Zweijahresbericht

GeoForschungsZentrum Potsdam
in der Helmholtz-Gemeinschaft

2002/2003

Inhaltsverzeichnis

Vorwort **III**

Das System Erde – Forschungsgegenstand des GFZ Potsdam **V**

Aus der wissenschaftlichen Arbeit

DESERT - Struktur und Dynamik der Dead Sea Transform 1

Ein Ozean taucht ab: Ergebnisse zur Dynamik des aktiven Kontinentalrandes in Südchile 19

Lithium-, Bor-, Strontium-, Neodym- und Blei-Isotope als Monitore fluid-induzierter Mineralreaktionen in kontaktmetamorphen Marmoren 35

Dimensionen und Dynamik des Kohlenstoffkreislaufs in Sedimentbecken 45

MALLIK - Gashydrate unter Permafrost 59

Trizonia Island – simultanes Deformations- und Temperaturmonitoring mit faseroptischen Sensoren in einer Rift-Bohrung 77

Kleine Proben – große Aussagen: Experimente als „Fenster in das Innere der Erde“ 85

Focused Ion Beam-Technik FIB: eine Nanotechnologie ermöglicht neue Erkenntnisse in den Geowissenschaften 99

GRACE - Eine Schwerefeld- und Klimamission 109

Signaturen des Erdmantels im Schwerefeld der Erde 119

Die Departments

Department 1 *„Geodäsie und Fernerkundung“* 126

Department 2 *„Physik der Erde“* 166

Department 3 *„Geodynamik“* 238

Department 4 *„Chemie der Erde“* 280

Department 5 *„Geoengineering“* 332

Gremien des GFZ Potsdam 361

Organisation, Verwaltung und zentrale Dienste 362

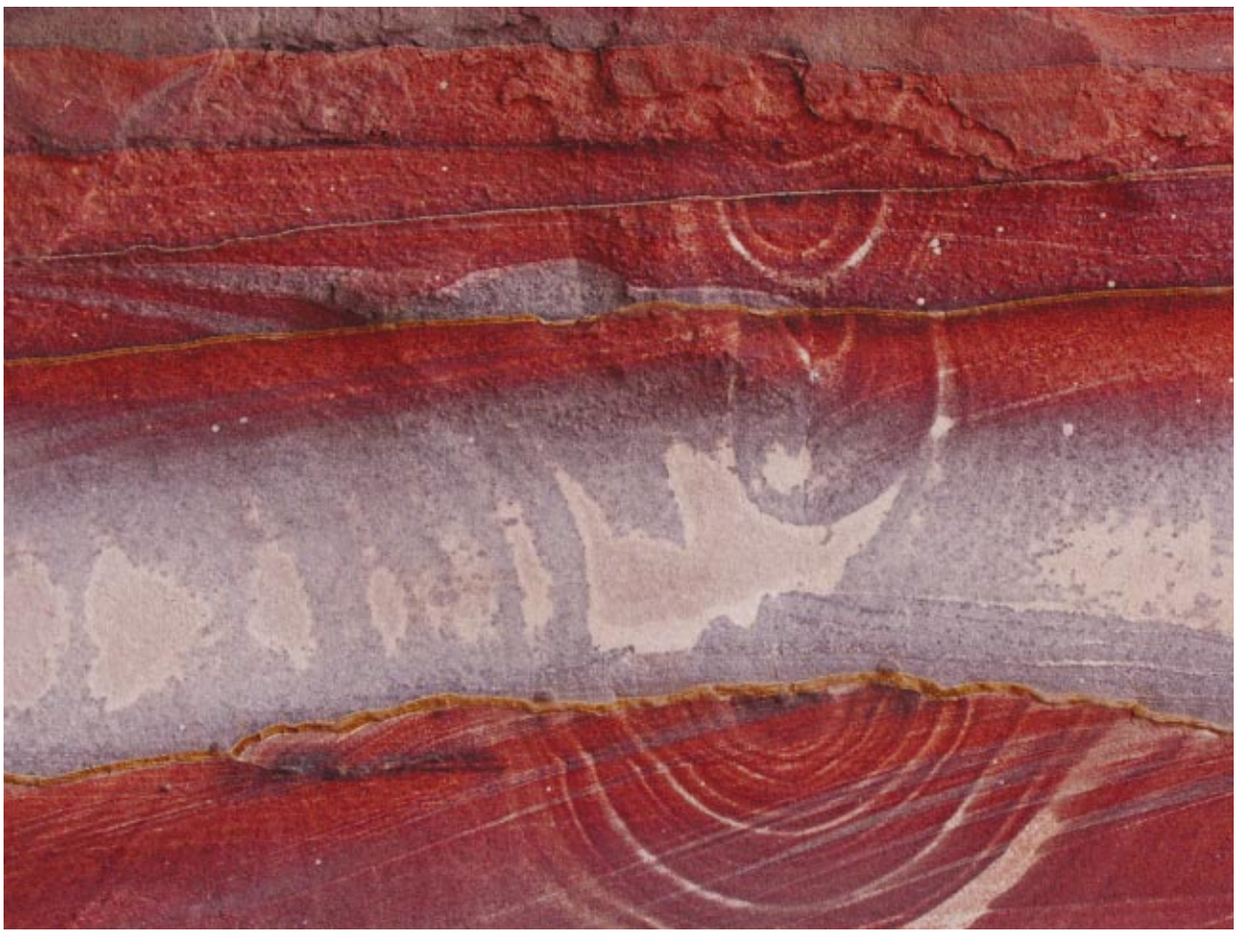
Personal- und Sozialwesen
Haushalt und Finanzen
Bibliothek des Wissenschaftsparks Albert Einstein
ICDP Operational Support Group
Daten- und Rechenzentrum
Das Jahr der Geowissenschaften 2002

Auszeichnungen und Ehrungen 394

Habilitationen, Promotionen 394

Ausgewählte Publikationen 2002/2003 396

Glossar 406



Farbig strukturierte Sandsteine bei Petra im Südwesten Jordaniens, dem Messgebiet der geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des DESERT-Projektes. Die bizarren Muster enstehen bei der Kompaktierung des Sandsteins und beim späteren Eindringen von Flüssigkeiten. (Foto: T. Ryberg, GFZ)

Beautifully colored sandstones of Petra, southwestern Jordan, the region of the geophysical investigations of the DESERT project. The bizarre patterns are caused by the compaction of the sandstone and by fluid processes.

Department 2
Physik der Erde

Die Brennpunkte der Forschungsarbeiten im Department 2 „*Physik der Erde*“ sind geodynamische Prozesse und ihre Bedeutung für die Entwicklung des Systems Erde. Zu diesen Prozessen gehören u.a. die Entstehung von aktiven und passiven Kontinentalrändern, die Bildung großer Scherzonen, Mantel-Plume, Hotspot-Aktivität und Vulkanismus, Gebirgsbildung und Erdbeben sowie Veränderungen im Magnetfeld der Erde. In enger Verbindung mit anderen Disziplinen entwickelt und setzt das Department 2 geophysikalische Methoden ein, um einerseits solche Prozesse hochauflösend abzubilden, andererseits ihre Einwirkungen auf den menschlichen Lebensraum im Hinblick auf deren wachsende Vulnerabilität zu analysieren.

Da geodynamische Prozesse nicht isoliert existieren, sondern in enger Wechselwirkung stehen mit anderen Prozessen, z.T. im Erdinneren, im Ozean, in der Atmosphäre, in der Ionosphäre und/oder auch im anthropogenen Bereich, ist deren integrative Bearbeitung mit intensiver Kooperation über die Sektinosgrenzen hinweg eine zentrale Aufgabe. Das Department hat daher im Laufe der letzten Jahre immer weniger Einzelprojekte durchgeführt und mehr auf große interdisziplinäre Gemeinschaftsprojekte gesetzt. Zu diesen gehört u.a. das Satellitenprojekt CHAMP, bei dem die Sektion 2.3 für die Messung des Magnetfelds und dessen Modellierung verantwortlich zeichnet.

Das vom GFZ Potsdam geleitete *Deutsche Forschungsnetz Naturkatastrophen* (DFNK), als Vernetzungsprojekt vom BMBF gefördert, ist ein weiteres großes Gemeinschaftsprojekt, das auf eine Vernetzung vieler wissenschaftlicher Partner innerhalb und außerhalb des GFZ basiert. Das Department 2 ist durch die Sektion 2.1 mit einer praktischen Forschungsarbeit zur Erdbeben-Mikrozonierung des Kölner Raums und zur Modellierung kritischer Bodenbewegungen beteiligt. Dies geschieht in enger Abstimmung mit den beteiligten Ingenieurseismologen, Bauingenieuren, der Versicherungswirtschaft und potentiellen Nutzern. Letztere sind in einem speziellen DFNK-Lenkungsausschuss aktiv, der u.a. die Praxisnähe der Arbeiten überwacht.

Auch der *SFB Anden* gehört zu den großen Gemeinschaftsprojekten, an denen das Department maßgeblich beteiligt ist. Hier steht eine prominente Subduktion ozeanischer unter kontinentaler Lithosphäre auf dem Prüfstein. Dem Department 2 ist es in diesem Rahmen u.a. gelungen, die Kombination aktiver Seismik mit passiver Seismik und Magnetotellurik zu *einem* Instrument der hochauflösenden Tiefensondierung zu entwickeln, das wegen seiner Effektivität in Zukunft mehr und mehr eingesetzt werden wird. Die besondere Effektivität dieses Instrumentes leitet sich ab aus dem Zusammenwirken neuer hochauflösender seismischer Verfahren mit der in der Sektion 2.4 weiterentwickelten „Receiver-Function“-Methode und einem Sondierungsverfahren, das zur Seismik komplementäre Informationen liefert, nämlich die elektrische Leitfähigkeit.

Zentrales Anliegen der Sektion 2.1 ist es, die im Zusammenhang mit Erdbeben- und Vulkankatastrophen stehenden Wirkungsketten vom jeweiligen Extremereignis bis hin zur Wirkung auf den Menschen und seine Infrastruktur umfassend zu analysieren und daraus verbesserte Möglichkeiten der Katastrophenminderung abzuleiten.

Forschungsschwerpunkte in der Sektion 2.2 sind das Studium tektonischer und geodynamischer Prozesse mit seismischen/seismologischen Methoden sowie deren integrative Interpretation und Modellierung. Ein wichtiger Aspekt ist hierbei, durch entsprechendes Experiment-Design Strukturen und Prozesse von platten-tektonischen Skalenlängen bis in den Zehner-Meterbereich aufzulösen. Dabei stehen Prozesse an aktiven und passiven Plattengrenzen, große Scherzonen, sowie Plumes und Hotspots im Vordergrund.

Die Arbeiten in der Sektion 2.3 sind auf zwei Ziele ausgerichtet: *(1)* auf geologisch orientierte methodische Entwicklungen zur Abbildung von vertikalen Scherzonen der Lithosphäre. Hierbei kommt es vor allem auf die Bestimmung der Tiefenerstreckung, der Geometrie und der „Füllung“ dieser Scherzonen an. Als Methode wird in diesem Zusammenhang die elektromagnetische Tiefensondierung weiterentwickelt und *(2)* auf das Magnetfeld der Erde, seine räumliche und zeitliche Änderung, seine Aufteilung in das Haupt- oder Kernfeld, das Krustenfeld und seine externen Anteile aus der Ionosphäre und Magnetosphäre. Dies sind Forschungsgegenstände sowohl der geomagnetischen Observatorien Niemegk und Wingst als auch der kontinuierlichen Messungen des GFZ-Satelliten CHAMP.

In der Sketion 2.4 werden aus Erdbebenregistrierungen Informationen über den Erdbebenherd und Strukturen im Erdinneren erhalten. Dazu werden ein globales Netz moderner Erdbebenstationen (GEOFON) betrieben und zusätzlich temporäre passive (d.h. natürliche Erdbeben aufzeichnende) Experimente mit den Stationen des GFZ Gerätepools durchgeführt. Im Datenarchiv von GEOFON stehen alle Originaldaten der permanenten Stationen der Öffentlichkeit über Internet zur Verfügung. Ebenso werden die Originaldaten der temporären Experimente im Internet nach der Auswertung der Öffentlichkeit angeboten.

Ein allen Sektionen des Departments gemeinsames Ziel ist es, den Erdbeben-Deformationsprozess im Detail zu untersuchen. Thematisch stehen dabei die geophysikalische Abbildung von Scherzonen, detaillierte Untersuchungen des Erdbeben-Herdvorgangs sowie die Mechanismen und Auswirkungen des Spannungstransfers in der Lithosphäre im Vordergrund.

Task Force Erdbeben 2002/2003 dreimal im Einsatz

1. Das Sultandagi-Erdbeben (Türkei) vom 3. Februar 2002

Nach dem Sultandagi-Erdbeben (Ms = 6,4) vom 3. 2. 2002 wurde auf Einladung des türkischen Projektpartners von der Task Force Erdbeen ein seismologisches Netz aus 3-Komponenten Strong Motion-Meßgeräten in dem Epizentralgebiet aufgebaut. Das Beben ca. 30 km östlich der Provinzstadt Afyon war auch in der Hauptstadt Ankara zu spüren. Durch das Hauptbeben ausgelöste Zerstörungen waren in einem Umkreis von ca. 80 km zu beobachten, ein eher ungewöhnlich großes Gebiet für ein Erdbeben der Stärke 6,4 (Abb. 2.1).

Die Auswertung der Nachbeben ergab zwei Erdbeben-Cluster, die mit zwei seismologischen Hauptereignissen am 3.2.2002 korrelieren. Nach dem Hauptbeben (Abb. 2.2, Nr. 2, 7:11 UTC) ist in dem Bereich östlich 31°O eine Nachbebenaktivität entstanden, deren räumliche Ausrichtung ungefähr in Westost-Richtung verläuft. Diese Richtung wird auch von der Herdflächenlösung des Hauptbebens (Strike = 269°) angezeigt. Das aus weltweiten Netzen bestimmte Epizentrum liegt ca. 15 km weiter südlich und deutet die Ungenauigkeit der Erdbebenortung durch weit entfernte Stationen an.

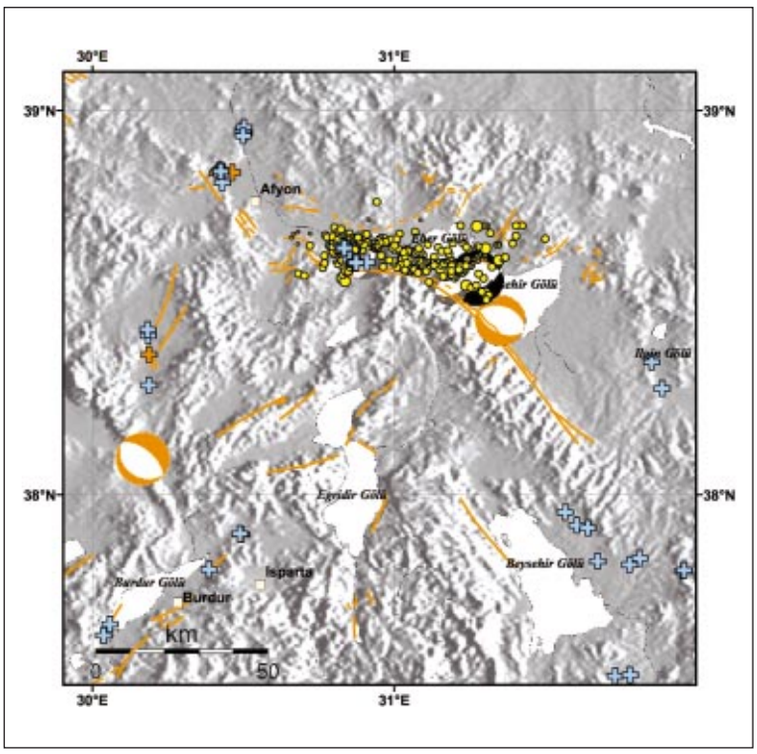


Abb. 2.1: *Das Sultandagi-Erdbeben (schwarzer „Wasserball“) und seine Nachbeben (gelbe Kreise). Blaue Kreuze markieren die Lage der untersuchten Thermal- und Mineralwässer.*

Location of the Sultandagi earthquake (black “beachball”) and its aftershocks (yellow circles). Blue symbols depict thermal and mineral waters which have been investigated.

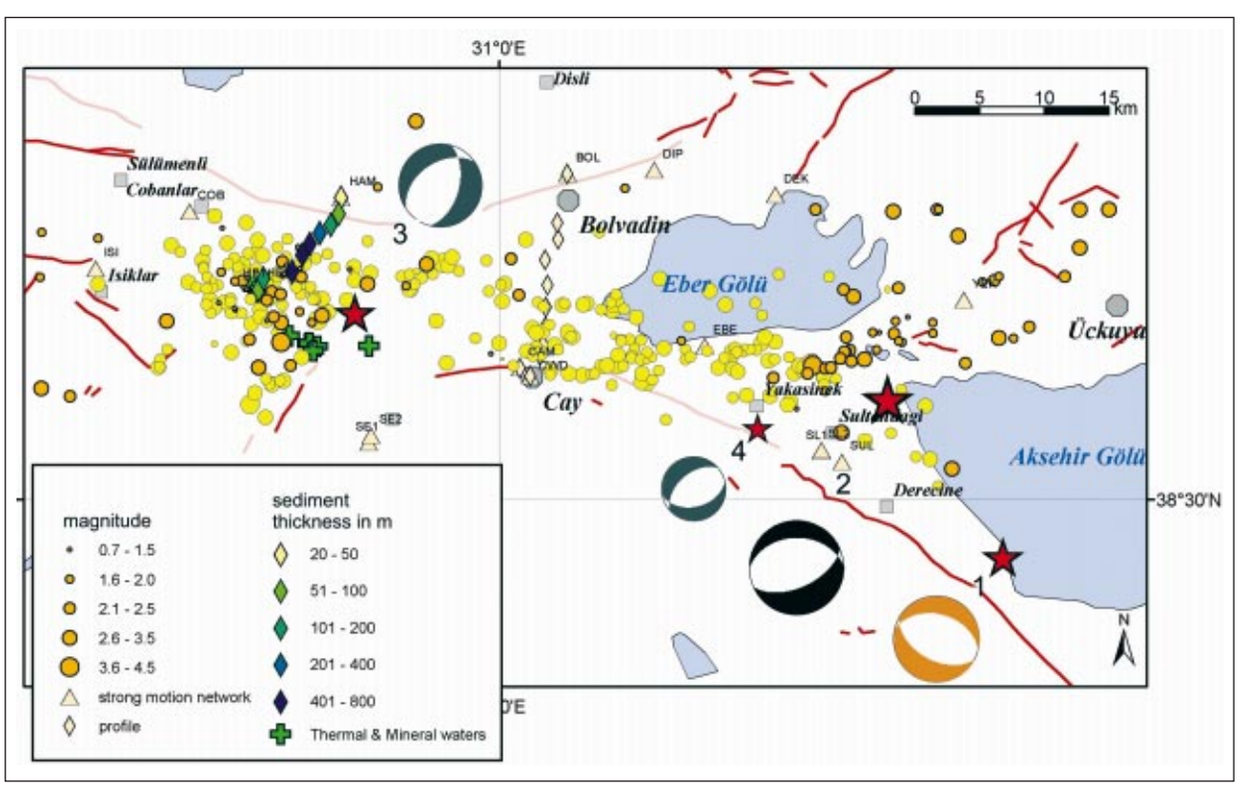


Abb. 2.2: *Nachbeben des Sultandagi-Erdbebens*

Aftershock distribution of the Sultandagi earthquake

Bei dem Hauptbeben handelt es sich um einen Grabenbruch. Schwere Zerstörungen in der Stadt Cay, weiter östlich in der Ortschaft Eber (Station EBE) südlich des Eber Sees und der Ortschaft Sultandagi sind diesem Ereignis zuzuschreiben.

