Ein koexistierender Leitfähigkeitsgürtel konnte dagegen nicht abgebildet werden, doch scheint tatsächlich eine Leitfähigkeitsanomalie in räumlicher Verbindung zur Magnetikanomalie zu stehen. Größe, Tiefenlage und Geometrie der Leitfähigkeitsanomalie entlang beider AKT legen eine Interpretation als krustale Störungszone nahe (Weckmann et al., 2007a,b; Weckmann, 2012), da sie Ähnlichkeit mit anderen oberkrustalen Strukturen z.B. der *San Andreas Fault* (SAF) und anderen fossilen Scherzonen haben (Becken et al., 2008; Ritter et al., 2005, 2003). Mit *constrained inversion* konnte ich zeigen, dass das Einfallen der Leitfähigkeitsanomalie eine robuste Eigenschaft in den Inversionsmodellen ist. Da die Inklination zwischen den beiden Traversen von einem nordwärts zu einem südwärts gerichteten Einfallen wechselt, scheint es sich bei der Störungszone um eine segmentierte Scherzone zu handeln. Diese segmentierte Störungszone könnte in Verbindung mit einer ehemaligen Subduktionszone weiter im Süden stehen (Hälbich, 1993), da wir Segmentierungen zum Beispiel sowohl bei der SAF in Kalifornien (Becken & Ritter, 2012; Ritter et al., 2005) als auch bei der *West Fault Zone* in Chile beobachten (Hoffmann-Rothe et al., 2004). Eine ähnliche Interpretation des postulierten Leitfähigkeitsgürtels ist bei Corner (1989) zu finden, obwohl dies damals nicht experimentell untermauert war.

Mit einer Interpretation der Leitfähigkeitsanomalie im NNMB als Störungszone, haben wir Hinweise auf tektonische Prozesse und Deformationen, die auch andere geophysikalische Größen wie die Magnetisierung und die elastischen Eigenschaften beeinflusst haben. Allein mit der MT können Eigenschaften der Scherzone und seiner umliegenden Gesteinsformationen nicht umfassend geklärt

werden. Entlang des gleichen Profils liegen zusätzlich Magnetik, Gravimetrie und Seismikdaten vor. Für den NNMB sind die unterschiedlichen Methoden einzeln ausgewertet, modelliert und durch gemeinsame Darstellung interpretiert worden (Weckmann et al., 2007a; Quesnel et al., 2008; Stankiewicz et al., 2008). Demnach kann die beobachtete Magnetikanomalie nur mit einer krustalen über 100 km breiten magnetisierten Zone erklärt werden. Diese Zone würde eher mit Bereichen hoher seismischer Geschwindigkeiten und höheren elektrischen Widerständen korrelieren (Quesnel et al., 2008; Stankiewicz et al., 2008). Lokale Undulationen in der Magnetikanomalie könnten durch die oben beschriebene einfallende Störungszone verursacht werden (Weckmann et al., 2007a). Um die magnetische und die elektrische Anomalie zu erklären, ziehen de Beer et al. (1982b) serpentinierte ozeanische Kruste heran, da Serpentin reich an Magnetit sein kann (Coleman, 1971; Banerjee, 1980). Zuweilen ergaben Labormessungen an Serpentin hohe elektrische Leitfähigkeiten (Stesky & Brace, 1973). Allerdings ist nicht ausgeschlossen, dass es sich dabei um einen Experimentierfehler handelt (Olhoeft, 1981; Bruhn et al., 2004). Ergebnisse der reflektionsseismischen Messungen zeigen unterhalb der BMA eine breite Zone erhöhter Reflektivität, doch die Ursache dafür bleibt unklar (Lindeque et al., 2007). Insgesamt bleiben viele Fragen nach der Komposition und der Bedeutung der BMA offen. Zur weiteren Klärung dieser Fragen wäre eine Tiefbohrung notwendig. Zusätzlich könnten benachbarte Kimberlitschlote (zu Lokationen der Kimberlitfunde siehe Jelsma et al., 2009) genutzt werden. Die Kimberlite transportieren Xenolithe mit Ursprung in der unteren Kruste und dem oberen Mantel an die Erdoberfläche, die wiederum Stücke des umgebenden Gesteins beinhalten können. Auf diese Art wäre es vielleicht möglich, petrologische Informationen aus krustaler Tiefe zu bekommen.

Unabhängig davon, ob wir Herkunft und Eigenschaften dieser Region im NNMB bestimmen können, kann die in den neuen Inversionsmodellen abgebildete Leitfähigkeitsanomalie nicht der ursprüngliche SCCB sein. Die Induktionspfeile aller MT Stationen entlang der Agulhas-Karoo-Traversen können nur durch Leitfähigkeitskontraste in einer großräumigen (4 Mio.km²) Umgebung der Profile erklärt werden (Weckmann et al., 2013, und Kapitel B.4.3 in dieser Arbeit). Die Modelle bestanden im Wesentlichen aus dem schlecht leitenden Kaapvaal Kraton, dem gut leitenden NNMB und CFB, der Whitehill Formation im Karoo Becken und der Störungszone unter dem Maximum der BMA. Da sowohl die Induktionspfeile als auch die MT Übertragungsfunktionen die elektrischen Leitfähigkeiten im Untergrund widerspiegeln, bedeutet dies, dass der gesamte *mobile belt* mit seinen 30 Ωm Widerstand der ehemals postulierte *Southern Cape Conductive Belt* sein muss. Warum dieser tektonisch inaktive Proterozoische *mobile belt* so unerwartet hohe Leitfähigkeiten besitzt, wird später ausführlich diskutiert.

Für den *Damara Belt* in Namibia und auch entlang der Iapetus Suturzone in Schottland wurden vergleichbare Leitfähigkeitsgürtel postuliert. Im Gegensatz zum NNMB zeigen 2D und 3D Inversionsmodelle keine generell gut leitende Kruste (Ritter et al., 2003; Rao et al., 2014, und Kapitel B.4.6 in dieser Arbeit). Prominente Zonen erhöhter Leitfähigkeit liegen jeweils nur in der Unterkruste, welche in beiden Fällen als große sub-horizontale Abscherhorizonte interpretiert werden. Für die *Southern Uplands* nördlich der Iapetus Suturzone ist diese Beobachtung zum Beispiel konsistent mit dem tektonischen Modell nach Bluck (1984). Er beschreibt die *Southern Uplands* als Akkretionsprisma, das sich während des Silur auf das *Midland Valley* Grundgebirge und den *Fore-arc* aufgeschoben hat. Ähnlich sieht es für den *Damara Belt* aus, für den die MT Messungen im südlichen Teil einen krustalen Abscherhorizont abbilden (Ritter et al., 2003), in den listrische Scherzonen münden, die entlang von zonalen Damaragrenzen verlaufen. Zusammenfassend zeigen die neuen hochauflösenden MT Modelle, dass es sich bei den langgestreckten Leitfähigkeitsgürteln entweder um tektonische Strukturen innerhalb der *mobile belts* handelt oder wie im Fall des NNMB und CBF um den gesamten *mobile belt*.

Zusammenfassend zeigen moderne, hochauflösende MT Messungen, dass die postulierten langgestreckten Leitfähigkeitsgürtel tektonische Strukturen innerhalb der *mobile belts* sind oder komplett

aus ihnen bestehen.

Sind mobile belts anisotrop?

Zu einigen dieser *mobile belts* finden sich in der Literatur Hinweise auf elektrische Anisotropie in der Erdkruste oder im oberen Erdmantel (zum Beispiel Hamilton et al., 2006). Diese basieren auf MT Daten, die entweder Phasen $> 90^\circ$, einen Phasensplit zu langen Perioden, eine ausgeprägte Polarisation der EM Felder oder lange Induktionspfeile parallel zum Leitfähigkeitskontrast beinhalten. Eine Hypothese für Kollisionszonen ist, dass sich durch die vorherrschenden Spannungsregimes und die enorme Deformation Vorzugsrichtungen in der Permeabilität bzw. von Brüchen, Venen und Frakturen ergeben (Upton & Craw, 2014). Anisotropie wird ebenfalls in Bezug auf *mobile belts* als mögliche Ursache für eine lithosphärische Schwächezone diskutiert (Vauchez et al., 2000).

Durch umfangreiche 2D anisotrope Modellierung und 3D Inversionen, konnte ich für die meisten Regionen zeigen, dass die Anisotropie eine sehr lokale Eigenschaft ist. Im CFB zeigt das mit heißen salinaren Wässern gefüllte Oudtshoorn Becken elektrische Anisotropie, was eine Eigenschaft des aufnehmenden Gesteins ist (Weckmann et al., 2012). Im NNMB, für den Hamilton et al. (2006) einen anisotropen oberen Mantel aus ihren MT Daten abgeleitet haben, lässt sich das räumliche Verhalten der Induktionspfeile und der Streichrichtungen durch ein großräumiges isotropes 3D Modell mit den Hauptleitfähigkeitsstrukturen des südlichen Afrika erklären (siehe Kapitel B.4.3). In den *Southern Uplands* scheinen die beobachteten Phasen $> 90^\circ$ nicht durch tiefe Strukturen der Iapetus Suturezone erzeugt zu sein. Vielmehr zeigen 3D Inversionen ein oberflächennahes Sedimentbecken, das die elektrischen Ströme bündelt und ablenkt. Lediglich die Detailstudie über die Waterberg Fault / Omaruru Lineament (WF/OL) im Damara Belt zeigt über einen Profilschnitt von 10 km Effekte in den MT Daten, die sich bislang nicht mit einem 3D Modell interpretieren lassen. Das kann dadurch begründet sein, dass aufgrund der gröberen Diskretisierung in der 3D Inversion, keine zur Datenanpassung benötigten kleinskaligen Strukturen erzeugt werden können. Für Anisotropie spricht, dass in der Gegend graphitisierte Marmore kartiert wurden (Raab, 2001), in denen sich Graphit entlang von Scherbahnen angereichert hat. Auch in diesem Fall wäre die Anisotropie jedoch als eine lokale Eigenschaft dieser Scherzone zu interpretieren und keine lithosphärische Eigenschaft von *mobile belts*.

Gibt es Gemeinsamkeiten in den elektrischen Abbildern verschiedener mobile belts?

In Tabelle II sind MT Feldstudien von unterschiedlichen *mobile belts* zusammengefasst. Nicht berücksichtigt wurden Arbeiten, in denen von anomalen Leitfähigkeiten in *mobile belts* berichtet wird, die aber in den Abbildungen und Publikationen nicht verlässlich quantifizierbar oder lokalisierbar waren. Leider gibt es eine Vielzahl solcher Arbeiten zum Beispiel im kanadischen Schild (Jones, 1999; Jones et al., 2003), die ausschließlich auf lithosphärische Leitfähigkeitsstrukturen ausgelegt sind; krustale Details der *mobile belts* bleiben weitgehend unbestimmt. Die aufgeführten Widerstände geben die Hauptstrukturen der *mobile belts* wieder, kleinräumige Anomalien sind nicht berücksichtigt. Dies würde über den grundlegenden Vergleich der *mobile belts* hinausgehen, da diese Strukturen häufig sehr lokale Prozesse widerspiegeln.

Die Übersicht zeigt, dass sich *mobile belts* in drei Gruppen einteilen lassen: (i) die gut leitenden, (ii) die schlecht leitenden und (iii) die nur in der Unterkruste gut leitenden *mobile belts*. Diese Unterscheidung scheint nicht mit dem Alter der *mobile belts* zu korrelieren, da sie alle bis auf den CFB und den *Barberton Greenstone Belt* (BGB) Proterozoischen Ursprungs sind. Selbst bei feinerer

Unterteilung des sich über 2 Mio. Jahre erstreckende Proterozoikums findet sich keine Abhängigkeit der mittleren Hauptleitfähigkeiten vom Entstehungsalter. Demzufolge müssen tektonische Prozesse für die unterschiedlichen „Hintergrundleitfähigkeiten“ verantwortlich sein.

Tabelle II: Übersicht über die allgemeine Leitfähigkeitsstruktur verschiedener *mobile belts*

Region	Veröffentlichung (z.B.)	elektrischer Widerstand
<i>Barberton Greenstone Belt</i> , Südafrika	Kuetter et al. (2012)	$> 1000\Omega m$, Störungszonen gut leitend
<i>Cape Fold Belt</i> , Südafrika	Weckmann & Tietze (2011)	$30 - 60\Omega m$, Ausnahme Gebirgszüge und Oudtshoorn Basin
<i>Cheyenne Belt</i> , USA	Meqbel et al. (2014)	obere Kruste $\sim 1000\Omega m$, untere Kruste $5 - 100\Omega m$
<i>Damara Belt</i> , Namibia	Ritter et al. (2003) Weckmann et al. (2003b)	obere Kruste $> 10000\Omega m$, untere Kruste $1 - 30\Omega m$
<i>Flin Flon Belt</i> , Kanada	Ferguson et al. (1999)	$1000 - 5000\Omega m$, langgezogene Störungszonen sehr gut leitend
<i>Fowler Domain</i> , Australien	Thiel & Heinson (2010)	obere Kruste $10 - 100\Omega m$, untere Kruste $> 10000\Omega m$
<i>Ghanzi Chobe Belt</i> , Botswana	Miensopust et al. (2011)	$20 - 100\Omega m$
<i>Kaoko Belt</i> , Namibia	Kapinos et al. (2012)	$20 - 60\Omega m$ und schlecht leitende Intrusionen
<i>Magondi Mobile Belt</i> , Botswana	Miensopust et al. (2011)	$5000 - 10000\Omega m$
<i>Namaqua Natal Mobile Belt</i> , Südafrika	Weckmann et al. (2007a) Weckmann et al. (2007b)	$30 - 60\Omega m$, Ausnahme Kraton-nahe Terrane
<i>Rehoboth Terrane</i> , Namibia	Muller et al. (2009)	$20 - 100\Omega m$
<i>Skellefteå Belt</i> , Schweden	Rasmussen et al. (1987) Hübert et al. (2013) García Juanatey et al. (2013)	$\sim 20\Omega m$

Warum ist eine Vielzahl der afrikanischen mobile belts elektrisch gut leitend?

Wie bereits zuvor beschrieben, gibt es eine Gruppe von *mobile belts*, die Hintergrundwiderstände unter $100\Omega m$ aufweist. Aufgrund von Labormessungen nahm man an, dass Gesteine aus kalten, tektonisch inaktiven *mobile belts* 1-2 Dekaden höhere Widerstände als jene in aktiven Orogenen aufweisen müssten (Brace et al., 1965; Brace, 1971). Diese grundsätzlich schlecht leitenden Gesteine finden sich in einigen *mobile belts* (siehe Tabelle II), sodass sich aus den neuen Beobachtungen keine typische Leitfähigkeit für *mobile belts* folgern lässt. In den 2D Modellen (Weckmann et al., 2012, 2007a,b; Miensopust et al., 2011; García Juanatey et al., 2013; Hübert et al., 2013) sehen wir erhöhte Leitfähigkeiten, die sich über hunderte von Kilometern erstrecken und nur durch ein weitreichendes Netzwerk Strom-leitender Materialien erklärt werden können. Für diese fossilen *mobile belts* können großräumiges Auftreten von Schmelzen oder partiell geschmolzene Erdkruste ausgeschlossen werden. Da es keinen Gradienten der elektrischen Leitfähigkeit mit der Tiefe gibt, ist ein Temperatureffekt

ebenfalls unwahrscheinlich. Hyndman et al. (2005) diskutieren zwar höhere Temperaturen für *mobile belts* als Ursache für ihre lithosphärische Schwäche vor, allerdings herrschten diese zur Zeit der Orogenese. Heute sind *mobile belts* immer noch wärmer als Kratone, doch die aktuellen Temperaturen sind zu gering, um einen signifikanten Effekt in den elektrischen Leitfähigkeiten hervorzurufen. Als Ursache für die hohen Temperaturen von jungen *mobile belts* nennen Hyndman et al. (2005) ihre frühere Position im *Back-arc* des Subduktionssystems. Einige Autoren (zum Beispiel Cornell et al., 1996; Andreoli et al., 2006) diskutieren ein mögliches *Back-arc* Regime für Teile des NNMB, allerdings zeigen andere tektonische Modelle das Karoo Sedimentbecken über dem NNMB als ehemaliges *Fore-arc* Becken (z.B. Catuneanu et al., 2005). Im Gegensatz dazu wird eine *Back-arc* Situation für den *Magondi Mobile Belt* diskutiert, der nun keine hohen Leitfähigkeiten aufweist (Jacobs et al., 2008). Somit betrachte ich die ehemalige Lage der *mobile belts* im *Back-arc* mit seinen hohen lithosphärischen Temperaturen nicht zwingend als Ursache von lithosphärischer Schwäche und hohen elektrischen Leitfähigkeiten.

Neben den hohen Temperaturen in der Lithosphäre der *mobile belts* wird der Einfluss von Fluiden³ diskutiert. In Kollisionsregimen mit Subduktion ozeanischer Kruste gelangt Wasser in größere Tiefen, wo es aufgrund verschiedener physikalischer Prozesse und chemischer Reaktionen freigesetzt wird. Darüber hinaus können Fluide in der Erdkruste aufgrund von Migration aus dem Erdmantel und als Folge von metamorphen Reaktionen vorliegen (z.B. Garofalo & Ridley, 2014, und Referenzen darin). Eine relativ starke, homogene und kompakte Erdkruste kann durch Deformationsprozesse erhöhte Permeabilität aufweisen und Fluidflüsse in einer breiten ($> 10 \text{ km}$) Region ermöglichen (Upton & Craw, 2014). Betrachten wir zum Beispiel das Namaqualand im westlichen Teil des NNMB: Dort existiert eine Vielzahl von Kupfer-, Zink-, Uran- und Sulfid-haltigen Lagerstätten. Diese sind nach Andreoli et al. (2006) in einer *Back-Arc* Umgebung durch erhöhte Temperaturen, durch von Tiefenwässern verursachte partielle Schmelzen und das Vorhandensein von CO_2 - und Methan-haltigen Fluiden entstanden. Ein Beispiel dafür ist auch in dem 2D Inversionsmodell entlang der westlichen Agulhas-Karoo-Traversal (Weckmann et al., 2007b) zu sehen, die eine solche Lagerstätte als Leitfähigkeitsanomalie im Grundgebirge des NNMB unter dem Karoo Sedimentbecken zeigt. Eine derartige lokal begrenzte Lagerstätten kann allerdings nicht für die hohen Hintergrundleitfähigkeiten von *mobile belts* verantwortlich sein.

Bedingungen für die Genese dieser lokalen Lagerstätten, nämlich Fluide, Wegsamkeiten und Kohlenstoffflüsse, sind auch förderlich für die Bildung hoher Hintergrundleitfähigkeiten. Als häufiges Nebenprodukt von einigen Lagerstätten findet man erhöhte Konzentration von Graphit in Scherzonen und dem umgebenden Gestein. Graphitablagerungen können durch unterschiedliche chemische Reaktionen wie Oxidation von Methan, Reduktion von CO_2 und Wiederverwertung von existierendem Graphit oder organischem Material entstehen (Huizenga, 2011; Bierlein et al., 2001). In kombinierten thermo-mechanischen, chemischen und physikalischen Modellierungen haben Upton & Craw (2014) gezeigt, dass unter Druck- und Temperaturbedingungen der mittleren Kruste Graphit gebildet werden kann, wenn Methan und CO_2 vorhanden sind. Damit auch weitere Bereiche des Nebengesteins um lokale Störungszonen graphitisiert werden können, ist eine deformationsbedingte Erhöhung der Permeabilitäten notwendig. Die schematische Darstellung in Abbildung B.18 a) zeigt eine relativ kompakte und homogene Erdkruste, in der sich unverbundene Risse und Störungen durch hohe Deformation gebildet haben. Unter den genannten Bedingungen gebildeter Graphit lagert sich in den Störungen, aber auch aufgrund der erhöhten Permeabilität, im Nebengestein an. Diese Graphitisierung funktioniert allerdings nur bei kleinen Fluidflussraten im Bereich von wenigen mm/Jahr durch das Gestein. Inwieweit die oben beschriebenen Voraussetzungen im gesamten NNMB vorgeherrscht haben mögen und sich im gesamten *mobile belt* Lagerstätten bilden konnten, ist unklar.

³Mit dem Ausdruck *Fluid* wird im Allgemeinen nicht nur Wasser sondern auch zum Beispiel Kohlendioxid oder Methanverbindungen bezeichnet.

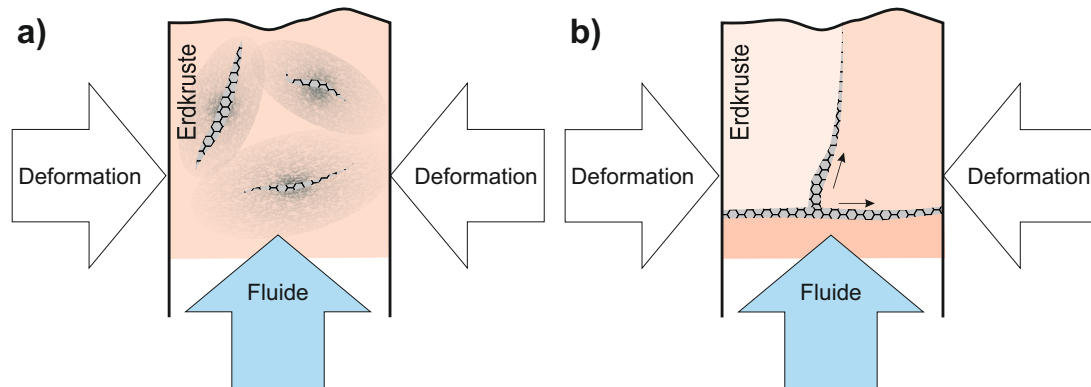


Abbildung B.18: Schematische Darstellung der beiden Modelle zur Graphitisierung in der Erdkruste (nach Upton & Craw, 2014). a) In einer relativ kompakten und homogenen Erdkruste haben sich unverbundene Risse und Störungen durch hohe Deformation gebildet. CO_2 - und Methan-haltige Fluidflüsse aus dem Erdmantel können unter geeigneten Druck- und Temperaturbedingungen Graphit bilden. Dieser lagert sich in den Störungen, aber auch aufgrund der erhöhten Permeabilität im Nebengestein an. b) Durch ein heterogenes Ausgangsgestein in der Erdkruste bilden sich durch Deformation verbundene Störungszonen. CO_2 - und Methan-haltige Fluidflüsse aus dem Erdmantel können auch hier zu Graphitisierungen führen. Die großen, verbundenen Störungszonen nehmen die Deformationsenergie auf, sodass das Nebengestein keine erhöhten Permeabilitäten aufweist. Als Folge konzentrieren sich die Graphitablagerungen in den Störungszonen, die dadurch gleitfähig gemacht werden.