Etwa zwei Stunden nach dem Hauptbeben wurde die Region nochmals von einem starken Beben getroffen, diesmal weiter westlich (Abb. 2, Nr. 3, 9:26 UTC) mit einer Stärke von Ms = 5,6. Das westliche Nachbebencluster südlich der Stadt Cobanlar kann diesem zweiten Beben zugeordnet werden. Dieser Grabenbruch mit einer NNO orientierten Herdfläche ist als ein getriggertes Hauptbeben anzusehen, da zum einen eine räumliche Trennung der Cluster von ca. 15 km zu beobachten ist, zum anderen die unterschiedlichen Herdflächenlösungen andeuten, daß zwei unterschiedliche Störzonen aktiviert worden sind. Wissenschaftlich interessant dabei ist, daß als möglicher Triggermechanismus Fluide vermutet werden können. Aus einer neuen Quellenspalte fließt seit den Erdbeben heißes, mineralisiertes Wasser an die Erdoberfläche (Abb. 2.3). Die Quellenspalte streicht etwa 34 bis 40° gegen Nord. Im Harvard-Erdbebenkatalog wird eine Streichrichtung von 56° für das Nachbeben angegeben.

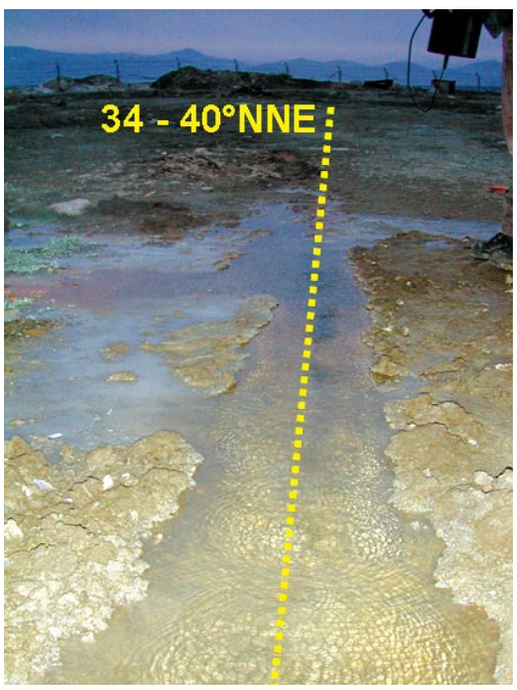


Abb. 2.3: *Neue Quellenspalte in dem Geothermalfeld Heybeli. Das Wasser hat eine Temperatur von 44 °C bei einer elektrischen Leitfähigkeit von 3 mS/cm. (Foto: H.Woith, GFZ)*

New thermal spring within the geothemal field of Heybeli. The water issuing from a NNE striking fracture had a temperature of 44 °C and a specific electrical conductivity of 3 mS/cm.

Abb. 2.4: *Frei-fließender artesischer Brunnen in Heybeli (Foto: H. Woith, GFZ Potsdam)*

Free-flowing artesian well in Heybeli.

Eine seit Jahrzehnten versiegte natürliche Quelle fördert seither wieder heißes Wasser. Aus vormals trockenen Bohrlöchern sind nach dem Beben frei-fließende artesische Brunnen geworden (Abb. 2.4).

Die Lage all dieser Lokationen fällt mit dem Epizentrum des stärksten Nachbebens zusammen, dem Geothermalfeld von Heybeli. Ein Zufall? Hat möglicherweise das Hauptbeben den Druck in dem Thermalfeld so stark erhöht, dass dadurch das Nachbeben ausgelöst wurde? Erstaunlich ist weiterhin, dass der Druck in dem System auch nach fast zwei Jahren noch sehr hoch ist. Im November 2003 wurde an einem der Bohrlöcher ein Drucksensor installiert: Innerhalb weniger Stunden hat sich ein Gasdruck von 0,7 bar aufgebaut.

Neben der Bestimmung der Nachbebenaktivität mit dem seismologischen Netz wurden gezielt Untersuchungen zur Schwingungseigenschaft der Sedimente in dem Becken durchgeführt. An ausgewählten Punkten, an denen aus Bohrberichten die Sedimentmächtigkeit über dem Festgestein bekannt war, und entlang von zwei Profilen, die in N-S-Richtung über das Becken liefen (siehe Abb. 2.2), wurden Noisemessungen durchgeführt und Nachbeben registriert. Aus den Noisemessungen wurden mit Hilfe der H/V-Methode nach Nakamura die Grundresonanzfrequenz f_r der Sedimentschichten über Spektrendivision der horizontalen (H) und vertikalen (V) Komponente bestimmt. Die Änderung der Resonanzfrequenz der Sedimente konnte an Meßorten in der Nähe von Bohrungen mit der Mächtigkeit der Sedimente korreliert werden (Abb. 2.5). Die funktionale Beziehung zwischen Resonanzfrequenz und der Mächtigkeit der Sedimente erlaubt, an weiteren Meßorten auf die Mächtigkeit der Sedimente zu schließen und in der Fläche zu kartieren.

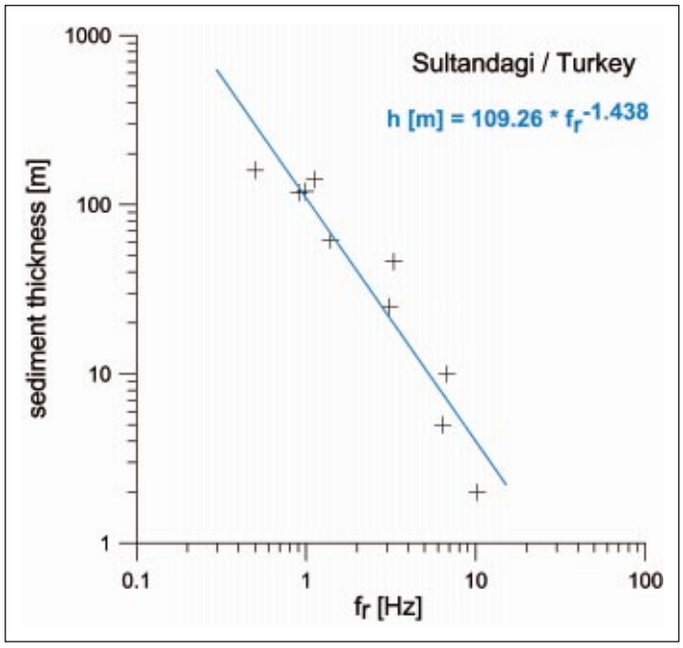


Abb. 2.5: *Die Grundresonanzfrequenz fr der Sedimente, korreliert mit der Mächtigkeit der Sedimentbedeckung, bestimmt auch Bohrlochinformationen. Tiefe Frequenzen sind über mächtigen Sedimenten zu beobachten, hohe Frequenzen nahe 10 Hz mit geringer mächtigen Sedimenten.*

Sediment thickness vs. resonance frequency. Deep frequencies are related to thick sediments, whereas high frequencies in the order of 10 Hz are related to thin sediment layers.

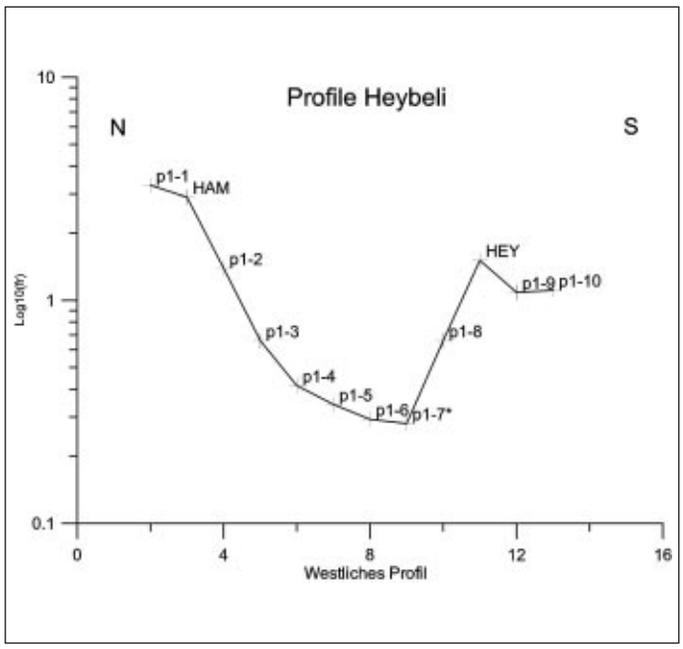


Abb. 2.6: *Änderung der Grundresonanzfrequenz im Becken entlang des westlichen Profils im Bereich des Thermalfeldes. Tiefste Frequenzen liegen bei ca. 0,3 Hz.*

Profile of resonance frequencies through the sediment basin. Deepest frequencies are in the order of 0.3 Hz.

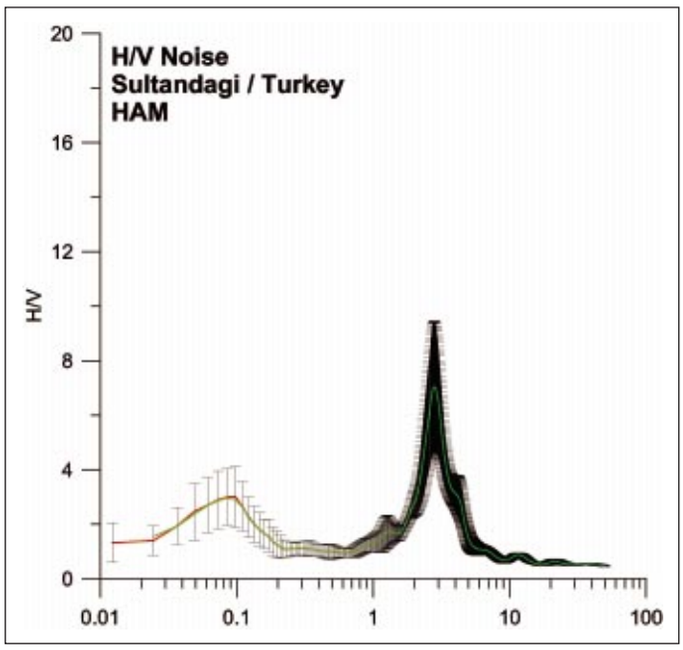


Abb. 2.7: *Abschätzung der Verstärkung der Bodenbewegung aus der Analyse von Rauschmessungen (links) und die gleiche Analyse für den Zeitpunkt eines Nachbebens. Im Erdbebenfall wird bei der Resonanzfrequenz fr eine doppelt so große Überhöhung angezeigt.*

Estimation of the ground motion amplification from noise measurements (left) and from the analysis of earthquake waves. The amplification obtained from the latter method is almost twice as high as the one obtained from the noise measurements.

Es deutet sich an, dass Sedimentmächtigkeiten über 800 Meter zu erwarten sind. In Abb. 2.6 sind die bestimmten Resonanzfrequenzen entlang des westlichen Profils dargestellt. Tiefste Frequenzen im Becken liegen bei fr ~ 0,3 Hz.

Der Amplitudenwert der H/V-Methode stellt nach Erfahrungen der Task Force und Ergebnissen des DFNK-Projektes eine konservative Schätzung der Verstärkung der Bodenbewegung im Erdbebenfall dar. Im Erdbebenfall sind nach dieser Einschätzung eher noch stärkere Standorteffekte zu erwarten. Nachbebenuntersuchungen bieten die Möglichkeiten diesen Sachverhalt in Erdbebenregionen in kurzen Zeiträumen zu untersuchen. Diese Methode bietet daher die Möglichkeit als effizientes Werkzeug in der Mikrozonierung eingesetzt zu werden. Ein Beispiel zeigt Abb. 2.7 von einem Punkt in der Ortschaft Hamidiye (Station HAM), das nördlich des Thermalfeldes liegt.

Das zweite Beben mit der Stärke Ms = 5,6 am 3. 2. 2002 führte zu erheblichen Zerstörungen in Hamidiye. Aufgrund der Mikrozonierung mit Rauschuntersuchungen ist eine 8-fache Verstärkung der Bodenbewegung bei einer Resonanzfrequenz f_r von 3 Hz gegenüber Festgestein zu erwarten. Eine gleiche Analyse für ein Zeitfenster im Erdbebenfall zeigt bei der selben Frequenz f_r eine Überhöhung um den Faktor 16.

2. Das Bingöl-Erdbeben (Türkei) vom 1. Mai 2003, 0:27 h Ortszeit

Internationale und türkische seismologische Agenturen orteten das Erdbeben etwa 10 bis 15 km NNW der ostanatolischen Provinzhauptstadt Bingöl. Die Tiefe des Mw = 6,4 -Bebens wird mit 10 km angegeben. Nach Gülkan et al. (2003) waren 174 Tote und 520 Verletzte zu beklagen, wobei ein großer Teil auf den Kollaps einer regionalen Grundschule mit Internat zurückzuführen war. Der USGS gibt als Herdmechanismus eine strike-slip-Bewegung an und vermutet, dass das Beben an die NO-streichende linkslaterale Ostanatolischen Verwerfung (EAF) oder die NW-verlaufende Bingöl-Karakocan-Verwerfung gebunden ist. Falls letztere aktiv war, ist der Bruch, wie auch die weiter im Norden verlaufende Nordanatolische Verwerfung (NAF), rechtslateral orientiert.

Zur Unterscheidung der beiden möglichen Herdflächen sind Messungen und Auswertung der Nachbeben eine effektive Methode. Deshalb wurden vom 8. bis 21. Mai 2003 mit 10 seismischen Stationen (9 Weak-Motion-Stationen, 1 Strong-Motion-Station) ein temporäres Netz vom GFZ Potsdam und dem ERI Ankara installiert. Die Hypozentren der Nachbeben wurden mit dem Programm HYPO71 (Lee and Valdes, 1985) berechnet. 231 Beben ($0,9 < M_L < 4,6$), die zwischen dem 11. und 13. Mai stattfanden, sind in Abb. 2.8 dargestellt. Der statistische Ortungsfehler beträgt in horizontaler und in vertikaler Richtung 1 km beziehungsweise 2 km.

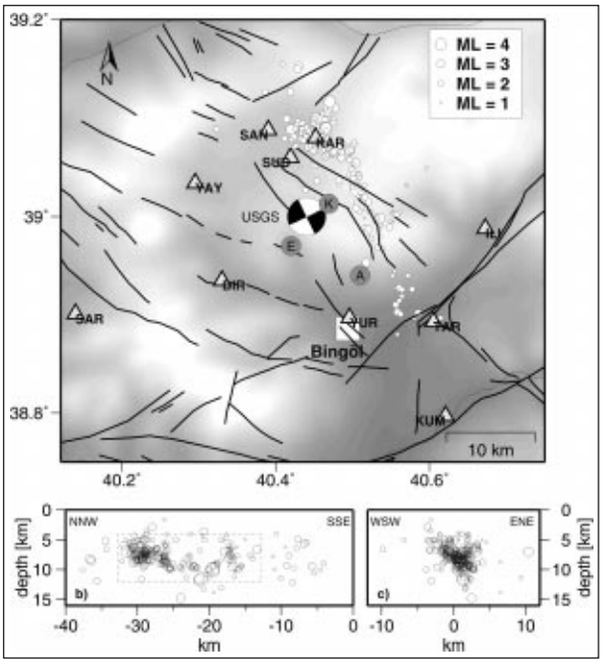


Abb. 2.8: (a) *Epizentren von 231 Nachbeben des Bingöl-Erdbebens vom 1. Mai 2003. Die Nachbeben wurden von 10 seismischen Stationen (Dreiecke) registriert. Der schwarz-weiße Kreis (sog. „Wasserball") stellt die Herdflächenlösung und das Epizentrum des Hauptbebens nach USGS/NEIC dar. A, E und K sind die Epizentren des Hauptbebens, bestimmt vom Turknet/General Directorate of Disaster Affairs Ankara, vom EMSC/Straßburg bzw. vom Kandilli-Observatorium/Istanbul. Verwerfungen sind durch schwarze Linien dargestellt.* ***(b)*** *Tiefenschnitt entlang der NNW-gerichteten Herdfläche. Das gestrichelte Rechreck markiert die angenommene Bruchfläche des Hauptbebens.* ***(c)*** *Tiefenschnitt senkrecht zur Herdfläche des Hauptbebens.*

(a) *231 located aftershocks of the May 1, 2003 Bingöl earthquake. The aftershocks were recorded by ten seismic stations (triangles). The "beach ball" symbol represents the fault-plane solution as well as the epicenter given by NEIC/USGS. Symbols A, E, and K are the epicenters as located by Turknet/General Directorate of Disaster Affairs Ankara, EMSC/Strasbourg, and Kandilli Observatory/Istanbul, respectively. Faults are black lines.* ***(b)*** *Depth section along the NNW-directed focal plane. The dashed rectangle represents the estimated rupture plane of the main shock.* ***(c)*** *Depth section perpendicular to the fault plane of the main shock.*

Die Nachbeben sind in NNW-Richtung angeordnet, die gut mit der einen vom USGS/NEIC angegebenen Herdfläche übereinstimmt. Die Tiefenschnitte in Abb zeigen, dass die Mehrheit der Nachbeben in Tiefen zwischen 4 km und 12 km stattfinden. Die Nachbeben scheinen hier gut die Bruchfläche des Hautbebens zu markieren. Sie hat demnach eine Größe von etwa 8 km x 20 km, erreicht aber nicht die Erdoberfläche. Deshalb wurden im Feld wahrscheinlich auch keine Rupturen gefunden, die direkt mit dem Bruch zusammenhängen.