Lagerstätten sind nur im westlichen Teil des NNMB bekannt und untersucht; im Wesentlichen, weil dort die Überdeckung mit kilometerdicken Karoo Sedimenten fehlt.

Andere *mobile belts* aus Tabelle II sind ebenfalls als elektrisch gut leitend charakterisiert worden. Der *Skellefteå Belt* in Schweden wie auch das *Rehoboth Terrane* und der *Ghanzi Chobe Belt* sind ebenfalls für ihre Erzvorkommen bekannt. Dies könnte darauf hinweisen, dass die Bedingungen zur Genese der Lagerstätten auch ursächlich mit den hohen Hintergrundleitfähigkeiten von *mobile belts* zusammenhängen. Der *Cape Fold Belt* verfügt über keine vergleichbaren Lagerstätten. Einige tektonische Modelle des CFB (Hälbich, 1993; Tankard et al., 2009) gehen davon aus, dass dieser Faltengürtel auf dem NNMB liegt. Die hier vorgestellten 2D Inversionsergebnisse (Weckmann et al., 2012) sind konsistent mit dieser Interpretation, dass unterhalb eines Abschiebehorizontes das Grundgebirge des NNMB folgt. Somit wäre der *Cape Fold Belt* nicht im engeren Sinne zur Gruppe der leitfähigen *mobile belts* zu rechnen.

Die größte Gruppe umfasst die *mobile belts*, die in der oberen Kruste metamorphe Gesteine hohen Widerstands zeigen; ihre Unterkruste dagegen besitzt hohe Leitfähigkeiten. Die 2D Modelle zeigen hier sub-vertikale Zonen geringen Widerstands, die in der mittleren Kruste in eine ebenfalls leitenden sub-horizontale „Schicht“ münden. Diese wird in den meisten Fällen als Abschiebehorizont interpretiert (Miensoopust et al., 2011; Ritter et al., 2003; Kapinos et al., 2012). Die gemessenen hohen Leitfähigkeiten können zufriedenstellend nur durch Elektronenleiter, wie zum Beispiel Graphit, und nur dann, wenn diese metallischen Leiter genügend stark vernetzt sind (siehe auch Joedicke et al., 2004), erklärt werden. Nach Upton & Craw (2014) greifen für die Gruppe der *mobile belts* mit leitender Störungszonen und des Abschiebehorizontes die gleichen Graphitisierungsprozesse, wie vorangehend beschrieben. In diesem Fall müssen die Fluidflüsse sehr lokalisiert sein und Nebengesteine dürfen nur geringe Permeabilität aufweisen. Abbildung B.18 b) stellt ein solches Szenario schematisch

dar. Aufgrund von heterogenen Ausgangsgesteinen in der Erdkruste, bilden sich durch Deformation Störungszonen, die verbunden sind. CO_2 - und Methan-haltige Fluidflüsse aus dem Erdmantel können auch hier zu Graphitablagerungen in den Störungszonen führen, die dadurch mechanisch gleitfähig werden. Die geschmierten, verbundenen Störungszonen nehmen bevorzugt weitere Deformationsenergie auf, sodass das Nebengestein keine erhöhten Permeabilitäten aufweist. Als Folge konzentrieren sich die Graphitablagerungen nur in den Störungszonen. Ähnliche Hinweise auf eine solche Art der Graphitisierung stammen aus der Kontinentalen Tiefbohrung (KTB) in der Oberpfalz, wo Gesteinsproben mit bedeutender Graphitvernetzung nur in Bereichen von Scherzonen gefunden wurden (ELEKTG Group, 1997).

Für die Konzentration des Graphits entlang von Scherbahnen war in den Modellen von Upton & Craw (2014) neben den chemischen Voraussetzungen auch Verformungsdruck notwendig. Die Graphitisierung erniedrigt die Scherreibung (Gleitreibung) und „schmiert“ die Scherzone. Damit erhöht sich die Mobilität entlang der Störung und Graphit wird über größere Distanzen vernetzt (Joeschke et al., 2004). Dieser Mechanismus könnte wesentlich dafür verantwortlich sein, dass *mobile belts* als Schwächezonen wirken. Tief reichende graphitisierte (gut geschmierte) Scherzonen, die über einen Abschiebehorizont verbunden sind, können Spannungen und Deformationen in Scherbewegung umsetzen, so dass diese Bereiche deformierbarer sind als die umgebenden Einheiten, wie Kratone (Lenardic et al., 2000). Somit wären *mobile belts* Regionen der Erde, die sich extrem deformieren zu lassen und letztlich ein Aufbrechen von Kontinenten zulassen.

Das Aufbrechen des Südatlantik fand entlang des Kaoko Belts statt. Eine mögliche Hypothese dafür ist, dass ein Mantelplume und einsetzende magmatische Aktivität die Lithosphäre an der heutigen Küste Namibias geschwächt hat. Das im Rahmen dieser Arbeit gezeigte 2D Inversionsmodell zeigt an den Positionen der großen fossilen Scherzonen erhöhte elektrische Leitfähigkeiten, die aufgrund des Alters der tektonischen Strukturen durch Graphit oder Mineralisationen erklärt werden. Besonders erstaunlich sind die hohen Leitfähigkeiten der Scherzonen im westlichen *Kaoko Belt*, die sich in direktem Kontakt mit den Etendeka Flutbasalten befinden. Durch die Platznahme der heißen Schmelzen ist zu erwarten, dass das Nebengestein ebenfalls stark erhitzt wurde. Bei Temperaturen über $300^\circ C$ steigt nach Labormessungen der Widerstand für Gesteinsproben, deren Leitfähigkeitsmechanismen auf Graphit oder Mineralisationen beruhen, stark an (Duba et al., 1988). Dies ist durch einsetzende Oxidation zu erklären. Die Beobachtung von leitfähigen Scherzonen nach der Platznahme der Etendeka Basalte kann als Hinweis gesehen werden, dass die Öffnung des Südatlantik nicht ursächlich von magmatischen Ereignissen durch einen darunter sitzenden Mantelplume abhing. Vielmehr scheint die Lithosphäre des Kaoko Belt durch schon existierende graphitisierte Scherzonen geschwächt gewesen zu sein und dadurch ein Aufbrechen des Kontinents entlang des *mobile belts* begünstigt zu haben. Dies wird auch durch aktuelle strukturgeologische Untersuchungen von Will & Frimmel (2013) und Salomon et al. (2015) unterstützt.

Die letzte Gruppe der *mobile belts* zeichnet sich durch hohe Widerstände aus; sie wird im nächsten Abschnitt diskutiert.

Wie lassen sich Zonen mit hohen Widerständen erklären?

Hohe Widerstände wurden vor allen von MT Untersuchungen im *Magondi Mobile Belt*, der *Fowler Domain*, dem *Flin Flon Belt* und dem *Barberton Greenstone Belt* (BGB) berichtet. Darüber hinaus gibt es auch eine über 100 km breite Zone geringer Leitfähigkeiten im NNMB direkt an der östlichen Grenze zum Kraton - eine Region, die auch häufig dem *Kheis Belt* zugeordnet wird (Moen, 1999). Das Leitfähigkeitsmodell für diesen Bereich an der Grenze zum Kaapvaal Kraton erinnert an das typische Bild einer kratonischen Lithosphäre. Appleyard et al. (2007) haben Xenolithe von einem

Kimberlitschlot nahe der Kratongrenze im NNMB untersucht. Diese haben bei ihrem Aufstieg proterozoisches Krustengestein durchschlagen und Eklogitsplitter aus der Tiefe mit an die Erdoberfläche befördert. Die Druck- und Temperaturbedingungen, die diese Proben erfahren haben, legen nahe, dass für Kratone typische thermische Bedingungen auch in der Proterozoischen Kraton-nahen Lithosphäre in Südafrika geherrscht haben. Dieses thermo-tektonische Ereignis setzte vor circa 180 Mio. Jahren ein, bevor sich der NNMB abgekühlt hatte (Bell et al., 2003). Kobussen et al. (2008) haben Kimberlite sowohl auf dem Kraton als auch im benachbarten NNMB entlang des MT Profils untersucht. Der Vergleich von Kimberliten auf und neben dem Kraton zeichnete das Bild einer verarmten Lithosphäre des NNMB, was ebenfalls als Hinweis auf ein thermo-tektonisches Ereignis im Kraton-benachbarten *mobile belt* sein könnte. Die beobachtete Umwandlung von Gestein in Kraton-nahen Bereichen des NNMB erklären Kobussen et al. (2009) durch aufsteigendes Mantelmaterial an der Lithosphärenbasis. Dieses Mantelmaterial kann durch Fehlen eines tiefen, kalten Mantelkeils in flachere Krustenbereiche im NNMB aufsteigen (Niu et al., 2004) und zu Dekompressionsschmelzen höheren Grades führen. Der Transport dieser Schmelzen hätte daraufhin das umgebende Gestein ungewöhnlich stark erhitzt (Begg et al., 2009). Ein dazu passendes Bild ergibt sich durch die MT: Das Inversionsmodell über die Kratongrenze zeigt atypische Leitfähigkeiten für den NNMB, die eigentlich wesentlich näher an denen des Kratons wären (siehe Kapitel B.4.3).

Vergleicht man andere *mobile belts* mit hohen Widerständen, so ist ihnen allen die Nähe zum Kraton gemeinsam. In den meisten der in Tabelle II aufgeführten *mobile belts* haben keine intensiven petrologischen Untersuchungen an Kimberliten oder Xenolithen stattgefunden. Dennoch finden sich einige Hinweise in der Literatur auf vergangene thermo-tektonische Ereignisse (Ashton et al., 2005; Goodwin, 1991). Möglicherweise entstehen hohe Widerstände in Kraton-nahen *mobile belts* durch thermo-tektonische Ereignisse, die die vorhandenen Leitfähigkeitsstrukturen zerstörten.