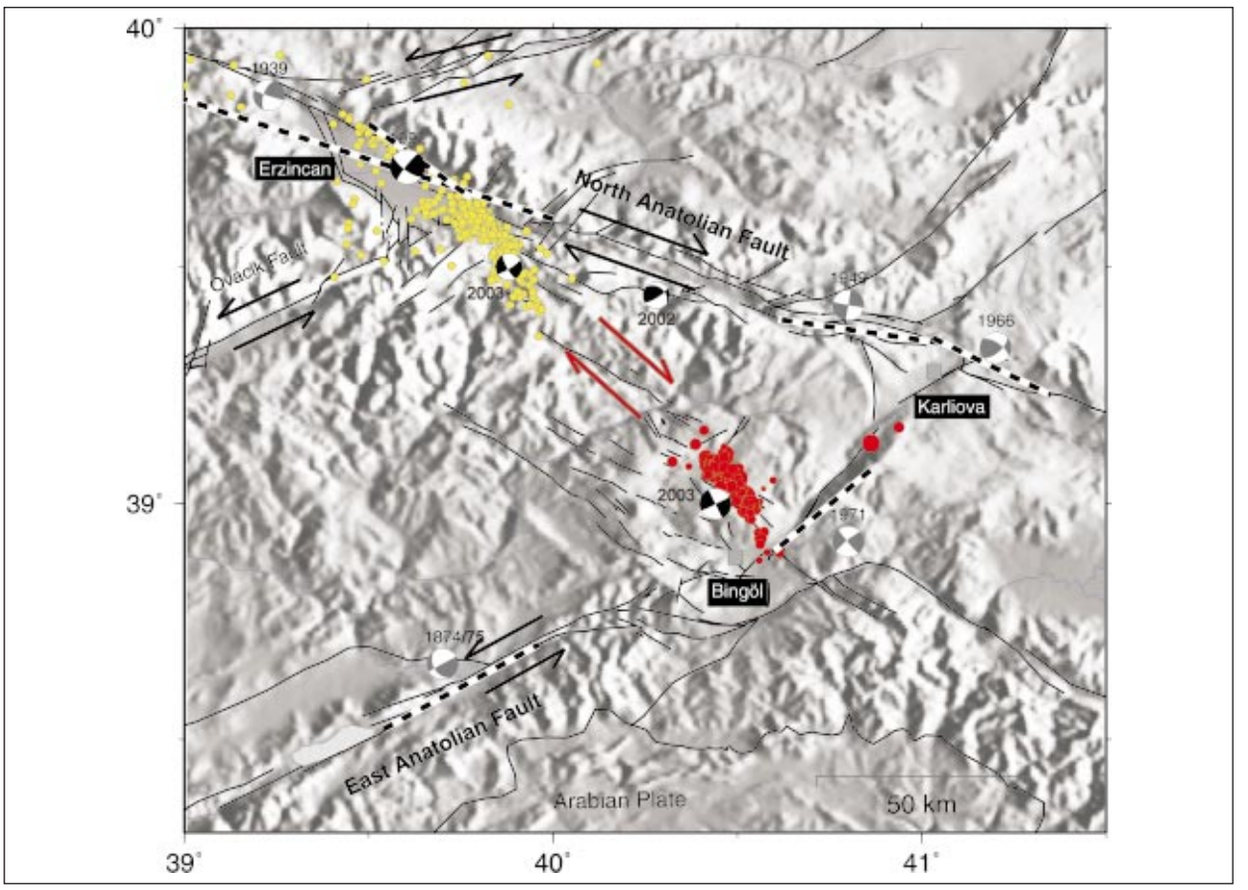


Abb. 2.9: *Länge und Lage (schwarzweiss gestrichelte Linien), sowie Herdmechanismus (schwarz-/grauweisse Kreise) der für die Berechnung der Coulomb-Spannungsänderung vor dem 2003-Bingöl-Beben verwendeten Erdbeben. Zusätzlich sind die Herdmechanismus vom 2002-Kigi- und 2003-Bingöl-Beben dargestellt. Gelbe und rote Punkte markieren die Nachbeben des Erzincan-Bebens (1992 bzw. des Bingöl-Bebens (2003).*

The rupture lengths (black dashed lines) of the earthquakes included in the calculation of Coulomb stress changes together with their fault-plane solutions (black-/gray-white circles) before the 2003 Bingöl earthquake. Additionally, the fault-plane solutions of the 2002 Kigi, and the 2003 Bingöl earthquake are shown. Yellow and red dots represent aftershocks of the 1992 Erzincan and the 2003 Bingöl earthquake, respectively.

Die Nachbebenverteilung ergibt, dass die Bruchfläche des Hauptbebens weder direkt mit der EAF noch mit der Karakocan-Verwerfung zusammenhängt. Vergleicht man hingegen die Nachbebenverteilung des Bingöl-Bebens mit der des Erzincan-Bebens von 1992 (Fuenzalida et al. 1997, Grosser et al. 1998) fällt auf, dass die beiden Bebencluster, deren Abstand etwa 60 km beträgt, sich in die gleiche Richtung erstrecken (Abb. 2.9), was auf die Entstehung einer neuen Verwerfung hinweisen könnte.

Seismizitätsuntersuchungen (Erdik et al. 2003) deuten an, dass sich zwischen den Clustern eine seismische Lücke befindet, die aber wahrscheinlich noch nicht aktiv war. Eine weitere seismische Lücke von einer Länge von mehr als 50 km befindet sich auch auf der NAF ostsüdöstlich im Anschluss an das Erzincanbeckens. Diese Lücke ist zum letzten Mal durch das starke Beben von 1784 aktiviert worden, sie wurde aber durch die Nachbeben von 1992 nicht aktiviert. Die Herdmechanismen dieser Nachbeben, Spannungsberechnungen zum Hauptbeben (Grosser et al., 1998) und tektonische Analyse von Landsat-Bildern legen die Schlußfolgerung nahe, dass die 1992er Nachbeben einem noch nicht bekannten Störungsregime südlich der NAF folgten. Sowohl der Herdmechanismus des 2003er Bingöl-Bebens als auch dessen Nachbebenverteilung bestätigen die Interpretation, dass zwischen dem Ostende des Erzincanbeckens an der NAF und der noch nicht geklärten Natur des Bingölbeckens an der EAF sich eine neue rechtslaterale seismische Zone entwickelt, die den Trippelpunkt zwischen der NAF und der EAF bei Karliova zu überbrücken beginnt. Eine keilförmige Bebenverteilung um das Erzincan-Becken trifft auf ein etwas diffuseres Cluster um das Bingöl-Becken. Dazwischen gibt es eine Zone von etwa 50 km mit nur sehr wenig Seismizität.

Eine detailierte Analyse des gegenwärtigen Spannungszustandes sowie von Landsat-Aufnahmen dieses Gebietes soll im Folgenden zu einer Klärung dieser Interpretation beitragen. Wir berechneten die Änderung der Coulomb-Spannung in der Region um Bingöl unter Berücksichtigung starker Erdbeben (M > 6,8) seit 1874 auf der NAF und der EAF mit Hilfe des Programms von Wang et al. (2003). Die benötigten Herdparameter (Herdmechanismus, Hypozentren, Herddimension, Slip) für diese Erdbeben sind abgeschätzt oder Publikationen entnommen. Entsprechend dem Coulombschen Bruch-

kriterium beginnt auf einer gegebenen Fläche ein Bruch, wenn die vorhandene Scherspannung die Reibungsspannung überschreitet. Durch die Nachbebenverteilung wird die vom USGS/NEIC angegebene Herdfläche NP2 (Strike = 154°, Dip = 90°, Rake = -178°) favorisiert. Für diesen rechtslateralen Mechanismus ist in Abb. 2.10 die räumliche Verteilung der Änderung der Coulomb-Spannung durch die Beben vor dem 1. Mai 2003 dargestellt. In Richtung der Bruchfläche erhöht sich die Coulomb-Spannung um weniger als 0,1 MPa. Dieser Wert ist geringer als die von Stein et al. (1997) für die Triggerung von Erdbeben erwartete Spannung. Sie befindet sich aber in Übereinstimmung mit den von Robinson (2003) diskutierten Werten. Weiterhin ist in Abb. 2.10 die azimutale Abhängigkeit der maximalen Änderung der Coulomb-Spannung für eine beliebig streichenden rechtslateralen und linkslateralen Strike-Slip-Mechanismus gezeigt. Nach diesen Ergebnissen ist keine Trennung zwischen den beiden angegebenen Herdflächen möglich.

Die Interpretation von Fotolineationen in Fernerkundungsaufnahmen kann wertvolle Hinweise für die Existenz seismisch aktiver tektonischer Störungen geben. Das trifft besonders auf Ostanatolien zu, da nur eine karge Vegetation vorliegt. Eine Analyse von Landsat-Bildern des Gebietes zwischen dem Erzincan- und des Bingöl-Beckens unter Einschließung des Trippelpunktes bei Karliova zeigt, dass Haupt- und Nebenstörungen, wie die NAF, die EAF, die Ovacik-Verwerfung, die Nordostanatolische Verwerfung und die Karakocan-Verwerfung in Abb. 2.11 sehr deutlich erkennbar sind. Im Dreieck Erzincan-Karliova-Bingöl und dessen Randbereich verlaufen Störungsmuster in Richtung NW, also flacher als das Streichen der Bruchfläche, aber etwas steiler als die NAF. Es ist aber keine durchgehende Störung zwischen dem Erzincan- und dem Bingöl-Becken zu erkennen, die Länge der größten Elemente ist etwa 30 km. Andererseits deutet sich ein Störungssystem etwa parallel zur EAF an, dessen Elemente aber deutlich kürzer sind (15 bis 20 km) und weniger häufig auftreten. Die Verteilung der Fotolineationen unterstützt damit die Hypothese einer neuen Scherzone zwischen den beiden Becken, in der sich wahrscheinlich kein durchgehender Bruch ausbreiten kann, sondern sich ein Staffelbruchsystem ausbildet. (Die Fernerkundungsarbeiten wurden von H.-U. Wetzel der Sektion 1.4 des GFZ Potsdam vorgenommen).

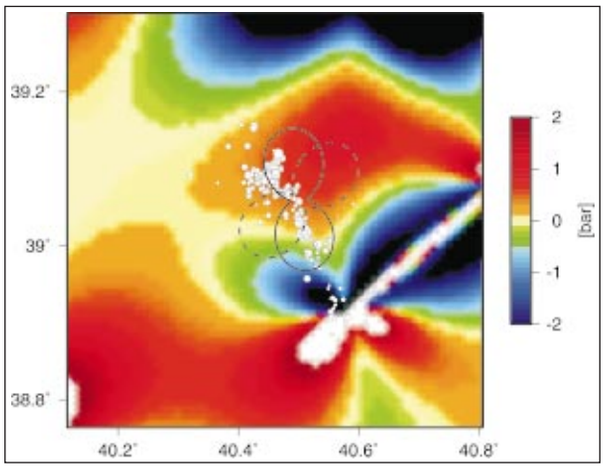


Abb. 2.10: *Räumliche Verteilung der Coulomb-Spannungsänderung vor dem 2003er Bingöl-Erdbeben, berechnet für die Herdfläche des Hauptbebens (Strike, Dip, Rake). Die durchgezogene und die gestrichelte Kurve zeigen die azimutale Abhängigkeit der Coulomb-Spannungsänderung am Hypozentrum für die rechtslaterale Herdlächen bzw. die linkslaterale Hilfsfläche. Der Azimuth des Maximums der Coulomb-Spannungsänderung für die Herdfläche liegt bei etwa 170°, was sich vom Streichen der Herdfläche um nur 15° unterscheidet. Die weissen Punkte sind die Nachbeben des 2003er Bingöl-Bebens.*

Spatial distribution of Coulomb stress changes prior to the 2003 Bingöl earthquake calculated for the fault plane of the main shock (strike, dip, rake). The solid and dashed curves show the azimuthal dependency of Coulomb stress changes at the epicenter for right-lateral rupture of the fault plane and left-lateral rupture of the auxiliary plane, respectively. The azimuth of the maximum Coulomb stress change for the right-lateral rupture is about 170° which differs from the observed strike by 15°. White circles represent the analyzed aftershocks.

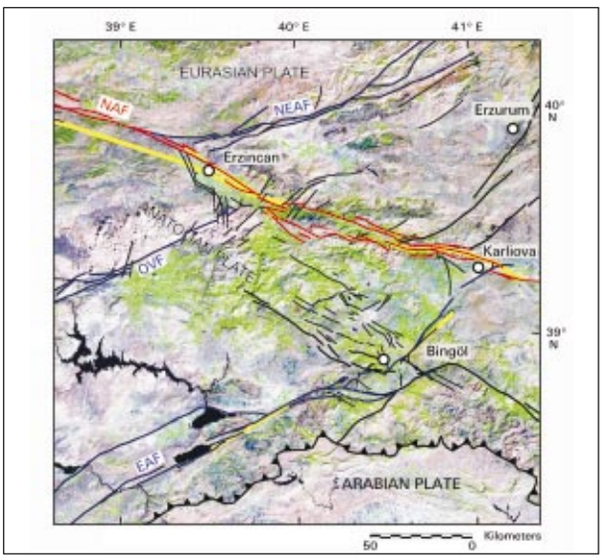


Abb. 2.11: *Interpretation einer Serie von Landsat 7-Szenen (mit der Bandkombination 7: R, 4: G, 2: B, geo-referenziert mit UTM, Zone 37, Nord, WGS 84, Aufnahmedatum: Sept. 1999, Sept. 2000). Die Hauptstörungen wie die Nordanatolische (NAF), die Nordost-anatolische (NEAF), die Ostanatolische (EAF) und die Ovacik-Störung (OVF) sind bezeichnet. Gelbe Linien markieren die Lage und Länge von Erdbeben mit M > 6,5 seit 1874.*

Interpretation of a mosaic of Landsat 7-scenes (with a band combination 7: R, 4: G, 2: B, geo-referenced to UTM, Zone 37, North, WGS 84, acq. date: Sept. 1999, Sept. 2000). The major faults such as the North Anatolian (NAF), the North-East Anatolian (NEAF), the East Anatolian (EAF), and the Ovacik fault (OVF) are labeled. Yellow lines mark the location and the assumed rupture length of earthquakes since 1874 with magnitudes greater than 6.5.

3. Das Boumerdes-Algier-Erdbeben (Algerien) vom 21. Mai 2003

Das Erdbeben mit de Magnitude M_W = 6,8 war das stärkste Beben nach dem El-Asnam-Beben (M_s = 7,3) von 1980 in dieser Region. Es betraf ein Gebiet von mittlerer seismischer Gefährdung, aber mit signifikanter Verletzbarkeit. Das Beben ereignete sich unmittelbar vor der Küste und hatte Aufschiebungmechanismus (Delouis und Vallée, 2003). Viele Küstendörfer der Region (Zemmouri, Dellys, Themia ...) wurden sehr stark zerstört (Abb. 2.12). Nach Angaben von Yelles-Chaouche et al., (2003) gab es 2.273 Tote und etwa 200.000 Obdachlose. Das GeoForschungsZentrum wurde vom Minister of Environmental Affairs und vom Centre de Recherche en Astronomie Astrophysique et en Géophysique gebeten, die algerische Regierung in ihrer weiteren Siedlungs-politik und der Risikoverringerung gegenüber Erdbeben zu beraten bzw. zur technischen Unterstützung der Nachbebenmessungen sieben Strong-Motion-Sensoren zur Verfügung zu stellen. Zusammen mit 5 weiteren REFTEK-Stationen vom Laboratoire de Geophysique Interne et Tectonophysique, Grenoble wurde von einem algerischen Seismologen das in Abb. 2.13 gezeigte temporäre seismische Netz installiert. Bis zum Abbau des Netzes Ende August sind etwa 300 Nachbeben aufgezeichnet worden.

Standorteffekte im Raum Köln: Messung & Modellierung

Im Rahmen des DFNK-Projektes (Deutsches Forschungsnetz Naturkatastrophen) wurden in der Sektion 2.1 sowohl instrumentelle Untersuchungen zur Verstärkung der Bodenbewegungen im Großraum Köln durchgeführt als auch Bodenbewegungsszenarien modelliert, die als Grundlage für Vulnerabilitätsstudien an Bauwerken dienen können. Im vorliegenden Fall wurden einige Rheinbrücken, das Krankenhaus Holweide und der Kölner Dom in Zusammenarbeit mit dem Institut für Massivbau und Baustofftechnologie der Universität Karlsruhe untersucht.

Zur flächendeckenden Kartierung der fundamentalen Bodenresonanz f_0 (Abb. 2.14), ab der eine Verstärkung der Bodenbewegung durch die dem devonischen Grundgebirge auflagernden Sedimente zu erwarten ist, wurde an über 400 Messpunkten im Raum Köln die mikroseismische Bodenunruhe ermittelt und das Verhältnis der gemittelten horizontalen zu vertikalen Spektren berechnet (Nakamura-Methode). Im eigentlichen Stadtgebiet liegen die Werte für f_0 zwischen 0,4 und 1,0 Hz, was eine Überschneidung mit den Resonanzfrequenzen von Brücken und Großbauten wie dem Dom vermuten lässt. Eine solche Überschneidung kann

Abb. 2.12: *Durch Bodenverflüssigung und schlechten Baugrund zerstörte Gebäude in der Küstenregion (Boumerdes) von Nordalgerien. Das Gebiet ist etwa 30 km vom Epizentrum entfernt, liegt aber noch direkt über der etwa 50 km langen Bruchfläche.(Foto P. Bormann, GFZ).*

Due to site effects and ground liquefaction damaged buildings in the coastal region (Bourmerdes) of Algeria. The epicentral distance is approximately 30 km but the village is situated directly above the fault plane with a length of circa 50 km.

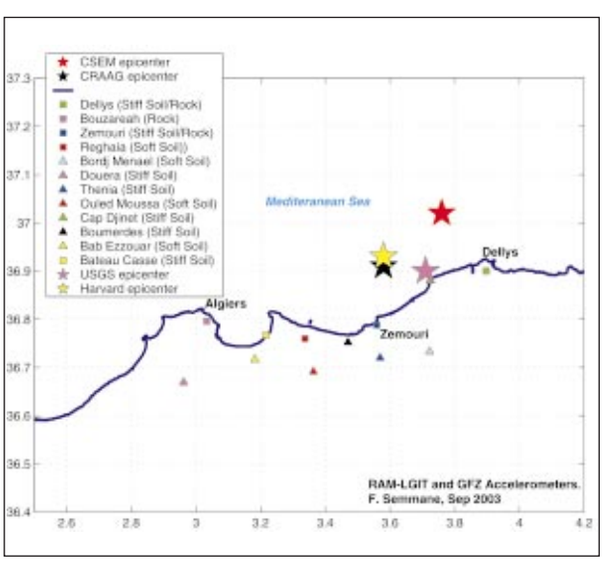


Abb. 2.13: *Epizentralbestimmungen (Sterne) des Boumerdes-Algier-Erdbeben verschiedener seismologischer Institutionen sowie das gemeinsame temporäre seismische algerisch-deutsch-französische Netz zur Registrierung von Nachbeben.*

Determination of the epicenter (stars) of the Boumerdes-Algier-earthquake by different seismological agencies as well as the temporary algerian-german-french seismic network to observe the aftershocks.

im Erdbebenfall zu einer verstärkten Anregung des Bauwerkes und damit zu höheren Schäden führen. Zur Bestimmung der Eigenfrequenzen der Bauwerke wurden deshalb auch Messungen innerhalb der Gebäude durchgeführt (Abb. 2.15).

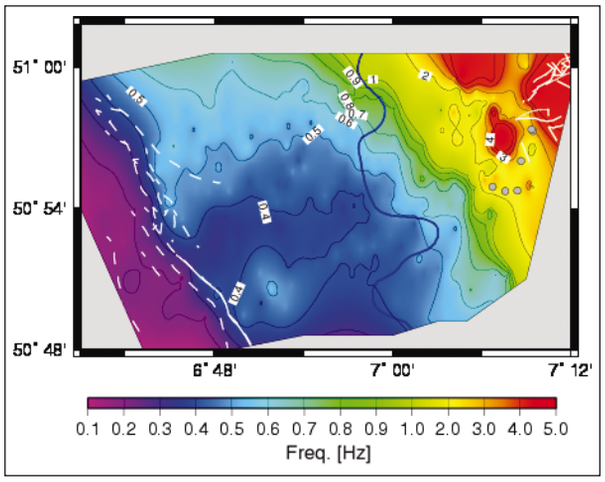


Abb. 2.14: *Karte der aus H/V-Messungen nach der Nakamura-Methode geschätzten Grundresonanzfrequenz der Sedimentbedeckung im Untersuchungsgebiet Köln. Weiße Linien markieren die Position bekannter tektonischer Störungen, graue Punkte Orte mit einem H/V-Verhältnis von etwa 1 im gesamten untersuchten Frequenzbereich. Letzteres ist typisch für Standorte auf ausstreichendem Grundgebirge (d.h. keine spektrale Bodenverstärkung auf Felsuntergrund).*

Map of the fundamental resonance frequency of sedimentary coverage in the area of Cologne derived from H/V measurements according to the method of Nakamura. White lines indicate the locations of known tectonic faults; grey points refer to sites showing an H/V ratio of 1 in all the investigated frequency range. The latter is typical for sites where bedrock is outcropping (i.e. no spectral amplification on rock sites).

Abb. 2.15: *Messung der Gebäudeschwingung des Kölner Doms in 44,7 m Höhe auf einem der Keilsteine der Gewölbedecke*

Measuring the vibration of the Cathedral in Cologne on one of the key blocks of the vaulted ceiling at a height of 44.7 m

Die aus den Messwerten berechneten Spektren werden dabei durch Referenzwerte geteilt, die im Keller oder außerhalb des Bauwerkes gewonnen werden. Ein Vergleich der Ergebnisse mit denen aus einer numerischen Modalanalyse zeigte eine gute Übereinstimmung. Für komplizierte oder ältere Bauwerke, für die keine detaillierten Baupläne vorliegen, kann eine solche Messung eine Alternative zu den Modellierungen darstellen. Für den Kölner Dom konnte durch eine Gruppierung der Eigenfrequenzen eine Identifikation der bevorzugten Bewegungsrichtungen und damit Eigenmoden durchgeführt werden (Abb. 2.16).

Der komplizierte Aufbau des Domes führt zu einigen Auffälligkeiten, z.B. erfolgt die Eigenschwingung in lateraler Richtung bei 1,18 Hz ohne Beteiligung des Chores.

Zusätzlich zur Modalanalyse wird zur Abschätzung der Vulnerabilität eine dynamische Analyse durchgeführt, bei der die Schädigung auf Grund einer realistischen Anregungsfunktion berechnet wird. Wenn geeignete Erdbebenregistrierungen nicht zur Verfügung stehen, können deterministische Szenarien verwendet werden. Ein Vergleich der strukturellen Antwort einiger Rheinbrücken zeigt, dass es bei ähnlichen Spitzenbeschleunigungswerten zu unterschiedlich starker Schädigung kommen kann, wenn statt eines Bodenbewegungsszenarios gemäß der Erdbebennorm E-DIN 4149, das auf Untergrundklassifizierungen beruht, ein Szenario benutzt wird, das Quell-, Laufweg- und Standorteffekte beinhaltet. Solche Szenarien unterscheiden sich von denen der Erdbebennorm durch die Ausprägung von Resonanzspitzen, die bei Überlappung mit den Eigenfrequenzen des Bauwerkes zu einer erhöhten strukturellen Antwort führen können (Abb. 2.17).

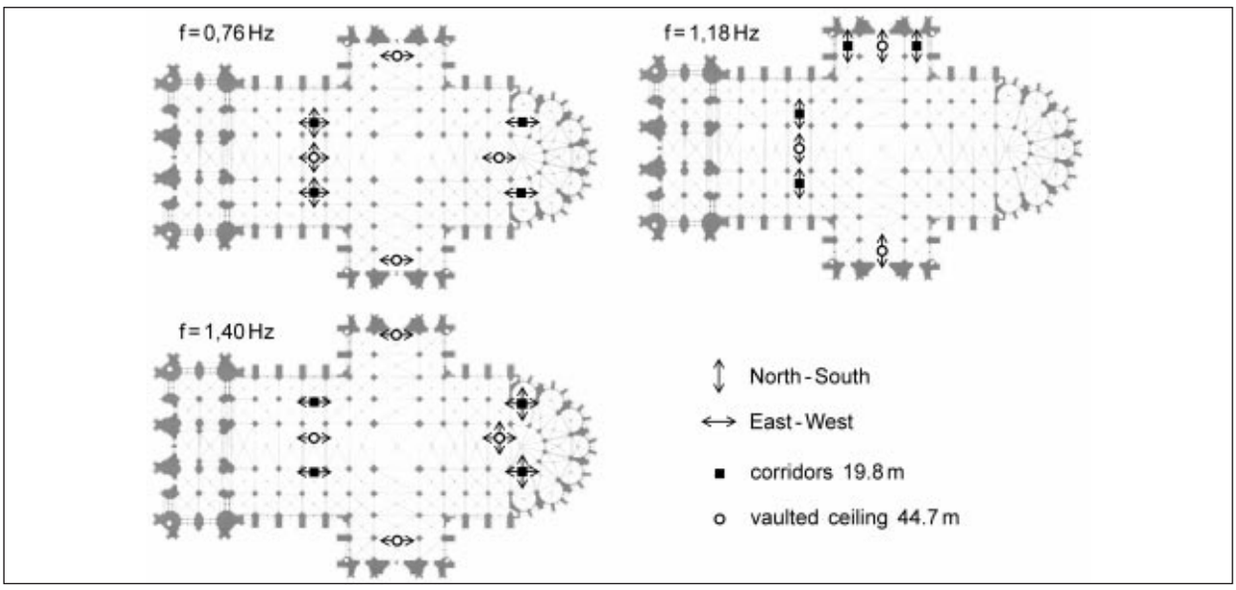


Abb. 2.16: *Eigenmoden des Kölner Doms*

Eigenmodes of the Cologne Cathedral

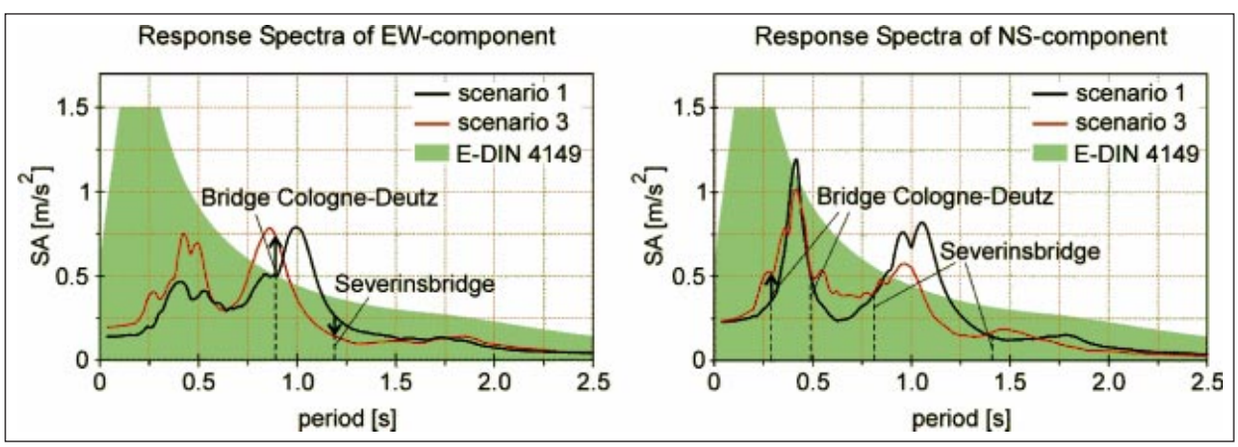


Abb. 2.17: *Vergleich von Antwortspektren, gewonnen aus Bodenbewegungsszenarien gemäß E-DIN 4149 und aus 2D-Hybridmodellierungen. Die Resonanzfrequenzen von zwei Brücken sind eingezeichnet.*

Comparison between response spectra computed from ground motion scenarios according to E-DIN 4149 and from 2D hybrid modelling. The resonance frequencies of two bridges are indicated.

Zusätzlich zu der von den Sedimenten verursachten Amplitudenverstärkung, deren Lage im Frequenzspektrum allein von der Sedimentmächtigkeit und der Scherwellengeschwindigkeit vor Ort abhängt, kann die Veränderung der Sedimentmächtigkeit auf Grund von Interferenzeffekten zu weiteren Resonanzspitzen führen.

Fluide und Erdbeben

Erdbebencluster & Geothermalfelder

Nach dem Landers-Erdbeben wurden in weiten Bereichen der westlichen USA Erdbeben getriggert. Es fiel ein räumlicher Zusammenhang zwischen den getriggerten Beben und Geothermalsystemen bzw. vulkanischen Gebieten wie der Long Valley Caldera auf.

Im Marmaragebiet, Türkei, wurden von der ETH Zürich sieben Erdbebencluster identifiziert. Fünf von diesen Clustern liegen auf Geothermalfeldern. Es sollte untersucht werden, ob es sich um Zufall handelt oder ob es einen physikalischen Zusammenhang gibt. Hierzu wurde in einem dieser Gebiete ein temporäres seismisches Netz installiert (Abb. 2.18). Gleichzeitig wurde mit einer Meßfrequenz von 10 Hz der Druck an zwei artesischen Bohrlöchern registriert. Die Bohrungen sind 700 m und 400 m tief und werden für die Dauer des Experiments nicht anderweitig genutzt.

Gibt es einen Zusammenhang zwischen dem Druck in einem Thermalwasserreservoir und der Mikroseismizität? Wenige Tage nach der Installation ereignete sich ein Beben der Magnitude 3 in 14 km Entfernung der Bohrungen. Während an der 700-m-Bohrung keine

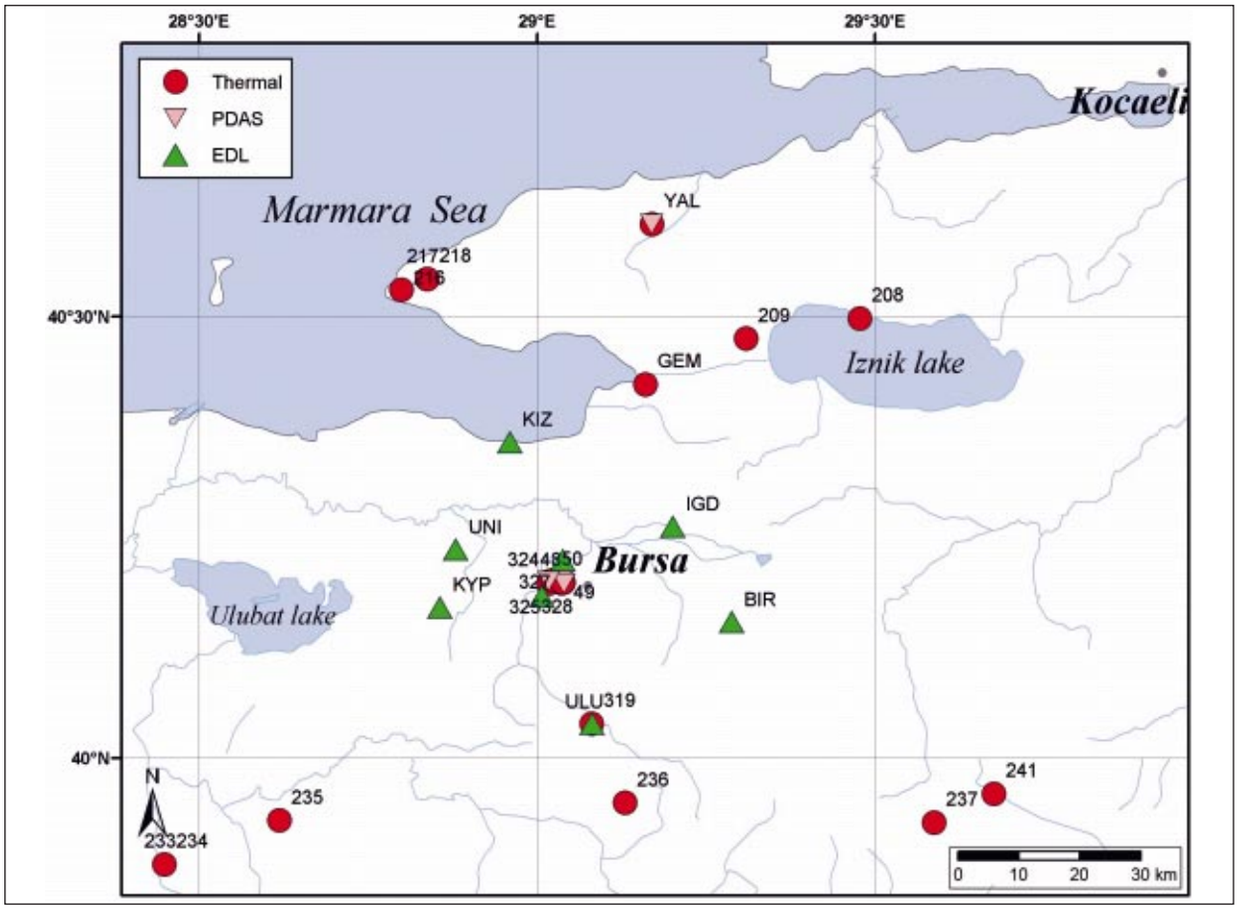


Abb. 2.18: *Thermalquellen und temporäres seismisches Netz im Raum Bursa, NW-Türkei.*

Thermal springs and a temporary seismic network in the area of Bursa, NW Turkey.

Druckänderungen erkennbar waren, reagierte die 400-m-Bohrung fast wie ein Seismometer auf die durchlaufende Erdbebenwelle (Abb. 2.19).

Das Experiment wird zunächst bis Ende April 2004 laufen. Danach sollen ähnliche Erdbebencluster/Thermalgebiete untersucht werden.

Ursprünglich sollte ein ähnliches Experiment auch im Süden Armeniens durchgeführt werden. In den Jahren 1994 bis 1999 wurden dort an einem artesischen Mineralbrunnen wiederholt co- und postseismische Anomalien in der elektrischen Leitfähigkeit des Wassers gemessen. Es wurde ein Modell entwickelt, wonach die Wellen weit entfernter Erdbeben an der Messstation lokal den Porendruck im Aquifer erhöhen können. Entscheidend waren zwei Randbedingungen *(i)* die Mischung zweier unterschiedlicher Wassertypen und *(ii)* Gasblasen im Kluftsystem. Gemäß Modell mischen sich ca. 10 bis 20 % Tiefenfluid (=“LER until 2000“ in Abb. 2.20) mit 80 bis 90 % meteorischem Wassser (=“river“ in Abb. 2.20) zu dem Mischwasser KAT. Seit dem Jahr 2000 wurden allerdings keine Anomalien mehr beo-

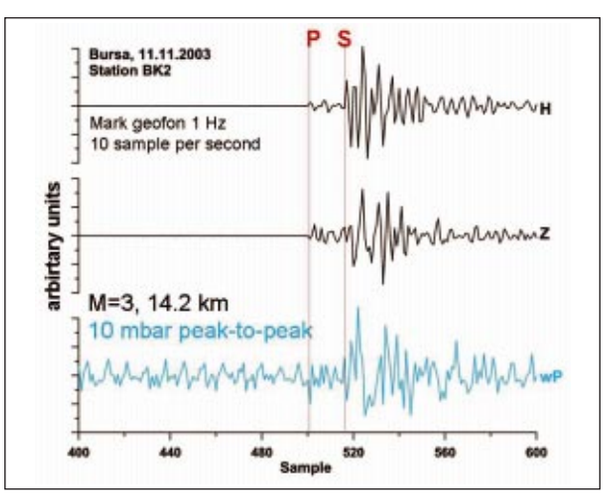


Abb. 2.19: *Seismogramm eines lokalen M=3-Erdbebens, aufgezeichnet mit einem Mark-Geofon (die beiden oberen Spuren) und einem Drucksensor (blaue Kurve) an einem geschlossenen, artesischen Bohrloch.*

Seismogram of a local M=3 earthquake recorded with a Mark geofon (black traces) and a pressure transducer (blue) mounted at the well-head of a closed artesian borehole.

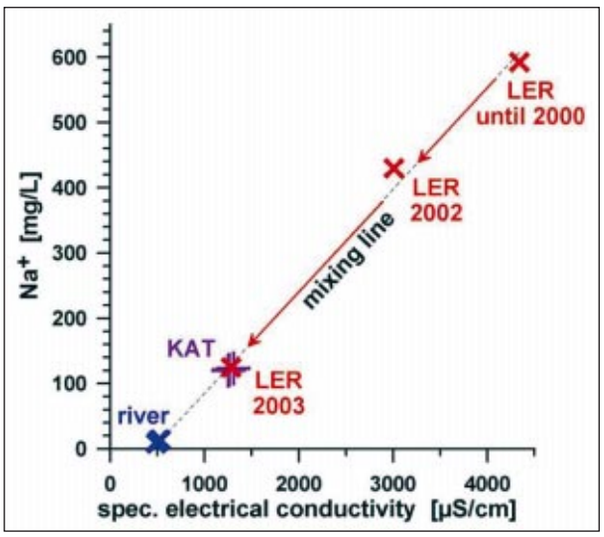


Abb. 2.20: *Mischungslinie zwischen einem heissen, gasreichen Tiefenfluid („LER until 2000“) und meteorischem Wasser („river“). Die Zusammensetzung des Tiefenfluids hat sich seit dem Jahr 2000 dramatisch verändert und hat mittlerweile nahezu die gleichen chemischen Eigenschaften wie das frühere Mischungsprodukt „KAT“.*

Mixing of a hot, gas-rich deep fluid (“LER until 2000”) with meteoric water (“river”). The composition of the deep fluid component changed significantly since 2000. Meanwhile, its chemical properties are very similar to the former mixing product “KAT”.

bachtet. Was ist geschehen? Bis zum Oktober 2000 waren beide Vorrausetzungen gegeben. Im Oktober 2003 hatte sich die Zusammensetzung des Tiefenfluids dem des Mischwassers nahezu vollständig angenähert (siehe Abb. 2.20).

Damit war Voraussetzung *(i)* nicht mehr gegeben. Zudem waren keine sichtbaren Gasblasen bei LER mehr zu beobachten; früher wurde ein schaumartiges Wasser/Gasgemisch an die Oberfläche gefördert. Wir haben also Grund zu der Annahme, dass auch Bedingung *(ii)* nicht länger erfüllt ist. Das System ist nicht länger sensitiv für seismische Wellen. Das angenommene Mischungsmodell wurde durch die neuesten Beobachtungen bestätigt. Warum sich die hydrogeologischen Verhältnisse allerdings so stark verändert haben, ist derzeit völlig unklar.

Desaster-Forschung am Hochrisiko-Vulkan Merapi: Ein weiterer Schritt in Richtung Frühwarnung

Anfang 2003 fand das interdisziplinäre Projekt MERAPI (**M**echanism **E**valuation, **R**isk **A**ssessment, **P**rediction **I**mprovement) sein offizielles Ende, auch wenn noch einige Teilprojekte, wie z.B. das Radar-Experiment zur Detektion von Massenbewegungen im Gipfelbereich des Merapi, fortgesetzt werden. 1994 hatte das GeoForschungsZentrum Potsdam damit begonnen, ein interdisziplinär ausgerichtetes Geländeobservatorium am 2.961m hohen Stratovulkan Merapi in Zentraljava einzurichten, um das Verständnis vulkanologischer Prozesse und Mechanismen zu vertiefen, Methoden zur Gefährdungsabschätzung zu verbessern und Vorhersagestrategien zu entwickeln. Seit 1997 wurden die Arbeiten im Rahmen eines Gemeinschaftsprojektes mit anderen geowissenschaftlichen Einrichtungen in Deutschland durchgeführt, unterstützt durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Vertragspartner des Projektes sind das GFZ Potsdam und das Directorate General of Geology and Mineral Resources, Ministry of Mines and Energy of the Republic of Indonesia, dem der Volcanological Survey of Indonesia (VSI), Bandung, untergeordnet ist.