Der *Barberton Greenstone Belt* (BGB) scheint aufgrund seines Alters und einer unterschiedlichen Evolutionsgeschichte aus den oben diskutierten *mobile belts* herauszufallen, bei denen ein thermo-tektonisches Ereignis zur einem späteren Zeitpunkt nach der Kontinentalkollision stattgefunden hat. Als der BGB vor mehr als 3 Mrd. Jahren entstand, waren die Temperaturen in der Lithosphäre höher als zu späteren Epochen (O'Neill et al., 2007a). Durch frühe geophysikalische Messungen (de Beer et al., 1988) wurden die Gesteine des BGB als schlecht leitend charakterisiert. Damaligen Ergebnissen zur Folge erstreckten sich die Einheiten des BGB nur bis in eine Tiefe von $\sim 8 \text{ km}$. Aus den neuen MT Experimenten haben wir Anhaltspunkte dafür, dass die schlecht leitenden Gesteine deutlich tiefer ($> 20 \text{ km}$) reichen könnten. Die darin befindlichen Scherzonen, wie die *Inyoka* oder die *Maanhaar Fault* zeigen sich nur in den oberen 5 km sehr gut leitend (siehe Abschnitt B.4.1). Dies könnte ein Hinweis sein, dass plattentektonische Prozesse, die aufgrund von Graphitisierungen und Mineralisierungen entlang von Scherzonen elektrisch abbildbar sind, bereits im Archaikum stattgefunden haben. In der Umgebung der von der MT abgebildeten Scherzonen liegen mehrere Gold- und andere Erzvorkommen. Ihre Genese kann ebenfalls durch die oben diskutierten Modelle nach Upton & Craw (2014) erklärt werden. Probennahmen von MacLennan (2012) zeigten Graphitisierungen entlang von Scherbahnen und unterstützen damit die um vorangegangenen Abschnitt diskutierten Modelle. Unterhalb der *Inyoka Fault* und den benachbarten Goldminen zeigt das MT Modell einen leitfähigen tief reichenden Kanal, welcher ein Abbild früherer Wegsamkeiten für die tiefen Fluide sein könnte, die für die Bildung der Goldlagerstätten notwendig ist. Da die MT vorrangig Strukturen mit geringem Widerstand auflösen und abbilden kann, wäre hier ein komplementäres Verfahren zur weiteren Interpretation hilfreich. Durch seismische Experimente zum Beispiel könnten weitere Informationen über den strukturellen Aufbau des BGB gewonnen werden.

B.6 Ausblick

Mit modernen magnetotellurischen (MT) Experimenten lässt sich die elektrische Leitfähigkeitsverteilung der Kruste über fossile Kollisionzonen und *mobile belts* hochauflösend abbilden. Gegenüber gewöhnlichen MT Experimenten auf Lithosphärenskala, bei denen krustale Strukturen kaum aufgelöst werden, konnte ich physikalische Eigenschaften der *mobile belts* abbilden, die bislang nicht bekannt waren.

Obwohl der enge MT Stationsabstand im Wesentlichen für den höheren Detaillierungsgrad verantwortlich ist, muss in Zukunft genau abgewogen werden, wo wichtige Einzelheiten möglicherweise durch einen noch engeren Abstand besser abgebildet werden und wie logistisch und methodisch der größere Arbeitsaufwand und das höhere Datenvolumen gehandhabt werden können. Muñoz & Ritter (2013) haben eine Möglichkeit vorgestellt, denn Messaufwand zu reduzieren, indem nicht mehr alle Sensoren an einer Station aufgebaut werden müssen. Dies erlaubt einen schnellen Messfortschritt bei dichter Stationsüberdeckung; allerdings mit Einschränkungen, da das Magnetfeld nun über den Messbereich interpoliert werden muss.

Durch Wiederholungsmessungen in einem aktuellen Projekt im östlichen Karoo wurde deutlich, dass sich über die letzten 10 Jahre die Datenqualität in dieser Region enorm verschlechtert hat. Dieser Trend wird in Zukunft fortschreiten. Deshalb müssen auch in den nächsten Jahren Anstrengungen unternommen werden, das elektromagnetische Rauschen von den gewünschten natürlichen Signalen zu trennen. Die Arbeiten von Kuetter et al. (2012) und Platz (2014) sind vielversprechend, doch auch alternative Verfahren aus anderen Disziplinen könnten für die MT genutzt werden. In der Akustik zum Beispiel kann schon heute bei Vorhandensein von mehreren Empfängern (Mikrofonen) erfolgreich Signal- und Rauschanteil getrennt werden.

Weitere methodische Entwicklungsmöglichkeiten sehe ich im Bereich der numerischen Verfahren und der Inversion. Durch die sich vergrößernde Bandbreite an unterschiedlichen Algorithmen, die permanent verbessert und effizienter werden, wird es möglich werden, mit intelligenten adaptiven Gittern zu einer wesentlich besseren Diskretisierung der Leitfähigkeitsstrukturen in der 3D Inversion zu kommen. Erste Ansätze von Grayver & Bürg (2014) zeigen wie in sensitiven Bereichen des Modellraums unter Stationen und an Leitfähigkeitskontrasten das Gitter im Verlauf der Inversion verfeinert wird.

Für eine umfassende Charakterisierung von tektonischen Strukturen oder geophysikalischen Anomalien, benötigen wir nicht nur Daten und Ergebnisse einer Disziplin, sondern eine Kombination mit Beobachtungen aus komplementären geophysikalischen Experimenten. Für eine direkte gemeinsame Interpretation dieser Daten gibt es verschiedene Ansätze: *Joint inversion* Algorithmen (Moorkamp et al., 2011; Heinke et al., 2010) basieren auf allgemeingültigen Relationen zwischen unterschiedlichen physikalischen Parametern. Anwendungen auf reale Daten waren je nach Datenlage und zu untersuchendem Gebiet mehr oder weniger erfolgreich. Eine *joint inversion* von Daten, die sensitiv auf den gleichen physikalischen Parameter - die elektrische Leitfähigkeit - sind, umgeht das Problem des unbekanntenen physikalischen Zusammenhangs verschiedener Messgrößen. Trotzdem haben Ritter et al. (2014) gezeigt, dass die unterschiedlichen Datensätze eine sinnvolle Gewichtung in der Inversion erfahren müssen, um das Potential der unterschiedlichen Methoden mit ihren spezifischen Sensitivitätseigenschaften auszuschöpfen. Eine Alternative stellt die gemeinsame Interpretation des Parameterraums mit statistischen Ansätzen dar (Bedrosian et al., 2007; Maercklin et al., 2005). Dieser Ansatz verzichtet auf eine physikalische Relation zwischen den Parametern, sucht aber nach

Korrelationen im Parameterraum. Großes Potential sehe ich in der iterativen Inversion von verschiedenartigen Datensätzen, wie sie Haber & Gazit (2013) beschreiben. Auch hier ist eine allgemeingültige Relation zwischen unterschiedlichen Daten nicht notwendig.

Durch petrologische und petrophysikalische Untersuchungen von Gesteinsproben aus dem Karoo Becken in Südafrika konnte die elektrische Leitfähigkeitsanomalie der Whitehill Formation zugeordnet werden und die Eigenschaften dieses Gesteins charakterisiert und quantifiziert werden. Tiefere krustale Leitfähigkeitsanomalien können momentan nur qualitativ interpretiert werden. Die Kombination von MT Messungen mit Labormessungen der elektrischen Leitfähigkeit und petrophysikalischen Untersuchungen wird meines Erachtens zur Zeit viel zu selten eingesetzt. Dies liegt größtenteils daran, dass geeignete Gesteinsproben aus tiefen Regionen selten zur Verfügung stehen. Für Leitfähigkeitsanomalien im Mantel, haben Fulla et al. (2011) einen geophysikalisch-petrologischen Ansatz (LitMod3D) zur konsistenten Interpretation verschiedener geowissenschaftlicher Ergebnisse vorgestellt. Aufgrund der hohen Variabilität der Gesteine scheint dieser Ansatz für die Erdkruste ungeeignet. Um in der Interpretation von MT Leitfähigkeitsmodellen einen Schritt weiter zu kommen, also nicht in Annahmen und Skizzierung möglicher Szenarien stecken zu bleiben, müssen zukünftige Projekte weiterhin auf eine interdisziplinäre Zusammenarbeiten setzen.

B.7

Zusammenfassung

Fossile *mobile belts*, die bei einer früheren Kontinentalkollision als Orogen entstanden sind und heute inaktiv und zumeist erodiert sind, stehen im Fokus dieser Arbeit. Suturzonen und *mobile belts* werden im Vergleich zu Kratonen häufig auch als Schwächezone in der Lithosphäre beschrieben und gelten als potentielle Bruchstellen für späteres Auseinanderbrechen von Kontinenten. Somit kommt den *mobile belts* eine für die Zusammensetzung von Kontinenten bedeutende Rolle zu. *Mobile belts* und ihre Scherzonen sind oft mit einer Konzentration von Fluiden und/oder Mineralen verbunden, wodurch sie auch im Hinblick auf Georessourcen wichtig sind. Die elektrische Leitfähigkeit ist dort gegenüber dem Nebengestein wesentlich erhöht. Die Magnetotellurik (MT) ist somit ein geeignetes Verfahren zur Erforschung der krustalen Eigenschaften von *mobile belts*.

Erst das Zusammenspiel einer Vielzahl von methodischen Weiterentwicklungen - angefangen von vielen und besseren MT Geräten, optimierten Auswertalgorithmen, gutem Datenmanagement sowie 2D und 3D Inversionsverfahren - haben mich in die Lage versetzt, hochauflösende Leitfähigkeitsmodelle berechnen zu können. Ein enger MT Stationsabstand ist notwendig, um die krustale Leitfähigkeitsverteilung oder interne, strukturelle Eigenschaften von Störungszonen im Detail aufzulösen. Mit Modellierungsstudien konnte ich den Zusammenhang zwischen *mobile belts* und vermuteter großräumiger Anisotropie durch starke Deformation der Lithosphäre untersuchen. Die elektrische Anisotropie ist häufig auf ein räumliches Aliasing durch zu großem Stationsabstand zurückzuführen; die beobachteten Effekte in den MT Daten können durch starke Leitfähigkeitsanomalien in großer Umgebung des Untersuchungsgebiets erklärt werden.

Mit modernen MT Messungen kann die obere und mittlere Kruste mit sehr vielen Anomalien und Variation der elektrischen Leitfähigkeit aufgelöst werden. Die postulierten langgestreckten Leitfähigkeitsgürtel erscheinen als tektonische Strukturen innerhalb der *mobile belts*. Obwohl bislang angenommen wurde, dass die metamorphen und kristallinen Gesteinen der *mobile belts* grundsätzlich schlecht leitend sind, gibt es für sie keine charakteristische elektrische Leitfähigkeit. Scherzonen dagegen korrelieren

generell mit erhöhten elektrischen Leitfähigkeiten. Leitfähigkeitsmechanismen in fossilen Scherzonen oder *mobile belts* basieren auf Graphitisierungen oder Mineralisierungen, während diese für rezente Scherzonen typischerweise auf Fluiden beruhen.