An den Experimenten beteiligten sich Wissenschaftler aus folgenden Institutionen:

- Department of Geodetic Engineering, Institute of Technology, ITB, Bandung,
- Center for Volcano Research and Technology Development, BPPTK, Yogyakarta,
- Lab. of Geophysics, Physics Dept., Gadjah Mada University, UGM, Yogyakarta,
- Geological Research and Development Center, Bandung, - Geotechnology, LIPI,

- GFZ Potsdam: Sektionen 1.2, 2.1, 2.3, 4.2
- Geologisches Institut, Uni. Bonn,
- Institut für Physikalische Geodäsie, TH Darmstadt,
- Institut für Mineralogie und Geochemie, Uni. Freiburg,
- Institut für Geowissenschaften, Uni. Jena,
- Institut für Geowissenschaften, Uni. Kiel,
- GEOMAR Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften, Kiel,
- Institut für Geophysik und Meteorologie, Uni. Köln,
- Institut für Geophysik und Geologie, Uni. Leipzig,
- Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, LMU München,
- Fachbereich Elektr. Energie- u. Automatisierungstechnik, FH Nürnberg,
- Institut für Geowissenschaften, Uni. Potsdam,
- Institut für Geographie u. Geoökologie, Uni. Potsdam,

Im Verlauf des Projektes konnten wichtige Beiträge zum Verständnis des Eruptionsmechanismus und der Eruptionsgeschichte sowie zur inneren geophysikalischen Struktur des Merapi geleistet werden, die zum Teil auch über den Merapi hinaus von Bedeutung sind. So konnte nachgewiesen werden, dass der Merapi in seiner Magmenprodukten systematisch geochemische Zyklen aufweist. Phasen mit mehr basischem Magma (52 bis 53 wt.% SiO_2), in Perioden deutlich verringerter vulkanischer Aktivität, traten in den vergangenen 2000 Jahren explosiver Aktivität zwei Mal auf. Der hohe SiO_2 -Gehalt der gegenwärtigen Eruptionsprodukte läßt danach vermuten, daß der Merapi zur Zeit am Beginn eines neuen mittelfristigen Zyklus steht. Des weiteren wurde erkannt, daß Kliffs, Steilhänge und Talbiegungen die Fragmentierung von pyroklastischen Strömen beim Transport besonders verstärken und somit die thermische Energie und Reichweite von Glutlawinen erhöhen. Dies Ergebnis unterstreicht die Notwendigkeit hochauflösender Karten.

Abb. 2.21: *Der Hochrisikovulkan Merapi, Java (Foto: B. Lühr, GFZ)*

High risk volcano Merapi on Java, Indonesia

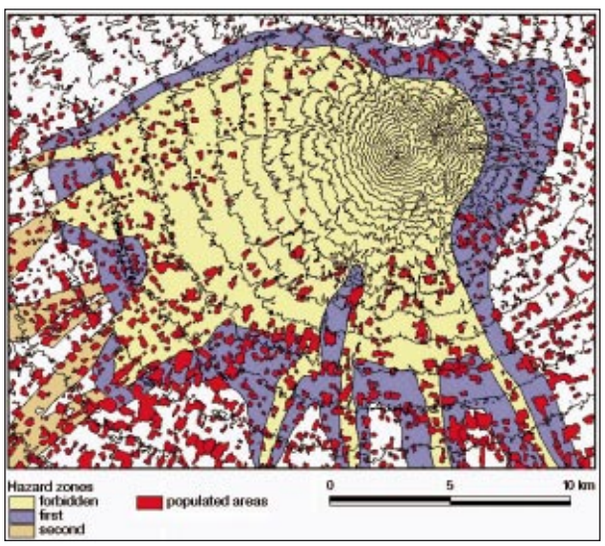


Abb. 2.22: *Gefährdungskarte des Merapi. Dargestellt sind 3 Zonen unterschiedlicher Gefährdung sowie die besiedelte Bereiche.*

Hazard map of the Merapi. Shown are 3 zones of different degree of hazard together with the populated areas.

Auf Basis von Orthophotos konnte ein digitales Geländemodell (DGM) entwickelt werden. Die hierauf basierende topographische Karte mit einer vertikalen Genauigkeit < 10 m dient jetzt als Grundlage für Gefährdungs- und Risikokarten. Im Rahmen des EU-finanzierten Projektes SPIN!, das die Kombination von GIS (Geographische Informationssysteme) und „data mining“ im Internet zum Ziel hat, wurde u.a. für den Merapi ein räumliches „Data Mining System“ entwickelt. Mit diesem können z.B., unter Berücksichtigung vorhandener Infrastruktur (Krankenstation, Anzahl der Ärzte, Transportmittel wie LKW u. Busse, ...), sichere Fluchtorte für zukünftige Evakuierungsmassnahmen gefunden werden und in hochauflösenden Risikokarten dargestellt werden (Abb. 2.22).

Im Rahmen der geophysikalischen Struktur-Untersuchungen zeigte sich, dass künstlich erzeugte seismische Signale einer starken Mehrfachstreuung durch die inhomogene Struktur des Merapi unterliegen und das die hierdurch verursachte Dämpfungswirkung viel stärker ist als die intrinsische Dämpfung. Die mittlere freie Weglänge zwischen Streuern (ca. 100 m) führt schon nach wenigen 100 m Entfernung von der Quelle zu einer Beeinflussung seismischer Signale. Diese Wirkung ist nicht auf künstliche Signale beschränkt, sondern gilt auch für vulkanische Mikrobeben, die im oberen Teil des Merapi entstehen und somit deren komplexe Seismogramm-Charakteristiken und geringe Kohärenz innerhalb eines Arrays erklären. Untersuchungen an anderen aktiven Subduktionsvulkanen haben gezeigt, das dies Phänomen nicht auf den Merapi beschränkt ist.

Weiter konnte eine im zentralen Teil des Vulkangebäudes postulierte Magma-Kammer oder Magma-Tasche nicht nachgewiesen werden. Die mit seismischen und geoelektrischen / elektromagnetischen Methoden gefundene Struktur erniedrigter seismischer Geschwindigkeiten und elektrischer Leitfähigkeiten im Vulkangebäude wird als hydrothermal alterierter Bereich im Umkreis des Förderkanals interpretiert.

Um ein detailliertes Geschwindigkeitsstrukturmodell für den Unterbau des Merapi zu bekommen, wurde mittels teleseismischer Erdbebenwellen eine Strukturanalyse des tieferen Untergrundes bis hinab in den Erdmantel versucht. Die hierbei eingesetzte Methode der Receiver-Function, basierend auf der Analyse von P zu S konvertierten Scherwellen, ließ aufgrund der Kleinräumigkeit des seismischen Netzwerkes, sowie der geometrischen Einflüsse des Vulkangebäudes auf Signale mit Frequenzen > 0,2 Hz, nur wenige Rückschlüsse auf die Beschaffenheit des tieferen Untergrundes bis hinab zu der unter dem Merapi abtauchenden Lithosphärenplatte zu und ergaben keine detaillierte Auflösung der Tiefenstruktur.

Um in dieser Fragestellung weiter zu kommen, wurde im Rahmen des BMBF/DFG-Programmes GEOTECHNOLOGIEN (Kontinenträndер) in Kooperation von Mitarbeitern der BGR, des Geomar, des Instituts für Geowissenschaften der Univ. Kiel, der LMU München und dem GFZ Potsdam der Bündelantrag „SundaArc“ formuliert. SundaArc hat zum Ziel, den Hochrisikovulkanismus und seine Beziehungen zum regionalen Stressfeld am aktiven Kontinentrand des Sundabogens zu untersuchen. Eine genauere Kenntnis der Subduktionsprozesse und des damit verbundenen Vulkanismus im Sunda Arc wird zu einer besseren Gefährdungs- und damit Risikoeinschätzung von Naturgefahren für Gebiete hoher Siedlungsdichte führen. Das Vorhaben ist unterteilt in die Teilprojekte:

I) Krakatau-Vulkankomplex: Krakatau-Monitoring (KRAKMON); BGR
II) Regionale Entwicklung von Hochrisikovulkanen an aktiven Kontinenträndern (DEVACOM); LMU München
III) Merapi: amphibisches Experiment (MERAMEX); GFZ (Sekt. 2.1, 2.4), Geomar, Univ. Kiel

Das Teilprojekt MERAMEX unterteilt sich in einen „aktiv-seismischen“ Part, bei dem see- und landseitig die Signale eines Luftpulser-Arrays registriert werden sollen, und einen „passiv-seismischen“ Part. Es ist geplant, dass über ca. 4 Monate ein Netzwerk aus 120 seismischen Stationen die Seismizität der im Bereich des Merapi stattfindenden Subduktion aufzeichnet (Abb. 2.23).

Ergänzt werden die Messungen durch offshore-seitig aufgestellte 14 OBS/OBH’s (von Geomar und BGR), um auch die Subduktionsbeben vor Javas Küste exakt erfassen zu können. Die Beben im Offshore-Bereich sind für die beabsichtigte Tomographie besonders wichtig. Ziel der Untersuchungen ist, die Krustenstruktur unterhalb des Merapi bis hinunter zur abtauchenden ozeanischen Platte einerseits mit künstlichen Quellen hochauflösend zu erkunden. Anderseits erlaubt das „Monitoren“ der natürlichen Seismizität und deren Verteilung im Subduktionsbereich vor Java die dreidimensionale Auflösung der gesamten Lithosphäre oberhalb der Benioff Fläche, und damit auch des gesamten Aufstiegspfadbereichs der Fluide und Schmelzen von ihrer Entstehung beim Austritt aus der abtauchenden ozeanischen Platte bis in die obersten Krustenstockwerke. Die Methode der Dämpfungstomographie (Qp), die in den letzten Jahren mit Datensätzen des SFB 267 aus den zentralen Anden entwickelt worden ist, eignet sich hervorragend dazu, diese Subduktionsprozesse dreidimensional abzubilden. Es ist geplant, mit dem auf 3 Jahre konzipierten Projekt im Januar 2004 zu beginnen.

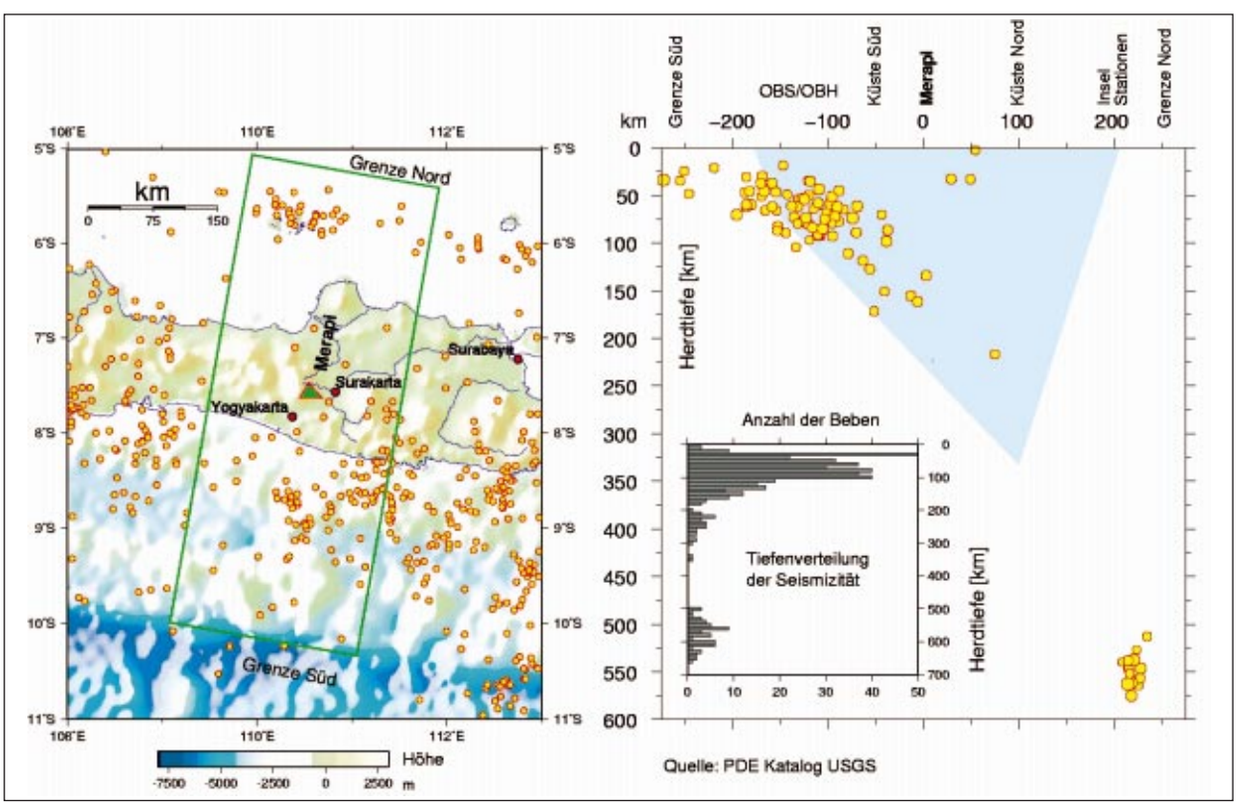


Abb. 2.23: *Das Untersuchungsgebiet von MERAMEX (Box) sowie die Bebenverteilung in Zentraljava. Der Tiefenschnitt mit Häufigkeitsverteilung der Beben verdeutlicht die Notwendigkeit von offshore-seitigen Registrierungen und damit eines amphibischen Experimentes.*

The investigation area of MERAMEX (box) and the earthquake distribution at Centraljava. The cross section with depth frequency distribution of quakes expresses the necessity of offshore investigation, and therefore an amphibious experiment design.

Der Endausbau der Monitoring-Stationen konnte im Berichtszeitraum weitestgehend abgeschlossen werden. Zur Überwachung des Merapi und auch im Hinblick auf die Entwicklung von Vorhersagestrategien zeichnet ein Netz aus Meßclustern (Abb. 2.24) die für das vulkanische Geschehen relevanten Parameter (Seismizität, Fumarolen-Temperatur, elektr. Eigenpotential im Fumarolenbereich, Vulkanflanken-Deformationen, meteorologische Parameter) kontinuierlich auf.

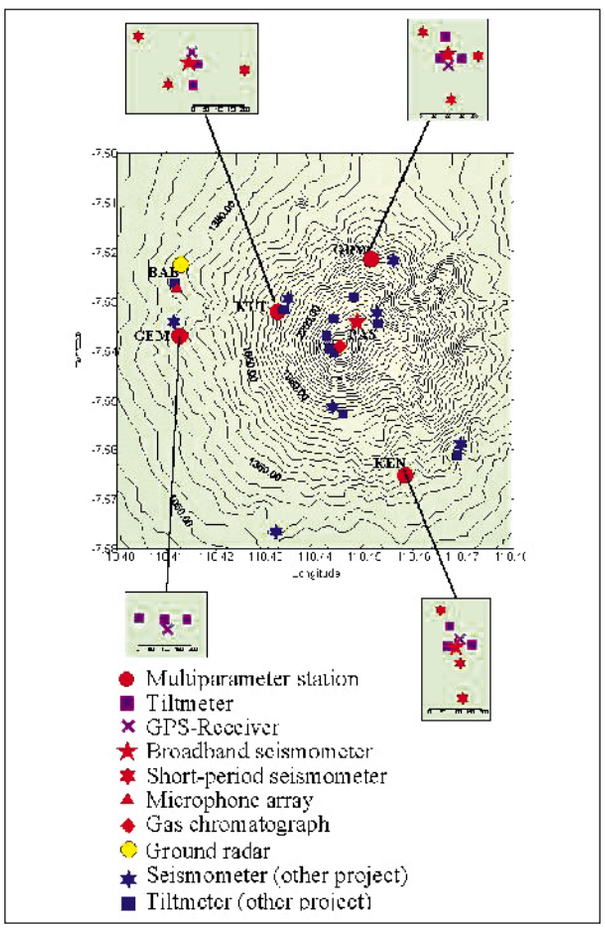


Abb. 2.24: *Verteilung der Monitoring-Stationen am Merapi. Die Radar-Anlage an der Station BAB dient der Glutlawinen-Detektierung und zur Überwachung des Westgipfels.*

Location of monitoring stations at Merapi. The radar equipment on the west flank at station BAB monitors the summit and serves for the detection of pyroclastic flows.

Ein besonderes Augenmerk wird auf die frühzeitige und bessere Erkennung von Geröll- und Glutlawinen (mit Radar, Hydrophonen, Thermo-Sensoren) gerichtet. Erstmals steht mit der automatischen Analyse des akustischen Wellenfeldes eine „on-line"-Möglichkeit zur Verfügung, um die Richtung von Geröllawinen bzw. pyroklastischen Strömen zu bestimmen. Aus dem zeitlichen Verlauf der Envelope der mit Breitbandstation registrierten seismischen Signale können Rückschlüsse auf den Massentransport einzelner pyroklastischer Ströme während eines Ausbruches gezogen werden. Mit dem installierten Radar-System läßt sich die Geschwindigkeit von Massenbewegungen am Gipfel bestimmen, auch wenn dieser mit Wolken verhangen ist. Somit lässt sich ein explosiv beschleunigter pyroklastischer Strom von „normalen" Geröllawinen unterscheiden. Des weiteren lässt sich mit diesem System erkennen, ob es über dem Dom regnet. Diese Information ist ebenfalls gefährdungsrelevant, da Starkregeneintrag in den Dom eine Eruption triggern kann. Im Verlauf des MERAPI-Projektes wurde die Erkenntnis gewonnen, das insbesondere die vulkanische Seismizität wie auch andere Aktivitätsparameter durch externe Einwirkungen, wie z.B. durch meteorologische Effekte beeinflußt werden. Diesbezüglich wird ein Experiment (Univ.-Potsdam und GFZ) noch durchgeführt, um solche Effekte besser zu verstehen und quantifizieren zu können. Um gerade das „external forcing" von vulkanischen Prozessen gezielt und in grösserem Rahmen erforschen zu können, wird zur Zeit ein DFG-Schwerpunktprogramm vorbereitet.

Die Deformationsmessungen an den Vulkanflanken zeigten bisher nur sehr geringe Deformationen, bei einer Auflösung, die regeninduzierte Strain-Effekten im Boden nachweist. Modellierungen der Neigungsmesser- und GPS-Daten ergeben für das magmatische System weder den nötigen Druck noch ein ausreichend großes Volumen (z.B. Magmakammer), um das Vulkangebäude im Zusammenhang mit effusiver magmatischer Förderung nachweislich zu deformieren. Ein weit oberhalb der Multiparameter-Stationen plaziertes Druckvolumen kann das Ausbleiben starker Flankendeformation begründen, wie topographische Deformationsmodelle mit gipfelnah gelagerter Druckquelle zeigen. Ein weiterer Hinweis auf das niedrige Druckniveau ist die zur Zeit sehr geringe effusive magmatische Produktionsrate (Dombildung über Monate). Somit lässt sich postulieren, dass der Merapi gegenwärtig auf einem relativ niedrigen Druckniveau arbeitet, dass nur moderate Eruptionen erwarten lässt. Es wird aber nicht damit gerechnet, dass sich, wie beim Mt. St. Helen geschehen, ca. 1 km^3 Gipfelmaterial explosiv beschleunigt Richtung Yogyakarta bewegt. Diese Aussage gilt jedoch nur, solange sich an den Beobachtungsparametern nichts signifikant ändert, bzw. kein grösserer Flankensturz eine völlig neue Situation für den Merapi schafft.

Trainingskurse „Seismologie, Seismic Hazard Assessment and Risk Mitigation"

In den Jahren 2002 und 2003 organisierte das Department 2 des GeoForschungsZentrum wieder je einen 5-wöchigen postgradualen Trainingskurs zur o.g. Thematik und entsandte auf Einladung des Chinesischen Seismologischen Büros einen Hauptlektor zum 2nd International Training Course on Earthquake Disaster Mitigation for Developing Countries in Beijing (3. bis 15. November 2003).

Die vom GFZ Potsdam organisierten und teilfinanzierten Kurse wurden durch Zuwendungen des Auswärtigen Amtes, des Büros der Vereinten Nationen für humanitäre Hilfe (OCHA) in Genf im Rahmen der International

Strategy for Disaster Reduction (ISDR), der UNESCO in Paris und der International Association of Seismology and Physics of the Earth´s Interior (IASPEI) unterstützt. Weitere Zuwendungen kamen für den Kurs 2003 vom Council for Geoscience (CGS) und von der Integrated Seismic Systems International Ltd. in Stellenbosch, Republik Südafrika. Die Organisation für die Überwachung der Einhaltung des umfassenden Kernwaffenteststop-Vertrags (CTBTO) in Wien stellte für den Kurs 2003 auf eigene Kosten erstmalig zwei Lektoren zur Verfügung.