Meine Messungen zeigen, dass *mobile belts* basierend auf ihrer vereinfachten Leitfähigkeitsverteilung in der Erdkruste in drei Gruppen eingeteilt werden können: (i) gut leitende (Widerstände 20–100 Ωm) (ii) schlecht leitende (Widerstände $> 1.000 \Omega m$), und (iii) in der Oberkruste schlecht leitende, in der Unterkruste gut leitende *mobile belts*. Diese Einteilung korreliert nicht mit dem Alter der Entstehung der jeweiligen tektonischen Einheit. Die hohen elektrischen Leitfähigkeiten der *mobile belts* aus Gruppe (i) können als großräumige Graphitisierungen eines ursprünglich homogenen Ausgangsmaterials interpretiert werden. Hohe Temperaturen, Fluidflüsse von CO_2 - und Methan-reichen Wässern und deformationsbedingte Permeabilitäten bilden die Bedingungen für Graphitisierung. Verschiedene *mobile belts* mit dieser Eigenschaft sind alle reich an Georessourcen. Thermo-tektonische Ereignisse mit Temperaturen $> 300^\circ C$ können existierende Leitfähigkeiten zerstören, sodass *mobile belts* aus Gruppe (ii) heute schlecht leitend sein können. Die dazu notwendigen Temperaturen könnten durch aufsteigendes Mantelmaterial in Nachbarschaft zu Kratonen entstanden sein. Tieferreichende Scherzonen und Abscherhorizonte in der mittleren und unteren Kruste bestimmen das Abbild der elektrischen Leitfähigkeit von Gruppe (iii). Aufgrund von Heterogenitäten im Ausgangsmaterial bilden sich mehr Störungszonen, in denen sich Graphit bevorzugt ablagert. Durch Scherbewegung entsteht im Laufe der Erdgeschichte ein Rückkopplungsprozess: Die Bildung von elektrisch leitfähigen und mechanisch gleitfähigen Graphitnetzwerken führt zu einer erhöhten Mobilität und Aufnahme von Deformationsspannungen von Scherzonen, was den Graphit vernetzt und noch leit- und gleitfähiger macht. Diese Gruppe der *mobile belts* bilden lithosphärische Schwächezonen aus, die ein Aufbrechen der Kontinente begünstigen.

LITERATURVERZEICHNIS

- Andreoli, M., Hart, R., Ashwal, L., & Coetzee, H., 2006. Correlations between U, Th Content and Metamorphic Grade in the Western Namaqualand Belt, South Africa, with Implications for Radioactive Heating of the Crust, *Journal of Petrology*, **47**(6), 1095–1118.
- Appleyard, C., Bell, D., & le Roex, A., 2007. Petrology and geochemistry of eclogite xenoliths from the Rietfontein kimberlite, Northern Cape, South Africa, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 309–333.
- Ashton, K., Lewry, J., Heaman, L., Hartlaub, R., Stauffer, M., & Tran, H., 2005. The Pelican Thrust Zone: basal detachment between the Archean Sask Craton and Paleoproterozoic Flin Flon - Glennie Complex, western Trans-Hudson Orogen, *Can. J. Earth Sci.*, **42**, 685–706.
- Banerjee, S., 1980. Magnetisma of the oceanic crust: evidence from ophiolite complexes, *Journal of Geophysical Research*, **85**, 3557–3566.
- Banks, R. J., Beamish, D., & Geake, M. J., 1983. Magnetic variation anomalies in northern England and southern Scotland, *Nature*, **303**, 316–318.
- Banks, R. J., Livelybrooks, D., Jones, P., & Longstaff, R., 1996. Causes of high crustal conductivity beneath the Iapetus Suture Zone in Great Britain, *Geophysical Journal International*, **124**, 433–455.
- Beattie, J., 1909. *Report of the magnetic survey of South Africa*, R. Soc. Lond., Cambridge University Press, London.
- Becken, M. & Burkhardt, H., 2004. An ellipticity criterion in magnetotelluric tensor analysis, *Geophysical Journal International*, **159**, 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**, 65–105.
- Becken, M., Ritter, O., Park, S. K., Bedrosian, P. A., Weckmann, U., & Weber, M., 2008. A deep crustal fluid channel into the San Andreas Fault system near Parkfield, California, *Geophysical Journal International*, pp. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03754.x.
- Becken, M., Ritter, O., Bedrosian, P., & Weckmann, U., 2011. Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault, *Nature*.
- Bedrosian, P., Unsworth, M., Egbert, G., & Thurber, C., 2004. Geophysical images of the creeping segment of the San Andreas Fault: Implications for the role of crustal fluids in the earthquake process, *Tectonophysics*, **385**, 137–158.
- Bedrosian, P. A., Maercklin, N., Weckmann, U., Bartov, Y. and Ryberg, T., & Ritter, O., 2007. Lithology-derived structure classification from the joint interpretation of magnetotelluric and seismic models, *Geophysical Journal International*, **170**(2), 737–748.
- Begg, G., Griffin, W., Natapov, L., O'Reilly, S., Grand, S., O'Neill, C., Hronsky, J., Poudjom Djomani, Y., Swain, C., Deen, T., & Bowden, P., 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution, *Geosphere*, **5**(1), 23–50.

- Bell, D., Schmitz, M., & Janney, P., 2003. Mesozoic thermal evolution of the southern African mantle lithosphere, *Lithos*, **71**, 273–287.
- Bierlein, F., Cartwright, I., & McKnight, S., 2001. The role of carbonaceous indicator slates in the genesis of lode gold mineralization in the western Lachlan Orogen, Victoria, southeastern Australia., *Economic Geology*, **96**, 431–451.
- Bluck, B. J., 1984. Pre-Carboniferous history of the Midland Valley of Scotland, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **75**, 275–295.
- Brace, W. F., 1971. Resistivity of saturated crustal rocks to 40 km based on laboratory measurements, in *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust. AGU Geophysical Monograph. 14*, ed. Heacock, J. G., American Geophysical Union.
- Brace, W. F., Orange, A. S., & Madden, T. B., 1965. The effect of pressure on the electrical resistivity of water-saturated crystalline rocks, *Journal of Geophysical Research*, **70**, 5669–5678.
- Branch, T., Ritter, O., Weckmann, U., Sachsenhofer, R., & Schilling, F., 2007. The Whitehill Formation - a high conductivity marker in the Karoo Basin, *South Afr. J. Geol.*, **110**, 465–476.
- Bruhn, D., Raab, S., & Schilling, F., 2004. Electrical Resistivity of Dehydrating Serpentinite, *Eos Trans. AGU*, **85(47)**, Fall Meet. Suppl., Abstract T41B-1176.
- Bucher, W. H., 1924. The pattern of the earth's mobile belts, *The Journal of Geology*, **32(4)**, 265–290.
- Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, **18**, 605–635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor, *Geophysical Journal International*, **158(2)**, 457–469, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P., Cairncross, B., Rubidge, B., Smith, R., & Hancox, P., 2005. The Karoo basins of south-central Africa, *Journal of African Earth Sciences*, **43**, 211–253.
- eds Chave, A. & Jones, A., 2012. *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*, Cambridge University Press.
- Chave, A., Thomson, D., & Ander, M., 1987. On the robust estimation of power spectra, coherences and transfer functions, *Journal of Geophysical Research*, **92**, 633–648.
- Chen, X., 2012. *Two-dimensional constrained anisotropic inversion of magnetotelluric data*, Ph.D. thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Universität Potsdam.
- Coggon, J. H., 1971. Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method, *Geophysics*, **36**, 132–155.
- Coleman, R., 1971. Petrologic and geophysical nature of serpentinites, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 897–918.
- Constable, S., 2006. SEO3: A new model of olivine electrical conductivity, *Geophysical Journal International*, **166**, 435–437.

- Cornell, D., Thomas, R., Bowring, S., Armstrong, R., & Grantham, G., 1996. Protolith interpretation in metamorphic terranes; a back-arc environment with besshi-type base metal potential for the Quha Formation, Natal Province, South Africa, *Precambrian Research*, **77**, 243–271.
- Corner, B., 1989. The Beattie anomaly and its significance for crustal evolution within the Gondwana framework, *Extended Abstracts, South African Geophysical Association, First Technical Meeting*, pp. 15–17.
- Daly, M. C., 1986. Crustal shear zones and thrust belts: their geometry and continuity in Central Africa, *Philosophical Transactions Royal Society of London*, **317**(A), 111–128.
- de Beer, J. & Gough, D., 1980. Conductive structures in southernmost Africa: A magnetometer array study, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **63**, 479–495.
- de Beer, J., Huysen, R., & van Zijl, S., 1982a. Magnetometer array studies and deep Schlumberger soundings in the Damara orogenic belt, South West Africa, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **70**, 11–29.
- de Beer, J., van Zijl, J., & Gough, D., 1982b. The Southern Cape Conductive Belt (South Africa): Its Composition, Origin and Tectonic Significance, *Tectonophysics*, **83**, 205–225.
- de Beer, J., Stettler, E., & du Plessis, J., 1988. The deep structure of the Barberton greenstone belt: a geophysical study, *South Afr. J. Geol.*, **91**(2), 194–197.
- de Beer, J. H., Gough, D. I., & van Zijl, J. S. V., 1975. An electrical conductivity anomaly and rifting in southern Africa, *Nature*, **255**, 678–680.
- de Ronde, C. & de Wit, M., 1994. Tectonic history of the Barberton greenstone belt, South Africa: 490 million years of Archean crustal evolution, *Tectonics*, **13**(4), 983–1005.
- de Wit, M., 1991. Archean greenstone belt tectonism and basin development: some insights from the Barberton and Pietersburg greenstone belt, Kaapvaal Craton, South Africa, *Journal of African Earth Sciences*, **13**(1), 45–63.
- de Wit, M., 1998. On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict?, *Precambrian Research*, **91**, 181–226.
- de Wit, M., Roering, C., Hart, R., Armstrong, R., de Ronde, C., Green, R., Tredoux, M., Peberdy, E., & Hart, R., 1992. Formation of an Archean continent, *Nature*, **357**, 553–562.
- Dietz, R., 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor, *Nature*, **190**, 854–857.
- Dürr, S. & Digeldy, D., 1996. The Kaoko Belt (Namibia): Part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system, *Geology*, **24**, 503–506.
- 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.
- Eaton, D., Jones, A., & Ferguson, I., 2004. Lithospheric anisotropy structure from collocated teleseismic and magnetotelluric observations: Great Slave Lake shear zone, Northern Canada, *Geophysical Research Letters*, **31**, doi:10.1029/2004GL020939.

- Egbert, G., 1997. Robust multiple-station magnetotelluric data processing, *Geophysical Journal International*, **130**, 475–496.
- Egbert, G. & Kelbert, A., 2012. Computational recipes for electromagnetic inverse problems, *Geophysical Journal International*, **189**(1), 251–267.
- Egbert, G. & Livelybrooks, D., 1996. Single station magnetotelluric impedance estimation: Coherence weighting and the regression *M*-estimates, *Geophysics*, **61**(4), 964–970.
- Eglinton, B. & Armstrong, R., 2004. The Kaapvaal Craton and adjacent orogens, southern Africa: a geochronological database and overview of the geological development of the Craton, *South African Journal of Geology*, **107**, 13–32.
- ELEKTB Group, 1997. KTB and the electrical conductivity of the crust, *Journal of Geophysical Research*, **102**(B8), 18289–18305.
- Ferguson, I. J., Jones, A. G., Sheng, Y., Wu, X., & Shiozaki, I., 1999. Geoelectric response and crustal electrical-conductivity structure of the Flin Flon Belt, Trans-Hudson Orogen, Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **36**(11), 1917–1938.
- Foley, S. F., Buhre, S., & Jacob, D. E., 2003. Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction, *Nature*, **421**, 249–252.
- Fouch, M., James, D., Decar, J. V., van der Lee, S., & the Kaapvaal Seismic Group, 2004. Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons, *South African Journal of Geology*, **107**, 33–44.
- Fullea, J., Muller, M. R., & Jones, A. G., 2011. Electrical conductivity of continental lithospheric mantle from integrated geophysical and petrological modeling: Application to the Kaapvaal Craton and Rehoboth Terrane, southern Africa, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **116**(B10), n/a–n/a.
- Furnes, H., de Wit, M., Staudigel, H., Rosing, M., & Muehlenbachs, K., 2007. A Vestige of Earth's Oldest Ophiolite, *Science*, **315**, 1704–1707.
- García Juanatey, M., Tryggvason, A., Juhlin, C., Bergström, U., Hübner, J., & Pedersen, L., 2013. MT and reflection seismics in northwestern Skellefte Ore District, Sweden, *Geophysics*, **78**(2), B65–B76.
- Garofalo, P. S. & Ridley, J. R., 2014. Gold-transporting hydrothermal fluids in the earth's crust: an introduction, *Geological Society, London, Special Publications*, **402**.
- Gatzemeier, A. & Moorkamp, M., 2005. 3D modelling of electrical anisotropy from electromagnetic array data; hypotheses testing from different upper mantle mechanisms, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **149**, 225–242.
- Goodwin, A. M., 1991. *Precambrian Geology: The Dynamic Evolution of the Continental Crust*, Academic Press Inc.
- Goscombe, B., Hand, M., & Gray, D., 2003. Structure of the Kaoko Belt, Namibia: progressive evolution of a classic transpressional orogen., *Journal of Structural Geology*, **25**(7), 1049–1081.

- Gough, D., de Beer, J., & van Zijl, J., 1973. A magnetometer array study in southern Africa, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **34**, 421–433.
- Gough, D. I., 1973. The geophysical significance of geomagnetic variation anomalies, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **7**(3), 379–388.
- Gough, D. I. & Reitzel, J. S., 1967. A portable three-component magnetic variometer, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **19**(3), 203–215.
- Grayver, A. V. & Bürg, M., 2014. Robust and scalable 3-D geo-electromagnetic modelling approach using the finite element method, *Geophysical Journal International*, **198**(1), 110–125.
- Groom, R. W. & Bailey, R. C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in presence of local three-dimensional galvanic distortion, *Journal of Geophysical Research*, **94**(B2), 1913–1925.
- Guéguen, Y. & Palciauskas, V., 1994. *Introduction to the Physics of Rocks*, Princeton University Press, UK.
- Haak, V. & Hutton, V. R. S., 1986. Electrical resistivity in continental lower crust, in *The Nature of the Lower Continental Crust*, vol. 24 of **Spec. Publ.**, pp. 35–49, ed. Dawson, J. B., Geol. Soc. London.
- Haber, E. & Gazit, M., 2013. Model fusion and joint inversion, *Surveys in Geophysics*, **34**(5), 675–695.
- Hamilton, M., Jones, A., Evans, R., Evans, S., Fourie, C., Garcia, X., Mountford, A., Spratt, J., & the SAMTEX MT Team, 2006. Electrical anisotropy of South African lithosphere compared with seismic anisotropy from shear-wave splitting analyses, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **158**(2-4), 226–239.
- Hamilton, W., 1998. Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics, *Precambrian Research*, **91**, 143–179.
- Hanson, R., 2003. *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup.*, chap. Proterozoic geochronology and tectonic evolution of southern Africa, pp. 427–463, Geological Society, London, Special Publications.
- Harvey, J., de Wit, M., Stankiewicz, J., & Doucoure, C., 2001. Structural variations of the crust in the Southwest Cape, deduced from seismic receiver functions, *S. Afr. J. Geol.*, **104**, 231–242.
- Hübert, J., García Juanatey, M., Malehmir, A., Tryggvason, A., & Pedersen, L., 2013. The upper crustal 3-D resistivity structure of the Kristineberg area, Skellefte district, northern Sweden revealed by magnetotelluric data., *Geophysical Journal International*, **192**(2), 500–513.
- Heincke, B., Günther, T., Dalsegg, E., Rønning, J. S., Ganerød, G. V., & Elvebakk, H., 2010. Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the Åknes rockslide in western Norway, *Journal of Applied Geophysics*, **70**(4), 292 – 306.
- Heise, W. & Pous, J., 2003. Anomalous phases exceeding 90° in magnetotellurics: anisotropic model studies and a field example, *Geophysical Journal International*, **155**, 308–318.

- Heise, W., Caldwell, T., Bibby, H., & Brown, C., 2006. Anisotropy and phase splits in magnetotellurics, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **158**, 107–121.
- Hess, H., 1962. History of ocean basins, in *Petrological Studies: A Volume to honor A.F. BUD-DINGTON*, no. 599-620, ed. A. Engel., H. James, a. B. L., Geological Society.
- Heubeck, C. & Lowe, D., 1994. Late syndepositional deformation and detachment tectonics in the Barberton Greenstone Belt, South Africa., *Tectonics*, **13**, 1514–1536.
- Heubeck, C., Engelhardt, J., Byerly, G., Zeh, A., Sell, B., Lubner, T., & Lowe, D., 2013. Timing of deposition and deformation of the moodies group (barberton greenstone belt, south africa): Very-high-resolution of archaean surface processes, *Precambrian Research*, **231**, 236–262. DOI: 10.1016/j.precamres.2013.03.021.
- Hälbich, I. e., 1993. Cape Fold Belt - Agulhas Bank Transect across Gondwana Suture, Southern Africa, Tech. rep., American geophysical Union, Publication No. 202 of the International Lithosphere Program.
- Hoffmann-Rothe, A., Ritter, O., & Janssen, C., 2004. Correlation of Electrical Conductivity and Structural Damage at a Major Strike-Slip Fault in Northern Chile, *Journal of Geophysical Research*, **109**, B10101, doi:10.1029/2004JB003030.
- Huizenga, J.-M., 2011. Thermodynamic modelling of a cooling c-o-h fluid-graphite system: implications for hydrothermal graphite precipitation, *Mineralium Deposita*, **46**, 23–33.
- Hutton, V. R. S., Ingham, M. R., & Mbipom, E. W., 1980. An electrical model of the crust and upper mantle in Scotland, *Nature*, **287**, 30–33.
- Hyndman, R., Currie, C., & Mazzotti, S., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts, and orogenic heat, *GSA Today*, **15(2)**, 4–10.
- Jacobs, J., Pisarevsky, S., Thomas, R., & Becker, T., 2008. The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia , *Precambrian Research*, **160(1-2)**, 142–158.
- James, D., Fouch, M., VanDecar, J., van der Lee, S., & Kaapvaal Seismic Group, 2001. Tectospheric structure beneath southern Africa, *Geophysical Research Letters*, **28(13)**, 2485–2488.
- Jelsma, H., Barnett, W., Richards, S., & Lister, G., 2009. Tectonic setting of kimberlites, *Lithos*, **112, Supplement 1(0)**, 155 – 165.
- Joedicke, H., Kruhl, J., 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**, 37–58.
- Johnson, B. D., Powell, C. M., & Veevers, J. J., 1976. Spreading history of the eastern Indian Ocean and Greater India's northward flight from Antarctica and Australia, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 1560–1566.
- Johnston, S., 2000. The Cape Fold Belt and Syntaxis and the rotated Falkland Islands: dextral transpression tectonics along the southwest margin of Gondwana, *Journal of African Earth Sciences*, **31(1)**, 51–63.

- Jokat, W., Boebel, T., & König, M. ans Meyer, U., 2003. Timing and geometry of early Gondwana breakup, *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi:10.1029/2002JB001802.
- Jones, A., Ferguson, I., McNeice, G., Evans, R., & Chave, A., 1997. Electromagnetic studies of the Slave Craton: preliminary results and ongoing experiments, vol. 56, pp. 42–47.
- Jones, A., Evans, R., Muller, M., Hamilton, M., Miensopust, M., Garcia, X., Cole, P., Ngwisanyi, T., Hutchins, D., Fourie, C., Jelsma, H., Evans, S., Aravanis, T., Pettit, W., Webb, S., Wasborg, J., & The SAMTEX Team, 2009. Area selection for diamonds using magnetotellurics: Examples from southern Africa, *Lithos*, **112**, 83–92.
- Jones, A. G., 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust, in *Continental Lower Crust*, pp. 81–143, eds Fountain, D. M., Arculus, R. J., & Kay, R. W., Elsevier, Amsterdam.
- Jones, A. G., 1999. Imaging the continental upper mantle using electromagnetic methods, *Lithos*, **48**, 57–80.
- Jones, A. G., Ferguson, I. J., Chave, A., Evans, R., & McNeice, G., 2001. Electrical lithosphere of the Slave craton, *Geology*, **29**(5), 423–426.
- Jones, A. G., Lezaeta, P., Ferguson, I. J., Chave, A. D., Evans, R. L., Garcia, X., & Spratt, J., 2003. The electrical structure of the Slave craton, *Lithos*, **71**(2-4), 505–527.
- Jones, A. G., Ledo, J., Ferguson, I. J., Craven, J. A., Unsworth, M. J., Chouteau, M., & Spratt, J. E., 2014. The electrical resistivity of Canada's lithosphere and correlation with other parameters: contributions from lithoprobe and other programmes, *Can. J. Earth Sci.*, **51**, 573–617.
- Jones, F. W. & Price, A. J., 1971. Geomagnetic effects of sloping and shelving discontinuities of earth conductivity, *Geophysics*, **36**, 58–66.
- Kapinos, G., Weckmann, U., Ritter, O., & Jegen, M., 2012. First amphibian magnetotelluric experiment at the passive continental margin in northern Namibia, in *Abstract T53C-2728 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 3-7 Dec.*
- Kato, Y. & Nakamura, K., 2003. Origin and global tectonic significance of Early Archean cherts from the Marble Bar greenstone belt, Pilbara Craton, Western Australia, *Precambrian Research*, **125**(3-4), 191–243.
- Kaufman, A. & Keller, G., 1981. The Magnetotelluric Sounding Method, *Methods in Geochemistry and Geophysics*, **15**.
- Kobussen, A., William, L., & O'Reilly, S., 2009. Cretaceous thermo-chemical modification of the Kaapvaal cratonic lithosphere, South Africa,, *Lithos*, **112**, 886–895, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.06.031>.
- Kobussen, A. F., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., & Shee, S. R., 2008. Ghosts of lithospheres past; imaging an evolving lithospheric mantle in Southern Africa, *Geology*, **36**(7), 515–518.
- Kranendonk, M. J. V., 2010. Two types of Archean continental crust: Plume and plate tectonics on early Earth, *American Journal of Science*, **310**(10), 1187–1209.