Abb. 2.25: *Szenen aus dem Potsdamer internationalen Trainingskurs des Jahres 2002 zum Thema „Seismologie, seismische Datenanalyse, Gefährdungseinschätzung und Risikoreduzierung“ (Fotos: P. Bormann, GFZ)*

Scenes from the Potsdam international training course of the year 2002 on the topic „Seismology, Seismic Data Analysis, Hazard Assessment and Risk Mitigation“.

Der *Kurs 2002* wurde vom 21. Juli bis zum 24. August 2002 in Potsdam/Berlin durchgeführt und im Beisein von Vertretern der UNESCO (Paris) sowie der deutschen UNESCO-Kommission eröffnet. Der Direktor der ISDR übermittelte eine schriftliche Grußbotschaft an die 30 Teilnehmer aus 28 Ländern (Ägypten, Albanien, Armenien, Bangladesh, China, Ecuador, Georgien, Indien (2), Indonesien, Iran (2), Jamaika, Jordanien, Kolumbien, Malaysia, Mexiko, Mongolei, Pakistan, Papua Neuguinea, Philippinen, Rumänien, Südafrika, Syrien, Tadschikistan, Türkei, Usbekistan und Venezuela. Die Teilnehmer waren unter 103 Bewerbern aus 49 Ländern ausgewählt worden. Der Trainingskurs umfasste neben Einführungsvorlesungen in die Ursachen und Auswir-kungen von Erdbeben sowie deren systematischer Überwachung und Analyse mit dem Ziel der verbesserten Gefährdungseinschätzung, Frühwarnung und des bebensicheren Bauens auch umfangreiche praktische Übungen. Diese wurden ergänzt durch Geländeexkursionen, Besichtigungen führender deutscher Erdbebenobservatorien, sowie durch Workshopdiskussionen, in denen die Teilnehmer über Ergebnisse ihrer Arbeiten berichteten.

In der letzten Kurswoche hatten die Teilnehmer die Möglichkeit zu einem Spezialisierungstraining in Potsdam (Thema: Einschätzung der lokalen Erdbebengefährdung und des Risikos von Schäden und Menschenopfern in Großstadtgebieten) bzw. am Seismologischen Zentralobservatorium in Erlangen (Thema: Aufbau und Betrieb seismischer Stationsnetze und umfassende Auswertung der gewonnenen Daten). Die Vorlesungen und Übungen wurden von 24 Lektoren (GFZ (13), Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2), Universitäten Karlsruhe (2), Stuttgart, Leipzig, Bergen/Norwegen, Grenoble/Frankreich, Britischer Geologischer Dienst, GeoHazard International (USA) und Gerätefirma Kinemetrics) gehalten.

Der *Trainingskurs 2003* wurde gemeinsam vom GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) und dem Rat für Geowissenschaften (CGS) der Republik Südafrika (RSA) organisiert, ausgerichtet und teilfinanziert. Der Kurs wurde am 08. September 2003 durch den Direktor des CGS, durch Vertreter der Botschaft der Bundesrepublik Deutschland und des Königsreichs Lesotho sowie den Kursleiter des GFZ eröffnet und am 10. Oktober mit der Überreichung der Kurszertifikate durch die Botschafterin der Bundesrepublik Deutschland für Südafrika und Lesotho feierlich abgeschlossen. Mit 32 Teilnehmern aus 20 Ländern Afrikas und des Nahen Ostens war dieser Kurs der bisher größte Potsdamer Seismologie-Trainingskurs (Ägypten (2), Algerien (3), Kamerun, Ghana, Iran, Jordanien, Kenia (2), Kuwait, Lesotho, Libyen (2), Malawi (2), Marokko, Namibia (2), Nigeria, Sambia, Südafrika (5), Syrien (2), Uganda und Zimbabwe). Die Vorlesungen, praktischen Übungen und Workshops wurden ergänzt durch mehrere Fachexkursionen, u.a. in die tiefsten Goldgruben und seismischen Überwachungssysteme der Erde, zum höchsten Staudamm Afrikas in Lesotho und dessen seismischem Stationsnetz, zum größten und ältesten (2,2 Milliarden Jahre) Impaktkrater der Erde (Vredefort Dome) sowie dem mit 200.000 Jahren wesentlich jüngeren Tswaing-Krater, in dem das GFZ Potsdam bis Januar 2002 Bohrungen zur Untersuchung der pleistozänen Klimageschichte durchgeführt hatte.

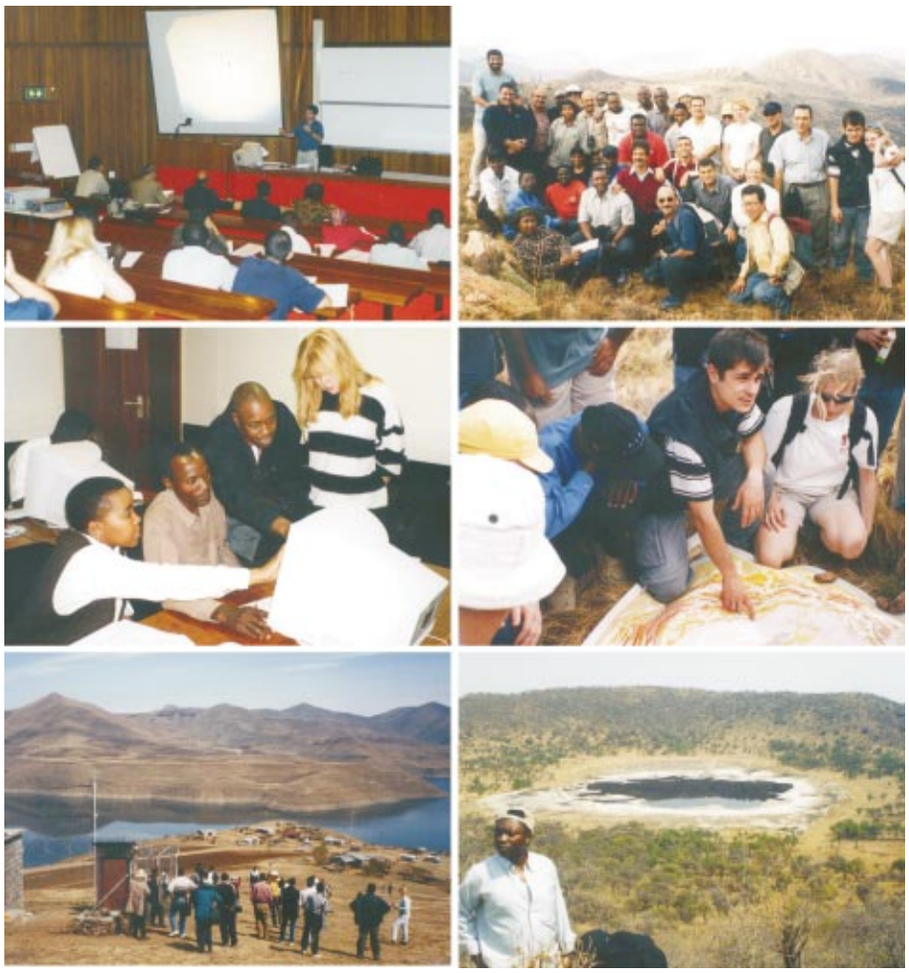


Abb. 2.26: *Szenen aus dem Internationalen Trainingskurs des GFZ Potsdam im Jahre 2003 zum Thema „Seismologie, Gefährdungseinschätzung und Riskominderung“ in Pretoria, Südafrika“: Links von oben nach unten: Vorlesungen, rechnergestützte Übungen zur Seismogramauswertung, Blick von einer seismischen Station des Katsedammüberwachungsnetzes auf den Katse-Stausee und das Dorf Mapaleng, das durch das staudamm-induzierte Beben vom 3. Januar 1996 zerstört wurde; rechts oben und Mitte: Exkursion zum Impaktkrater des Vredefort Doms, unten: Blick in den Tswaing Impaktkrater. (Fotos: P. Bormann)*

Scenes from the GFZ International Training Course 2003 on the topics „Seismology, Hazard Assessment and Risk Mitigation“ in Pretoria, South Africa. Left from top to bottom: Lectures, computer-assisted exercises on seismogram analysis and view from one of the seismic monitoring stations of the Katse dam network on the Katse lake and the village Mapaleng which has been severely damaged by the dam-induced earthquake on January 3, 1996; upper and middle right: field excursion into the Vredefort dome impact crater, lower right: view into the Tswaing impact crater.

Das Team der Lektoren und Übungsleiter vom GFZ Potsdam und CGS (je 4) wurde ergänzt durch weitere Fachleute aus Deutschland (2), Südafrika (2), Österreich (CTBTO, 2), Algerien, Frankreich, Malawi, Norwegen und Slowenien. Sie behandelten die Ursachen tektonischer Erdbeben sowie von seismischen Erschütterungen und Schäden in Bergbau- und Staudammgebieten, die moderne instrumentelle Überwachung natürlicher und anthropogener Erderschütterungen, deren Modifizierung durch geologische Untergrundbedingungen, die Auswertung seismischer Registrierungen und deren Nutzung für verbesserte Einschätzungen der seismischen Gefährdung in Ländern Afrikas und des Nahen Ostens. Den Abschluss des Kurses bildeten Vorlesungen zum Stand der seismischen Risikobewertung, Katastrophenvorbeugung und des Katastrophenmanagements in Afrika sowie diesbezügliche umfassende Initiativen der Regierung Algeriens nach dem verheerenden Erdbeben vom 21. 05. 2003.

Die Teilnehmer in den Trainingskursen 2002 und 2003 erhielten neben kostenloser Software für die Auswertung digitaler Erdbebenaufzeichnungen, die Eichung von Seismographen, die Quantifizierung lokaler Standorteffekte und die Abschätzung der Erdbebengefährdung auch die derzeit modernsten Lehrbücher und Praxisanleitungen zu den Themenkreisen des Kurses, u.a. das vom GFZ Potsdam im Jahre 2002 herausgegebene zweibändige IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP; siehe unten) .

Mit dem Kursen 2002/2003 haben seit 1980 insgesamt 569 Teilnehmer aus 90 Ländern die Potsdamer Seismologiekurse besucht. Das war Anlaß für das Auswärtige Amt als Hauptzuwendungsgeber für diese Kurse, dem GFZ Potsdam die Durchführung einer vom AA finanzierten umfassenden Impaktstudie vorzuschlagen. Sie wurde im Oktober 2002 abgeschlossen (165 Seiten) und beruht auf der Auswertung eines detaillierten Fragebogens, den 224 früheren Kursteilnehmer beantworteten. Alle empfahlen die Weiterführung der Kurse auf der Grundlage des bewährten interdisziplinären und anwendungsorientierten Kurskonzepts, jedoch mit noch mehr Zeit für praktische Übungen und Problemdiskussionen sowie den Ausbau der Problemkreise Seismogrammanalyse, Ingenieurseismologie, Erdbebengefährdung und Risikobewertung. Die Studie ergab, das inzwischen zahlreiche frühere Kursteilnehmer(innen) in ihren Ländern bzw. in internationalen Organisationen (z.B. CTBTO) leitende Funktionen bekleiden (Instituts- bzw. Departmentdirektoren, Leiter der nationalen Stationsnetze, Sektorenleiter in Ministerien bzw. nationalen

Gremien für Katastrophenvorbeugung und –management). 43 % der weiblichen und 49 % der männlichen Kursteilnehmer haben inzwischen promoviert und 12 % der Frauen bzw. 10 % der Männer wurden als Professoren berufen. Mehrheitlich gaben sie an, dass die Kursteilnahme ihre Karriere wesentlich gefördert hat und z.T. auch Anlass zu einer grundlegenden inhaltlichen Neuorientierung ihrer Arbeiten war.

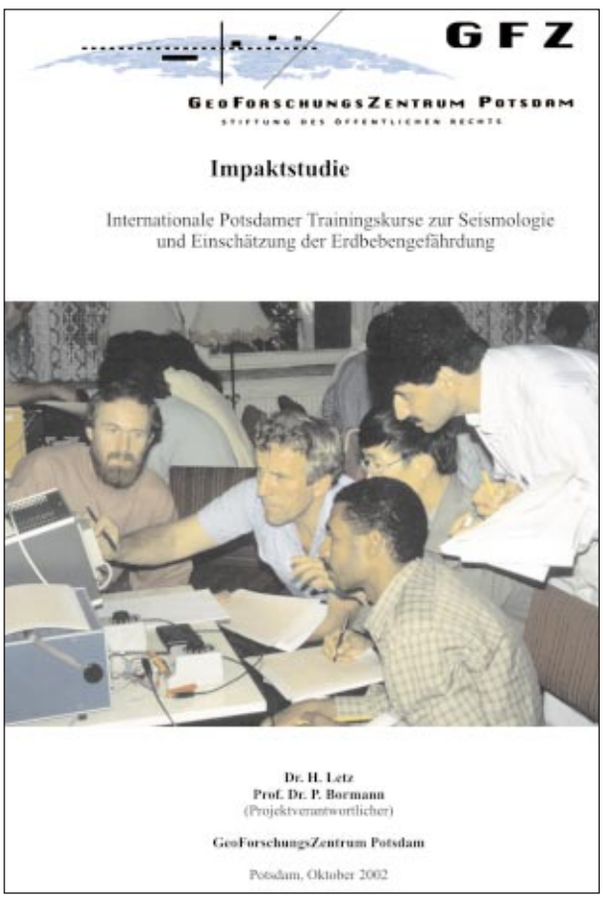


Abb. 2.27: *Deckblatt der Impaktstudie zu den Potsdamer Internationalen Seismologie-Trainingskursen*

Cover of the impact study about the Potsdam International Seismology Training Courses

IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP).

Wichtigstes Vorlesungs- und Übungsmaterial in den GFZ-Trainingskursen zur Seismologie und Einschätzung der Erdbebengefährdung ist jetzt das im Jahr 2002 vom GeoForschungsZentrum in englischer Sprache herausgegebene zweibändige IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP). Es wurde im Rahmen einer internationalen Arbeitsgruppe der IASPEI unter Federführung des Departments 2 des GFZ Potsdam erarbeitet und setzt die internationalen Standards für die moderne seismologische Observatoriumspraxis. Die großen Zentren der Seismologie in den USA (US Geological Survey, WDC A und Incorporated Research Institutions in Seismology, IRIS) sowie das International Monitoring System (IMS) und Inter-national Data Center der CTBTO in Wien haben bereit je 200 Exemplare des Manuals für alle ihre Erdbebenstationen und Trägerinstitutionen erworben. Das Manual wird gegenwärtig ins Chinesische übersetzt und soll Anfang 2004 in 2000 Exemplaren in chinesischer Sprache für die Lehre an Hochschulen sowie für die Ausbildung und Anleitung des Personals an seismischen Stationen in China genutzt werden. Das CTBTO sowie das International Institute for Seismology and Earthquake Engineering in Tsukuba, Japan, nutzen das Manual ebenfalls für ihre eigenen Seismologie-Trainingskurse.

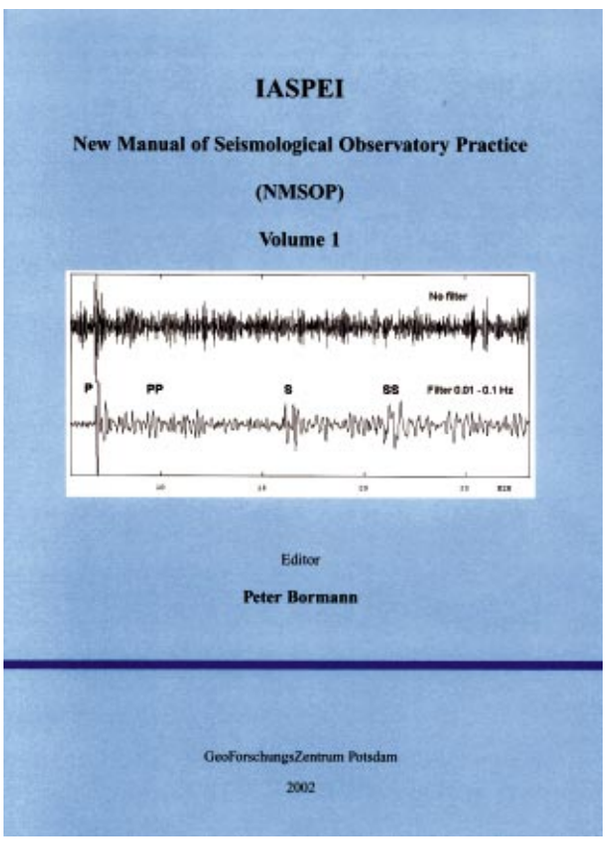


Abb. 2.28: *Deckblatt des Bands 1 des vom GFZ Potsdam herausgegebenen Neuen Handbuchs der IASPEI für Seismologische Observatoriumspaxis*

Cover of volume 1 of the IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice, edited and published by the GFZ Potsdam

Seismische Geschwindigkeiten und Absorption im Inneren Erdkern

Die Analyse der Laufzeiten seismischer Wellen liefert die beste räumliche Auflösung der Struktur der tiefen Erde. Durch die Aufstellung temporärer, dichter seismischer Netze wurde die Entwicklung neuer Methoden angeregt, welche die Wellenformen und nicht nur die klassisch bestimmten Laufzeiten ausnutzen. Solche nichtlinearen Algorithmen ermöglichen es nun seismische Wellen wie die PKP-Wellengruppe zu untersuchen, welche den inneren Erdkern durchläuft und im Entfernungsbereich von 146 bis 153 Grad aus 3 interferierenden Phasen besteht *(1)* den AB-Ast mit Wendepunkten bis zur Mitte des flüssigen Äußeren Kerns, *(2)* den BC-Ast mit Wendepunkten bis zur Basis

des Äußeren Kerns, *(3)* den DF-Ast mit Wendepunkten im stark absorbierenden Rand des festen Inneren Kerns (Abb. 2.29, oben).

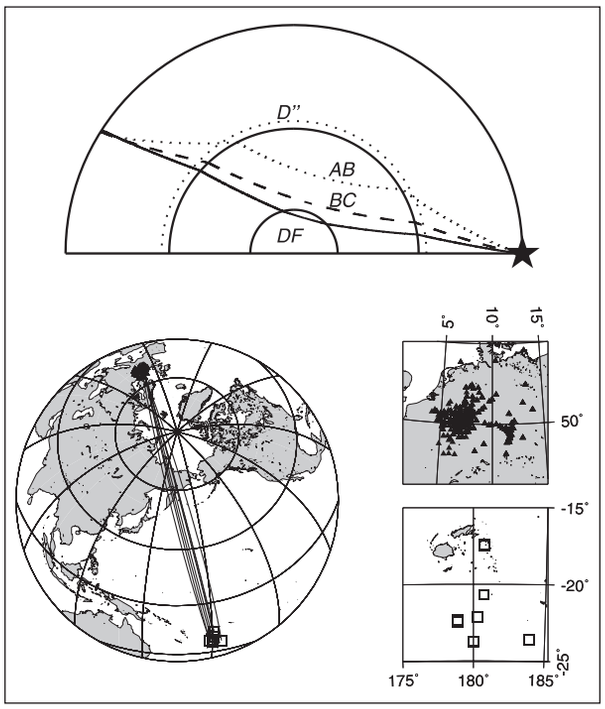


Abb. 2.29: *(Oben) Strahlenweg der drei PKP-Laufzeitäste in der Erde. PKP (DF) volle Linie, PKP (BC) (gestrichelt) und PKP (AB) (gepunktet). Das Erdbeben (Stern) und die D''-Schicht an der Basis des Erdmantels sind ebenfalls gekennzeichnet. (Unten links) Stationen (Dreiecke) und Erdbeben (offene Quadrate) mit Strahlpfaden (schwarze Linien). (Unten rechts) Vergrößerungen der Empfänger- und Quell-Region.*

(Top) Ray paths of the three PKP branches in the Earth: PKP(DF) (full line), PKP(BC) (dashed line) and PKP(AB) (dotted line). The event (black star) and the D'' layer at the base of the mantle are also indicated. (Bottom) On the left, locations of stations (black triangles) and events (open squares) with typical great circle paths (full lines). On the right, zoom of the receiver (top) and source (bottom) regions.