- Kuetter, S., Weckmann, U., & Chen, X., 2012. Magnetotelluric measurements across the southern Barberton Greenstone Belt, South Africa: data improving strategies and 2D inversion results, in *Abstract T33D-2442 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 3-7 Dec.*
- Ledo, J., 2005. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation, *Surveys in Geophysics*, **26**, 511–543.
- Ledo, J., Queralt, P., Marti, A., & Jones, A., 2002. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data; an example of limitations and resolution, *Geophysical Journal International*, **150**, 127–139.
- Leibecker, J., Gatzemeier, A., Hübner, M., Kuras, O., & Soyer, W., 2002. Evidence of electrical anisotropic structures in the lower crust and the upper mantle beneath the Rhenish Shield, *Earth and Planetary Science Letters*, **202**, 289–302.
- Lenardic, A., Moresi, L., & Mühlhaus, H., 2000. The role of mobile belts for the longevity of deep cratonic lithosphere: The crumple zone model, *Geophysical Research Letters*, **27**(8), 1235–1238.
- Lindeque, A., Ryberg, T., Stankiewicz, J., Weber, M., & de Wit, M., 2007. Deep crustal seismic reflection experiment across the southern Karoo Basin, South Africa, *South Afr. J. Geol.*, **110**, 419–438.
- MacLennan, S., 2012. *Geological and geophysical Characteristics of an Archean suture zone, Barberton Greenstone Belt, South Africa*, Master's thesis, Nelson Mandela Metropolitan University, South Africa.
- Maercklin, N., Bedrosian, P. A., Haberland, C., Ritter, O., Ryberg, T. and Weber, M., & Weckmann, U., 2005. Characterizing a large shear-zone with seismic and magnetotelluric methods: The case of the Dead Sea Transform, *Geophysical Research Letters*, **32**(15), L15303.
- McCaig, A. M., 1988. Deep fluid circulation in fault zones, *Geology*, **16**, 867–870.
- McCaig, A. M., 1989. Fluid flow through fault zones, *Nature*, **340**, 600.
- McNeice, G. W. & Jones, A. G., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data, *Geophysics*, **66**, 158–173.
- Meqbel, N., 2009. *The electrical conductivity structure of the Dead Sea Basin derived from 2D and 3D inversion of magnetotelluric data*, Ph.D. thesis, Dissertation, Freie Universität Berlin, Germany.
- Meqbel, N. M., Egbert, G. D., Wannamaker, P. E., Kelbert, A., & Schultz, A., 2014. Deep electrical resistivity structure of the northwestern U.S. derived from 3-D inversion of magnetotelluric data, *Earth and Planetary Science Letters*, **402**(0), 290 – 304.
- Miensopust, M., Jones, A., Muller, M., Garcia, X., & Evans, R., 2011. Lithospheric structures and Precambrian terrane boundaries in northeastern Botswana revealed through magnetotelluric profiling as part of the Southern African Magnetotelluric Experiment, *Journal of Geophysical Research*, **116**, doi:10.1029/2010JB007740.
- Moen, H. F. G., 1999. The Kheis tectonic subprovince, Southern Africa; a lithostratigraphic perspective, *South African Journal of Geology*, **102**(1), 27–42.

- Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A. W., & Hobbs, R. W., 2011. A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data, *Geophysical Journal International*, **184**(1), 477–493.
- Muller, M., Jones, A., Evans, R., Grutter, H., Hatton, C., Garcia, X., Hamilton, M., Miensopust, M., Cole, P., Ngwisanyi, T., Hutchins, D., Fourie, C., Jelsma, H., Evans, S., Aravanis, T., Pettit, W., Webb, S., Wasborg, J., & Team, T. S., 2009. Lithospheric structure, evolution and diamond prospectivity of the Rehoboth Terrane and western Kaapvaal Craton, southern Africa: Constraints from broadband magnetotellurics, *Lithos*, **112**, 93–105.
- Muñoz, G. & Rath, V., 2006. Beyond smooth inversion: the use of nullspace projection in MT, *Geophysical Journal International*, **164**, 301–311.
- 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.
- Nabighian, M. N., 1987. *Electromagnetic methods in applied Geophysics*, vol. 1 and 2, Society of Exploration Geophysicists.
- Nguuri, T., Gore, J., James, D., Webb, S., Wright, C., Zengeni, T., Gwavava, O., Snoke, J., & Kaapvaal Seismic Group, 2001. Crustal structure beneath southern Africa and its implications for the formation and evolution of the Kaapvaal and Zimbabwe cratons, *Geophysical Research Letters*, **28**, 2501–2504.
- Niu, F., Levander, A., Cooper, C., Lee, C.-T., Lenardic, A., & James, D., 2004. Seismic constraints on the depth and composition of the mantle keel beneath the Kaapvaal craton., *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 337–346.
- Olhoeft, G. R., 1981. Electrical properties of granite with implications for the lower crust, *Journal of Geophysical Research*, **86**, 931–936.
- O'Neill, C., Jellinek, A., & Lenardic, A., 2007a. Conditions for the onset of plate tectonics on terrestrial planets and moons, *Earth and Planetary Science Letters*, **261**, 20–32.
- O'Neill, C., Lenardic, A., Moresi, L., Torsvik, T., & Lee, C.-T., 2007b. Episodic Precambrian subduction, *Earth and Planetary Science Letters*, **262**, 552–562.
- Parkinson, W., 1962. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations, *Geophysical Journal*, **2**, 441–449.
- Pek, J. & Verner, T., 1997. Finite-difference modelling of magnetotelluric fields in two-dimensional anisotropic media, *Geophysical Journal International*, **132**, 535–548.
- Pitts, B., Maher, M., de Beer, J., & Gough, D., 1992. Interpretation of magnetic, gravity and magnetotelluric data across the Cape Fold Belt and Karoo Basin, in *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa*, pp. 27–32, eds de Wit, M. & Ransome, I., Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Platz, A., 2014. *Verbesserte Impedanzbestimmung von kohärent verrauschten magnetotellurischen Daten: Integration eines Multi-Stationen Ansatzes in die magnetotellurische Datenbearbeitungs-Software*, Master's thesis, Studiengang Geowissenschaften (Geophysik), Universität Potsdam.

- Poe, B. T., Romano, C., Nestola, F., & Smyth, J. R., 2010. Electrical conductivity anisotropy of dry and hydrous olivine at 8gpa, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **181**, 103–111.
- Quesnel, Y., Weckmann, U., Ritter, O., Stankiewicz, J., Lesur, V., Mandeau, M., Langlais, B., Sotin, C., & Galdeano, A., 2008. Local Modeling of the Beattie Magnetic Anomaly in South Africa, *Tectonophysics*, **in revision**.
- Raab, M. J., 2001. *The Geomorphic Response of the Passive Continental Margin of Northern Namibia to Gondwana Break-Up and Global Scale Tectonics vorgelegt von Matthias Johannes Raab aus Göttingen* Gš, Ph.D. thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultäten der Georg-August-Universität zu Göttingen.
- Rao, C., Jones, A., & Moorkamp, M., 2007. The geometry of the Iapetus Suture Zone in central Ireland deduced from a magnetotelluric study, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, **161**, 134–141, DOI: 10.1016/j.pepi.2007.01.008.
- Rao, C., Jones, A., Moorkamp, M., & Weckmann, U., 2014. Implications for the lithospheric geometry of the Iapetus suture beneath Ireland based on electrical resistivity models from deep-probing magnetotellurics, *Geophysical Journal International*, **0**, doi: 10.1093/gji/ggu136.
- Rasmussen, T. M., Roberts, R. G., & Pedersen, L. B., 1987. Magnetotellurics along the Fennoscandian Long Range profile, *Geophysical Journal International*, **89(3)**, 799–820.
- Reshetnikov, A., Buske, S., & Shapiro, S. A., 2010. Seismic imaging using microseismic events: Results from the San Andreas Fault System at SAFOD, *Journal of Geophysical Research*, **115**, doi:10.1029/2009JB007049,.
- Ritter, O., Junge, A., & Dawes, G. J., 1998. New equipment and processing for magnetotelluric remote reference observations, *Geophysical Journal International*, **132**, 535–548.
- Ritter, O., Weckmann, U., Vietor, T., & Haak, V., 2003. A magnetotelluric study of the Damara Belt in Namibia 1. regional scale conductivity anomalies, *Physics of the Earth and Planetary Interior*, **138**, 71–90, doi:10.1016/S0031-9201(03)00078-5.
- Ritter, O., Hoffmann-Rothe, A., Bedrosian, P. A., Weckmann, U., & Haak, V., 2005. Electrical conductivity images of active and fossil fault zones, in *in High-Strain Zones: Structure and Physical Properties*, Bruhn, D. and Burlini, L. (eds.), vol. 245, pp. 165–186, Geological Society of London Special Publications.
- Ritter, O., Spitzer, K., Afanasjew, M., Becken, M., Börner, R.-U., Eckhofer, F., Eiermann, M., Ernst, O., Grayver, A., Klump, J., Meqbel, N., Nittinger, C., Thaler, J., Weckmann, U., & Weißflog, J., 2014. *Three-Dimensional Multi-Scale and Multi-Method Inversion to Determine the Electrical Conductivity Distribution of the Subsurface (Multi-EM)*, pp. 83–93, Springer Verlag.
- Rodi, W. & Mackie, R. L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, **66**, 174–187.
- Salomon, E., Koehn, D., & Passchier, C., 2015. Brittle reactivation of ductile shear zones in NW Namibia in relation to South Atlantic rifting, *Tectonics*, p. online, 2014TC003728.

- Savage, M., 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting?, *Rev. Geophys.*, **37**, 65–106.
- Schmitz, M. & Bowring, S., 2004. Lower crustal granulite formation during Mesoproterozoic Namaqua-Natal collisional orogenesis, southern Africa, *South African Journal of Geology*, **107**, 261–284.
- Schmucker, U., 1970. *Anomalies of Geomagnetic Variations in the Southwestern United States*, Univ. of California Press, Berkeley.
- Schmucker, U., 1971. Neue Rechenmethoden zur Tiefensondierung, *Protokoll Kolloquium Elektromagnetische Tiefensondierung, 14.-16.Sept.1971 Rothenberge/Westf.*
- Schwalenberg, K., Rath, V., & Haak, V., 2002. Sensitivity studies applied to a two-dimensional resistivity model from the Central Andes, *Geophysical Journal International*, **150**(3).
- Seth, B., Kroener, A., Mezger, K., Nemchin, A. A., Pidgeon, R. T., & Ockrusch, M., 1998. Archaean to Neoproterozoic magmatic events in the Kaoko Belt of NW Namibia and their geodynamic significance, *Precambrian Research*, **92**, 341–363.
- Simpson, F., 2002. Intensity and direction of lattice-preferred orientation of olivine: are electrical and seismic anisotropies of the Australian mantle reconcilable?, *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 535–547.
- Simpson, F. & Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*, Cambridge University Press.
- Siripunvaraporn, W., Egbert, G., & Uyeshima, M., 2005. Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples, *Geophysical Journal International*, **160**, 804–814.
- Sleep, N. H., 2005. Evolution of the continental lithosphere, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**(1), 369–393.
- Smirnov, M. Y., 2003. Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point, *Geophysical Journal International*, **152**, 1–7.
- Smirnov, M. Y. & Egbert, G. D., 2012. Robust principal component analysis of electromagnetic arrays with missing data, *Geophysical Journal International*, **190**(3), 1423–1438.
- Smith, C., Clark, T., Barton, E., & Bristow, J. B., 1994. Emplacement ages of kimberlite occurrences in the Prieska region, southwest border of the Kaapvaal Craton, South Africa, *Chemical Geology*, **113**, 149–169.
- Stankiewicz, J., Parsieglä, N., Ryberg, T., Gohl, K., Weckmann, U., Trumbull, R., & Weber, M., 2008. Crustal Structure of the Southern Margin of the African Plate: Results from geophysical experiments, *Journal of Geophysical Research*, **113**, B10313, doi:10.1029/2008JB005612.
- Stesky, R. M. & Brace, W. F., 1973. Electrical Conductivity of Serpentinized Rocks to 6 kbars, *Journal of Geophysical Research*, **78**, 7614–7621.
- eds Tankard, A., Jackson, M., Eriksson, K., Hobday, D., Hunter, D., & Minter, W., 1982. *Crustal Evolution of Southern Africa - 3.8 Billion Years of Earth History*, Springer Verlag New York, Inc.

- Tankard, A., Welsink, H., Aukes, P., Newton, R., & Stettler, E., 2009. Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa, *Marine and Petroleum Geology*, **26**(8), 1379 – 1412.
- Tauber, S., Banks, R., Ritter, O., & Weckmann, U., 2003. A high-resolution magnetotelluric survey of the Iapetus Suture Zone in southwest Scotland, *Geophysical Journal International*, **153**, 548–568.
- Thiel, S. & Heinson, G., 2010. Crustal imaging of a mobile belt using magnetotellurics: An example of the Fowler Domain in South Australia, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **115**(B6), n/a–n/a.
- Thurber, C., Roecker, S., Roberts, K., Gold, M., Powell, L., & Rittger, K., 2003. Earthquake locations and three-dimensional fault zone structure along the creeping section of the San Andreas fault near Parkfield, CA: Preparing for SAFOD, *Geophysical Research Letters*, **30**(3).
- Tietze, K., 2012. *Investigating the electrical conductivity structure of the San Andreas fault system in the Parkfield-Cholame region, central California, with 3D magnetotelluric inversion*, Ph.D. thesis, Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin.
- Tietze, K. & Ritter, O., 2013. 3D magnetotelluric inversion in practice - the electrical conductivity structure of the San Andreas Fault in Central California., *Geophysical Journal International*, **195**, 130–147.
- Tikhonov, A. N., 1950. On the determination of electric characteristics of deep layers of the Earth's crust, *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **73**, 295–297.
- Turner, B., 1999. Tectonostratigraphical development of the Upper Karoo foreland basin: Orogenic unloading versus thermally-induced Gondwana rifting, *Journal of African Earth Sciences*, **28**, 215–238.
- Upton, P. & Craw, D., 2014. Modelling of structural and lithological controls on mobility of fluids and gold in orogenic belts, New Zealand, *Geological Society, London, Special Publications*, **402**.
- eds Van Kranendonk, M. J., Smithies, H., & Bennett, V., 2007. *Earth's Oldest Rocks, Developments in Precambrian Geology*, Elsevier, Amsterdam.
- van Zijl, J., 1977. Electrical studies of the deep crust in various tectonic provinces of Southern Africa, in *The Earth's crust: its nature and physical properties*, John G. Heacock, United States Office of Naval Research, Colorado School of Mines.
- van Zijl, J., 1977. Resistivity and the continental crust in Southern Africa, *Nature*, **265**, 614–615.
- Vaucher, A., Tommasi, A., & Barruol, G., 1998. Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, **296**, 61–86.
- Vaucher, A., Tommasi, A., Barruol, G., & Maumus, J., 2000. Upper mantle deformation and seismic anisotropy in continental rifts, *Physics and Chemistry of the Earth*, **25**, 111–117.
- Wannamaker, P., 2005. Anisotropy versus heterogeneity in continental solid earth electromagnetic studies: Fundamental response characteristics and implications for physiochemical state, *Surveys in Geophysics*, **26**, 733–765.

- Weaver, J., 1994. *Mathematical Methods for Geo-electromagnetic Induction*, Research Studies Press LTD.
- Weckmann, U., 2008. Electrical anisotropy, in *1st Indo-German Workshop on Electromagnetic Induction Studies for Complex Geological Problems, Mumbai, 14-18.03.2008*.
- Weckmann, U., 2012. Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics, *Surveys*, **33**, 107–134; DOI 10.1007/s10712-011-9147-x.
- Weckmann, U. & Tietze, K., 2011. On the applicability of 3d magnetotelluric inversion to real world data sets. -, in *Invited talk presented at the 25th IUGG General Assembly (Melbourne 2011)*.
- Weckmann, U., Ritter, O., & Haak, V., 2003a. Images of the magnetotelluric apparent resistivity tensor, *Geophysical Journal International*, **155**, 456–468.
- Weckmann, U., Ritter, O., & Haak, V., 2003b. 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 Interior*, **138**, 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, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02621.x.
- Weckmann, U., Jung, A., Branch, T., & Ritter, O., 2007a. Comparison of electrical conductivity structures and 2D magnetic model along two profiles crossing the Beattie Magnetic Anomaly, South Africa, *South Afr. J. Geol.*, **110**, 449–464.
- Weckmann, U., Ritter, O., Jung, A., Branch, T., & de Wit, M., 2007b. Magnetotelluric measurements across the Beattie Magnetic Anomaly and the Southern Cape Conductive Belt, South Africa, *Journal of Geophysical Research*, **112**, B05416, doi:10.1029/2005JB003975.
- Weckmann, U., Ritter, O., Chen, X., Tietze, K., & de Wit, M., 2012. Deep crustal structures of the Cape Fold Belt, South Africa, *Terra Nova*, **0**, doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01054.x.
- Weckmann, U., Ritter, O., & de Beer, J., 2013. The Southern Cape Conductive Belt - revisited, in *LAGA 2013, 12th Scientific Assembly, Merida, Mexico, 26-31 August 2013*.
- Weidelt, P., 1975. Electromagnetic induction in Three-Dimensional Structures, *Journal of Geology*, **41**, 85–109.
- Weidelt, P., 1999. 3-D conductivity models: Implications of electrical anisotropy, in *Three-Dimensional Electromagnetics*, pp. 119–137, eds Oristaglio, M. & Spies, B., SEG, Tulsa.
- Wiersberg, T. & Erzinger, J., 2005. Real-time Fluid and Gas Monitoring during drilling of the SAFOD Main Hole, AGU Fall meeting, San Francisco.
- Wiese, H., 1962a. Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Pure and Applied Geophysics*, **52**, 83–103.

- Wiese, H., 1962b. Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der Untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen, *Geofis. Pura e Appl.*, **52**, 83–103.
- Will, T. & Frimmel, H., 2013. The Influence of Inherited Structures on Dike Emplacement during Gondwana Breakup in Southwestern Africa, *Journal of Geology*, **121**, 455–474.
- Williams, S., Boyce, W., & Colman-Sadd, S., 1992. A new Lower Ordovician (Arenig) faunule from the Coy Pond Complex, central Newfoundland, and a refined understanding of the closure of the Iapetus Ocean, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29(9)**, 2046–2057.
- Ziegler, P. A. & Cloetingh, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins, *Earth-Science Reviews*, **64(1-2)**, 1–50, DOI: 10.1016/S0012-8252(03)00041-2.

Part II

PUBLIKATIONEN

IAufistung

Magnetotelluric measurements across the Beattie
magnetic anomaly and the Southern Cape Conduc-
tive Belt, South Africa

I

Referenz: Weckmann, U., Ritter, O., Jung, A., Branch, T., de Wit, M. (2007): Magnetotelluric measurements across the Beattie magnetic anomaly and the Southern Cape Conductive Belt, South Africa. - Journal of Geophysical Research, 112, B5, <http://doi.org/10.1029/2005JB003975>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:235759:4/component/escidoc:1473907/235759.pdf>

Comparison of electrical conductivity structures
and 2D magnetic modelling along two profiles
crossing the Beattie Magnetic Anomaly, South
Africa

II

Referenz: Weckmann, U., Jung, A., Branch, T., Ritter, O. (2007): Comparison of electrical conductivity structures and 2D magnetic modelling along two profiles crossing the Beattie Magnetic Anomaly, South Africa. - South African Journal of Geology, 110, 2-3, p. 449-464, <http://doi.org/10.2113/gssajg.110.2-3.449>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:236010:2/component/escidoc:236009/10435.pdf>

Referenz: Branch, T., Ritter, O., Weckmann, U., Sachsenhofer, R. F., Schilling, F. R. (2007):
The Whitehill Formation - a high conductivity marker horizon in the Karoo Basin. - South African
Journal of Geology, 110, 2-3, p. 465-476, <http://doi.org/10.2113/gssajg.110.2-3.465>

Kopie der Publikation: [http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:236012:
2/component/escidoc:236011/10436.pdf](http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:236012:2/component/escidoc:236011/10436.pdf)

Referenz: Quesnel, Y., Weckmann, U., Ritter, O., Stankiewicz, J., Lesur, V., Manda, M., Langlais, B., Sotin, C., Galdéano, A. (2009): Simple models for the Beattie Magnetic Anomaly in South Africa. - Tectonophysics, 478, 1-2, p. 111-118, <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.027>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:238547:2/component/escidoc:1473902/238547.pdf>



Magnetotelluric image linked to surface geology across the Cape Fold Belt, South Africa

Referenz: Weckmann, U., Ritter, O., Chen, X., Tietze, K., de Wit, M. (2012): Magnetotelluric image linked to surface geology across the Cape Fold Belt, South Africa. - Terra Nova, 24, 3, p. 207-212, <http://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.01054.x>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:245946:3/component/escidoc:1473908/245946.pdf>

Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics

VI

Referenz: Weckmann, U. (2012): Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics. - *Surveys in Geophysics*, 33, 1, p. 107-134, <http://doi.org/10.1007/s10712-011-9147-x>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:246294:3/component/escidoc:1473898/246294.pdf>

Implications for the lithospheric geometry of the
Iapetus suture beneath Ireland based on electrical
resistivity models from deep-probing magnetotellurics

VII

Referenz: Rao, C. K., Jones, A. G., Moorkamp, M., Weckmann, U. (2014): Implications for the lithospheric geometry of the Iapetus suture beneath Ireland based on electrical resistivity models from deep-probing magnetotellurics. - *Geophysical Journal International*, 198, 2, p. 737-759, <http://doi.org/10.1093/gji/ggu136>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:890896:5/component/escidoc:890904/890896.pdf>

Effective noise separation for magnetotelluric single site data processing using a frequency domain selection scheme

VIII

Referenz: 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, p. 635-652, <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02621.x>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:233982:2/component/escidoc:1473903/233982.pdf>

Referenz: Becken, M., Ritter, O., Bedrosian, P., Weckmann, U. (2011): Correlation between deep fluids, tremor and creep along the central San Andreas fault. - Nature, 480, p. 87-90, <http://doi.org/10.1038/nature10609>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:244276:2/component/escidoc:244275/17749.pdf>

Lithology-derived structure classification from the joint interpretation of magnetotelluric and seismic models

X

Referenz: Bedrosian, P. A., Maercklin, N., Weckmann, U., Bartov, Y., Ryberg, T., Ritter, O. (2007): Lithology-derived structure classification from the joint interpretation of magnetotelluric and seismic models. - Geophysical Journal International, 170, 2, p. 737-748, <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03440.x>

Kopie der Publikation: <http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:235757:3/component/escidoc:1473906/235757.pdf>

DEKLARATION

Ich erkläre hiermit, dass die Arbeit an keiner anderen Hochschule eingereicht und kein früherer Habilitationsantrag gestellt worden ist. Die Arbeit wurde selbständig und nur mit den angegebenen Mitteln angefertigt. Ich habe von der gültigen Habilitationsordnung Kenntnis genommen.

Potsdam, im Januar 2015



Dr. Ute Weckmann