Der untersuchte Datensatz besteht aus den Registrierungen von acht Beben in Tonga-Fidji am Eifel-Plume-Array (ca 150 Stationen, Abb. 2.29, unten). Abb. 2.30a zeigt die Daten eines Bebens, Abb. 2.30b zusätzlich die synthetischen Seismogramme für das beste Modell und Abb. 2.30c die Abweichung der Laufzeiten des besten Modells relativ zu einem Referenz-Erdmodell. Aus der Laufzeitanalyse ergibt sich, dass der PKP(AB)-Ast eine Gruppe verspäteter Einsätze sowie teilweise frühere Ankunftszeiten zeigt, die durch Inhomogenitäten an den Eintritts- oder Austrittspunkten des AB-Phase in den Erdkern verursacht werden. Die hierbei beobachtete starke räumliche Variation deutet auf kleinräumige Inhomogenitäten hin. Da man davon ausgeht, dass der schnell konvektierende, flüssige äußere Erdkern gut durchmischt wird, ist der wahrscheinlichste Ort für die Inhomogenitäten die Basis des Erdmantels, welche

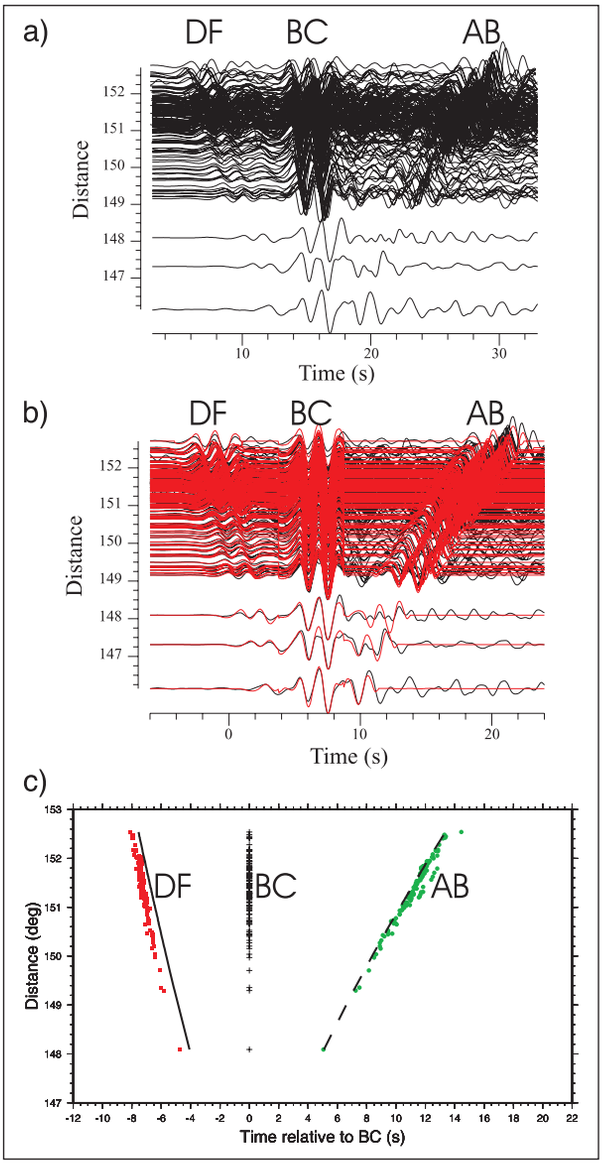


Abb. 2.30: *Datenbeispiel.* ***(a)*** *Rohdaten, ausgerichtet auf die theoretische Ankunftszeit von PKP (BC) in der Mitte als Funktion der Epizentralentfernung (in Grad).* ***(b)*** *Rohdaten (schwarze Linien) und synthetische Seismogramme für das beste Model (rote Linien), ausgerichtet auf die theoretische Ankunftszeit von PKP (BC).* ***(c)*** *Laufzeiten von PKP(DF) und PKP(AB) relativ zu PKP(BC) für das beste Model. Die schwarze und die gestrichelte Linie sind die entsprechenden Laufzeiten für das Erdmodel ak135.*

Example. ***(a)*** *Raw data aligned on the theoretical arrival time of PKP(BC), and plotted as a function of their epicentral distance (in degrees).* ***(b)*** *Data (black lines) and best model synthetic seismograms (red lines) aligned on the PKP(BC) phase.* ***(c)*** *Best model arrival times of PKP(DF) and PKP(AB) relative to PKP(BC), dashed lines indicate theoretical arrival times predicted by the AK135 reference Earth's model.*

durch klassische Laufzeittomographie nicht aufgelöst werden kann (siehe auch Beitrag zum unteren Erdmantel unter dem nördlichen Asien).

Die einzige Region, an der der BC- und der DF-Ast räumlich getrennt sind ist der Innere Erdkern (Abb. 2.29, oben), so dass die Ursache für die Abweichung der beobachteten Laufzeit-Residuen (Abb. 2.30) dort zu vermuten ist. Hierbei wird erneut davon ausgegangen, dass der schnell konvektierende, flüssige äußere Erdkern relativ homogen ist. Die Inversion dieser Daten ergibt ein Modell mit einer P-Wellen-Geschwindigkeitserhöhung von ca. 1% relativ zu Standard-Erdmodellen in den obersten 150 Kilometern des Inneren Erdkerns. In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu erwähnen, das unser Modell nur für den speziellen hier benutzten Pfad gilt, während die Referenzmodelle Mittelwerte über die ganze Erde sind.

Ein weiterer Parameter, der sich mit den Eifel-Daten ableiten lässt, ist die Absorption am äußeren Rand des Inneren Erdkerns, welcher für das Wachstum des Inneren Erdkerns von entscheidender Bedeutung ist. Die hier untersuchten Daten ergeben eine Untergrenze von Q = 75, und ein Mittelwert von ca. Q = 330 für die obersten 300 km des Inneren Erdkerns.

Der untere Erdmantel unter dem nördlichen Asien

Die Untersuchung der D” -Region, d.h. der untersten 300 km des Erdmantels, liefert wichtige Randbedingungen für geo-tektonische Prozesse wie Subduktion in den unteren Erdmantel, Plume-Bildung an der Kern-Mantel-Grenze (KMG) und Konvektion in Erdkern und Erdmantel. Die Region unter dem nördlichen Asien ist besonders gut untersucht, mit einer Diskontinuität ca. 300 km oberhalb der KMG. Die bisher benutzten Quell-Empfänger-Kombinationen (Kurilen – Japan/Deutschland) erlaubten allerdings nur eine sehr eingeschränkte azimutale Überdeckung. Die Hinzunahme der Registrierungen von Hindu-Kush-Beben, aufgenommen in Kanada, ermöglicht nun zum ersten Mal eine nahezu orthogonale Überdeckung einer D“-Region (Abb. 2.31).

Für ein vorgegebenes Zeitfenster lässt sich dann mittels eines seismischen Arrays und einer Frequenz-Wellenzahl Analyse (f-k-Analyse) die Richtung (Azimut) und die Entfernung (via Slowness) des Entstehungsortes

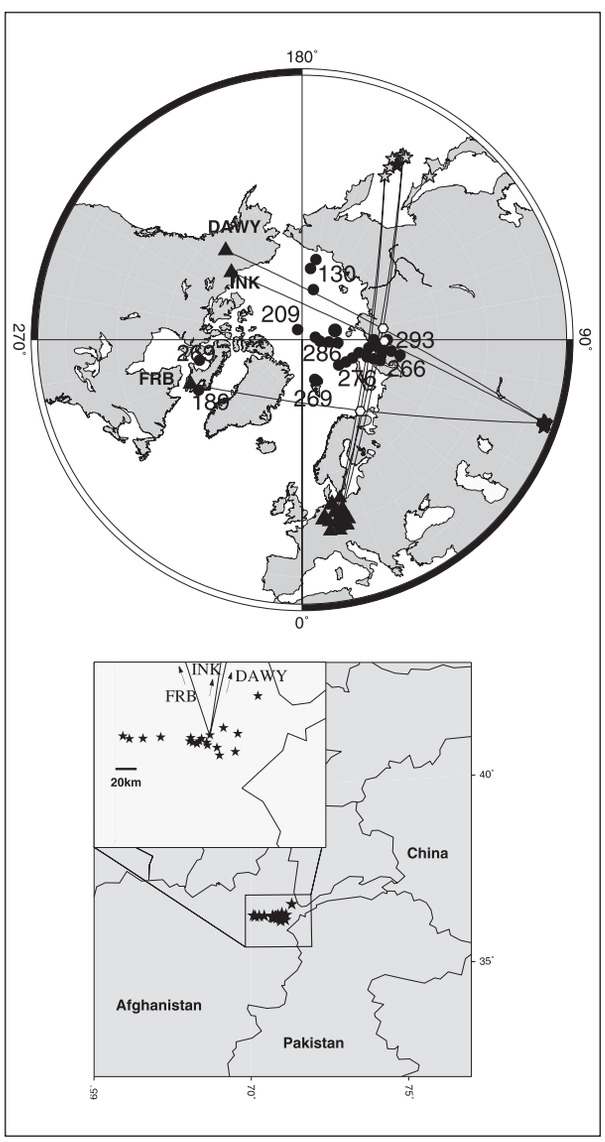


Abb. 2.31: *(Oben) Quell-Empfänger-Geometrie zur Untersuchung von D“ unter dem nördlichen Asien. Erdbeben in Japan, den Kurilen und dem Hindu-Kush sind durch Sterne gekennzeichnet und die Großkreise sind ebenfalls gegeben. Schwarze Dreiecke sind die Stationen des Canadian National Seismograph Network (CNSN), des German Regional Seismograph Network (GRSN) und des GRF-Arrays. Abschätzungen der Dicke von D” aus früheren P-Wellenstudien sind neben den schwarzen Kreisen gegeben. Die grauen Sechsecke bezeichnen die D”-Gebiete, die durch die Kombination Hindu-Kush nach Canada ausgeleuchtet werden. (Unten) Epizentren in der Hindu-Kush-Region (Sterne). Die Herdregion ist ca. 50 x 120 km gross. Die Großkreise zu den CNSN-Stationen FRB, INK and DAWY sind auch im Insert gegeben.*

(Top) Source-receiver geometries used to study D” beneath northern Asia. Earthquakes in Japan, the Kuriles and the Hindu-Kush region are indicated by stars, together with the respective great circle paths. Black triangles show the stations of the Canadian National Seismograph Network (CNSN), the German Regional Seismograph Network (GRSN) and the GRF-array. Estimates of D” thickness from previous P-wave studies are indicated near the solid circles. The gray hexagons indicate the D” regions imaged by the paths between the Hindu-Kush region and Canada. (Bottom) Epicenters of events in the Hindu-Kush region (stars). The region covered by these events is approximately 50 x 120 km. The great circles to the CNSN stations FRB, INK and DAWY are also shown in the insert.

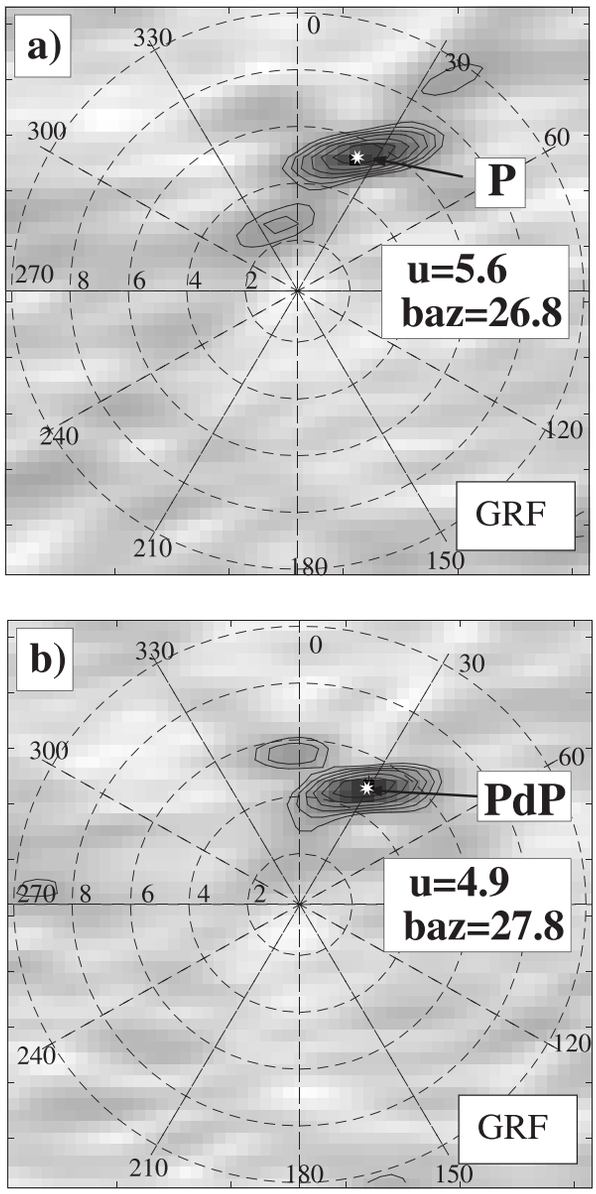


Abb. 2.32: (a) *Empfänger-Array f-k-Analyse für ein Kurilen-Beben (P-Welle am GRF). Die P-Wellen Slowness beträgt 5,6 (± 0,5) s/deg und der Backazimut ist 26,8 (±11) deg.* ***(b)*** *Wie (a) aber für PdP. Die PdP-Wellen Slowness beträgt 4,9 (± 0,5) s/deg und der Backazimut ist 27,8 (±11) deg.*

(a) *Receiver f-k analysis of the P wave for GRF recordings of a Kurile event. The P-wave slowness value is 5.6 (± 0.5) s/deg and the back-azimuth is 26.8 (±11) deg.* ***(b)*** *as (a) but for PdP. Here the PdP-wave slowness is 4.9 (± 0.5) s/deg and the PdP-wave back azimuth is 27.8 (±11) deg.*

einer seismischen Welle, z.B. in D“, bestimmen. Abb. 2.32 zeigt dies für ein Beben in den Kurilen, registriert am Gräfenberg (GRF) -Array. Die direkte P-Welle hat z.B. eine Slowness von 5,6 sec/deg, während die PdP, die Reflektion von einer Diskontinuität 293 km oberhalb der KMG unter Nord-Asien, eine Slowness von 4,9 sec/deg hat. Da in Kanada kein Empfänger-Array zur Verfügung stand, wurde stattdessen für jede der kanadischen Stationen ein Quell-Array aus 19 Hindu-Kush-Beben verwendet (Abb. 2.31, unten). Während die Tiefenlage von PdP (Abb. 2.33) für den Pfad Kurilen/GRSN-GRF (Kreuze, 293 km über KMG) sehr gut mit der des Pfades Hindu-Kush-/INK (graue Dreiecke, 310 km über KMG) übereinstimmt, liegt die Reflektion für Hindu-Kush/DAWY nahezu 100 km tiefer (graue Kreise, 210 km über KMG). Dies ist ein deutlicher Hinweis auf starke laterale Inhomogenitäten im unteren Erdmantel. Abb. 2.33 zeigt, unter der Annahme, dass PdP auf dem Großkreis verläuft, als graue Sterne die Lage der Reflektionspunkte in D“ für die Hindu-Kush/FRB Kombination. Aus der f-k-Analyse ergeben sich allerdings starke laterale Abweichungen vom Großkreis für dieses PdP, so dass der tatsächliche Reflektionspunkt ca. 15 Grad südlicher und nur noch 91 km über der KMG liegt und an die in Thomas et al. (1999) untersuchten Gebiete (graue Schattierung) angrenzt. Der wahrscheinlichste Grund für die starke Topographie und Inhomogenität des untersten Erdmantels unter dem nördlichen Asien ist die Interaktion von kaltem subduzierten Material, der mittlerweile vollkommen subduzierten Izanagi- oder Kula-Platte aus dem Pazifik (Scherbaum et al. 1997), mit dem untersten Erdmantel über der KMG.

Der obere Erdmantel unter dem Pazifik

Die Kombination von seismischer, chemischer, petrologischer und thermischer Information erlaubt die Beantwortung zentraler Fragen der Dynamik des Erdmantels. Die Bestimmung der Lage, der Schärfe und des Impedanz-Kontrastes (Produkt aus Geschwindigkeit und Dichte) an den Diskontinuitäten des oberen Erdmantels ist der wichtigste Beitrag der Seismologie hierzu. Hierzu werden Vorläufer der PP-Phase benutzt, d.h. Vorläufer der seismischen Welle welche in der Mitte zwischen Quelle und Empfänger an der freien Oberfläche reflektiert wird (Abb. 2.34, oben). Der Vorläufer P^xP wird unterhalb dieses Reflektionspunktes in der Tiefe „x“ reflektiert, z.B. an der 410- und der 660-km Diskontinuität, und kommt vor PP an (Abb. 2.34, unten).

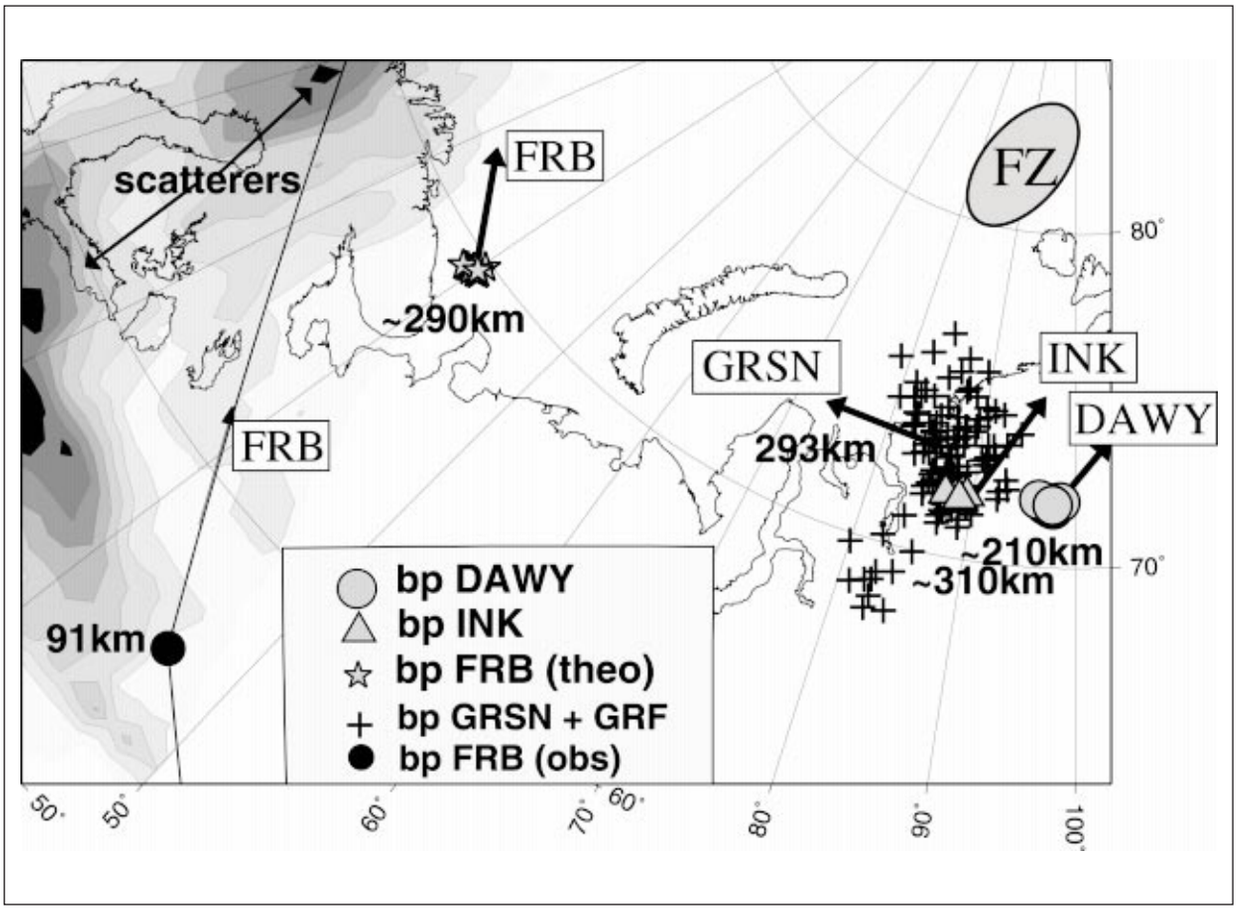


Abb. 2.33: *Reflektionspunkte an D“ mit jeweiliger Entfernung von der Kern-Mantel-Grenze (KMG). Die Kreuze sind die Reflektionspunkte der Japan/Kurilen-Beben, registriert in Deutschland (GRSN, Thomas & Weber 1997). Die grauen Symbole (Sterne, Dreiecke, Kreise) sind die Großkreis-Reflektionspunkte für den Pfad Hindu-Kush nach Kanada. Die zugehörigen Pfeile zeigen die Richtung des jeweiligen Großkreises. Der schwarze Kreis links unten ist der aus den FRB-Daten (Zeit, Backazimut, Slowness) bestimmte tatsächliche Reflektionspunkt. Die graue Ellipse ist die 1Hz-Fresnel-Zone (FZ) für den Hindu-Kush/Canada-Pfad. Das graue Gebiet westlich dieses Punkts ist die Region die Thomas et al. (1999) nach Streuern in D“ untersucht haben und die schwarzen Gebiete sind die hierbei gefundenen Streuer in D“*

Reflection points at the top of D” with the corresponding distances of the reflector from the CMB. The crosses are reflection points for the Kurile and Japan events recorded in Germany (GRSN, Thomas & Weber 1997). The grey symbols (stars, triangles, circles) are geometric reflection points for the Hindu-Kush to Canada paths. The arrows extending from the symbols show the direction of the great circle path to the receivers. The black circle in the bottom left corner shows the reflection point for station FRB using slowness, back-azimuth and travel-time values from this study. The grey ellipse shows the 1D Fresnel zone (FZ) for 1 Hz data for the Hindu-Kush to DAWY (INK) paths. The gray shaded area west of the geometric reflection points for station FRB shows the area where Thomas et al. (1999) have searched for scatterers and the black areas within this region show the location of isolated scatterers found for a layer 1 km above the CMB.

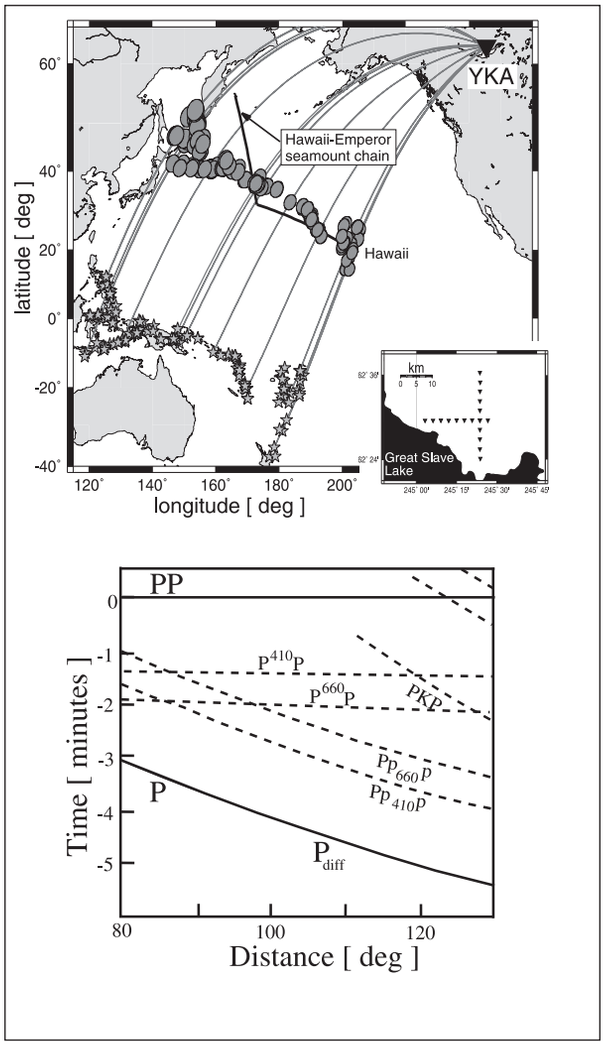


Abb. 2.34: *(Oben) Quell-Empfänger-Geometrie mit Großkreisen als dünnen Linien. Die 124 Erdbeben (Sterne) aus dem südlichen und westlichen Pazifik werden am Yellowknife Array (YKA, Dreiecke) registriert. Die PP-Reflektionspunkte (Ellipsen) überdecken die Hawaii-Emperor-Kette und die Kurilen-Subduktionszone. Die eigentlich sattelförmige Fresnel-Zone von PP, der Reflektion an der freien Oberfläche in der Mitte zwischen Quelle und Empfänger, wird für die ±0,25s-Isochrone als Ellipse approximiert. Die dicke Linie folgt dem Verlauf der Hawaii-Emperor-Kette. Das Insert zeigt die Konfiguration von YKA mit je 9 SP-Vertikalseismometern pro Arm. (Unten) Laufzeitkurven für das Referenzerdmodell IASP91 im Entfernungsbereich von 80 bis 130 Grad, relativ zu PP. Phasen mit PP-ähnlicher Slowness (wie die Unterseitenreflexion P^xP aus der Tiefe "x") sind nahezu parallel zu PP. Phasen wie P und Reflektionen an den Diskontinuitäten im oberen Erdmantel under der Station (z.B. $Pp_{410}p$ und $Pp_{660}p$) haben eine kleinere Slowness.*

(Top) Source receiver combination used. The 124 sources (stars) recorded at the Yellowknife Array (YKA, triangle) are located in the western Pacific Rim. The PP surface reflection points (ellipses) form a corridor from the tip of the Hawaiian chain to the Kurile subduction zone. The saddle shaped PP Fresnel zone, defined by the ±0.25 s isochrone, is approximated by an ellipse. Great circle paths to YKA are marked as thin lines. The thick line shows the approximate location of the Hawaii-Emperor seamount chain. The insert shows the configuration of YKA, with two 20 km long branches oriented West-East and South-North, equipped with 9 short-period, vertical seismometers with a station spacing of 2.5 km. (Bottom) P-wave travel-time curves computed for the reference Earth model IASP91 and epicentral distances of 80 to 130 deg. Travel times are relative to the PP arrival. Phases with slowness similar to PP (like the underside reflections P^xP from the depth "x") are nearly parallel to PP. Phases like P and the upper-side reflections off the discontinuities $Pp_{410}p$ and $Pp_{660}p$) show much smaller slownesses.

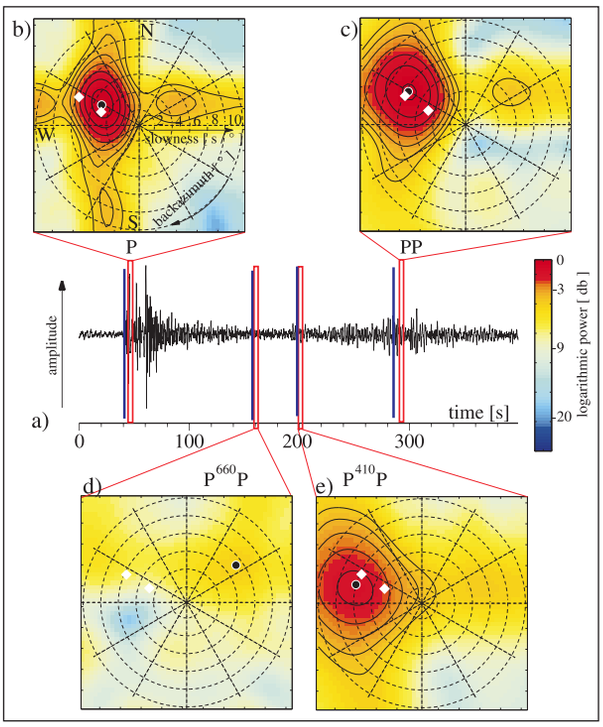


Abb. 2.35: *Vier "Sliding window f-k-Analysen" für ein Beben in den Philippinen.* ***(a)*** *Summenspur von YKA mittels theoretischem Back-Azimut und Slowness von PP. Die theoretischen Einsatzzeiten von P, PP, $P^{660}P$ und $P^{410}P$ sind durch blaue Linien gekennzeichnet. Rote Fenster sind die in b) bis e) für die f-k-Diagramme benutzten Zeitfenster.* ***(b)*** *f-k-Diagramm des P-Fensters (u^{theo}_P = 4,43 s/deg). Die theoretischen Werte von P und PP (Slowness und Back-Azimut) sind durch weiße Rauten markiert. Der schwarze Kreis ist das Maximum der beobachteten slowness und des Back-Azimuts.* ***(c)*** *Wie b) aber für PP mit der erwarteten höheren Slowness (u^{theo}_{PP} = 7,65 s/deg).* ***(d)*** *und* ***(e)*** *Wie b) aber für $P^{660}P$ und $P^{410}P$. Während die 410 im Pazifik eine kohärente Phase erzeugt ($P^{410}P$), ist $P^{660}P$ nicht sichtbar.*

Four sliding window f-k analysis snapshots for an event in the Philippines. ***(a)*** *Beam trace of YKA using the theoretical slowness and back azimuth of PP. IASP91 theoretical arrival times of P, PP, $P_{660}P$ and $P_{410}P$ are marked by vertical blue lines. Red frames mark time*

windows used for the f-k diagrams shown in b) to e). ***(b)*** *f-k diagram of P time window (u^{theo}_P = 4.43 s/deg). The theoretical parameters (slowness and back azimuth) of P and PP for IASP are marked by the white diamonds. The black circle marks the observed slowness and back azimuth.* ***(c)*** *PP arrival showing the expected high slowness (u^{theo}_{PP} = 7.65 s/deg).* ***(d)*** *and* ***(e)*** *time windows of $P_{660}P$ and $P_{410}P$, respectively. No coherent signal is visible for the $P_{660}P$ time window, whereas $P_{410}P$ shows a coherent phase arriving with PP slowness and along the great circle path.*

Durch die Verwendung eines kurz-periodischen Arrays (YKA, Abb. 2.34) lässt sich zum einen die Fresnel-Zone, ein Maß für die räumliche Auflösung, klein halten und andererseits erlaubt es die Anwendung von Arraytechniken, d.h. die Bestimmung von Back-Azimut (Richtungsinformation) und Slowness (Entfernung des Reflektionspunktes zum Empfänger). Die Lage von YKA und die Verteilung der Beben erlaubt es, einen Großteil der Hawaii-Emperor-Kette von unten zu beleuchten. Abb. 2.35 zeigt ein Ergebnis einer Frequenz-Wellenzahl-Analyse mit den Phasen P und PP. Während eine deutliche Reflexion von der 410 km Diskontinuität sichtbar ist ($P^{410}P$), fehlt hier und in allen anderen Beobachtungen ($P^{660}P$). Die Beobachtungen der 410-km-Diskontinuität („410“) treten allerdings nicht entlang des gesamten Korridors entlang der Hawaii-Emperor-Kette (Abb. 2.34) auf, sondern nur bei den Kurilen und unter Hawaii. Während die „410“ vor der Subduktion unter den Kurilen bei ca. 405 km liegt, ist sie in der Subduktionszone um 70 bzw. um 40 km angehoben. Für eine Clapeyron-Steigung von 2,9 MPa/K an der „410“ entspricht dies einer Temperaturerniedrigung von ca 1000 Grad relativ zum Mantel, in Übereinstimmung mit der Temperaturerniedrigung von 800 bis 1000 Grad für eine 100 bis 130 Millionen Jahre alte ozeanische Lithosphäre. Dass bei anderen Studien keine solch großen Anhebungsraten gefunden wurden, liegt möglicherweise an der schlechteren räumlichen Auflösung langperiodischer Daten und der Mittelung von Beobachtungen an Einzelstationen (anstatt an Arrays wie hier verwendet). Das aus den Beobachtungen konstruierbare Profil über Hawaii deutet auf lokale Topographie der „410“ hin, allerdings ist die Datenbasis nicht groß genug für eine abschließende Interpretation.

Die „660“ wird in diesem Datensatz nie beobachtet. Dies könnte seine Ursache in langwelliger Topographie der Diskontinuität haben, aber es ist unwahrscheinlich, dass dies für den gesamten West-Pazifik gilt (Abb. 2.34). Wahrscheinlicher ist, dass die Kombination der Dicke der Diskontinuität mit dem Impedanz-Kontrast nicht ausreicht, um in den hier erstmals verwendeten kurz-periodischen Daten signifikante $P^{660}P$-Phasen zu erzeugen. Zur Abschätzung dieser Parameter wurde ein Grid-Search mittels synthetischen Seismogrammen für viele Kombinationen von Dicke der „660“ (0 bis 26 km) und des Impedanz-Kontrasts (4 bis 17 %) durchgeführt (Abb. 2.36). Modelle mit großem Kontrast und dünnen Gradientenzonen (rote, rechte untere Ecke in Abb. 2.36) würden $P^{660}P$-Phasen erzeugen, welche in den YKA-Daten sichtbar wären. Da $P^{660}P$ nie beobachtet wurde, kennzeichnet die rote Region den Parameterraum, der die Daten nicht erklärt. Dies bedeutet auch, dass das Standard-Erdmodell IASP91 für den westlichen Pazifik nicht gültig ist. Aus diesem Ansatz folgt weiterhin, dass die „660“ im westlichen Pazifik mindestens 12 km dick ist, wenn typische Geschwindigkeiten und Dichten im

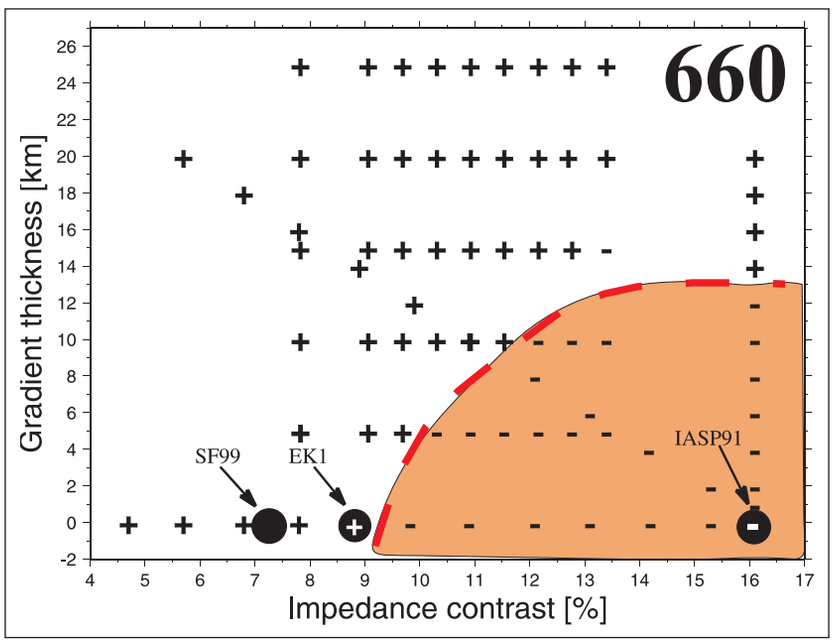


Abb. 2.36: *Dicke und Impedanzkontraste an der 660-km-Diskontinuität. Ein “-“ steht für ein Modell, welches für diese Werte einen beobachtbaren Vorläufer ($P^{660}P$) produzieren würde (im Widerspruch zu den Daten), ein “+” steht für ein Modell, das kein beobachtbares $P^{660}P$ produziert (in Übereinstimmung mit den Daten). Die rote Region zeigt den Parameterraum, der für den Pazifik im Widerspruch zu den Daten steht. Die Modelle SF99 (Flanagan and Shearer 1999) und EK1 (Estabrook and Kind 1996) stimmen mit den Daten für den Nord-West Pazifik überein, während IASP91 für diese Region nicht gültig ist.*

Thickness and impedance change across the 660. A ”-” denotes a combination producing a detectable $P^{660}P$ (in disagreement with the data); a “+” denotes a combination that would not produce a detectable precursor (in agreement with data). The red area indicates the parameter space that is in disagreement with the data from the Pacific. The models SF99 (Flanagan and Shearer 1999) and EK1 (Estabrook and Kind 1996) are in agreement with our data for the north-western Pacific, whereas IASP91 is in disagreement with our study.

oberen Erdmantel angenommen werden, oder dass der Impedanzkontrast bei einer scharfen Diskontinuität kleiner als 9% sein muss. Dies stimmt wiederum mit neueren Erdmodellen wie SF99 (Flanagan and Shearer 1999) und EK1 (Estabrook and Kind 1996) überein. Wegen des trade-offs zwischen den beiden Parametern ist aber eine genauere Bestimmung der Struktur der “660” mit dieser Methode allein nicht möglich.

Temperaturabschätzung in der Kruste Tibets mittels der seismischen Detektion des α-β-Quarz-Überganges

Die Temperatur ist in der kontinentalen Kruste einer der wichtigsten Faktoren, welche die Dynamik der Lithosphäre beeinflussen. In den meisten Fällen wird die Temperatur in den tieferen Bereichen der Kruste durch Extrapolation von an der Erdoberfläche gemessenen Parametern abgeschätzt. Die hierfür zugrunde liegenden Annahmen können in Regionen aktiver Tektonik oder Fluid-Migration versagen. In seltenen Fällen werden Temperaturen von 700 °C oder mehr in der oberen/mittleren kontinentalen Kruste mit quarz-reichen Gesteinen angetroffen. In solchen Fällen erfolgt die α-β-Quarz-Transition (ABQT), welche ein mit seismischen Methoden messbares Signal erzeugt. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, mit aus Labormessungen bekannten ABQT-Phasen-Diagrammen die Temperatur in der tiefen kontinentalen Kruste genau zu bestimmen.

Entlang des INDEPTH-III Profils in Zentraltibet (Abb. 2.37) wird die Grenze zwischen der oberen und mittleren Kruste als ABQT interpretiert (Abb. 2.38). An dieser Grenze nimmt die P-Geschwindigkeit mit der Tiefe um 0,2 bis 0,4 km/s zu, jedoch nicht die S-Geschwindigkeit. Dies ist der zu erwartende Kontrast der seismischen Geschwindigkeiten der ABQT, der damit in 25±3 km Tiefe südlich der Banggong-Nujiang-Sutur (BNS, Bildmitte in Abb. 2.37) und 20±2 km Tiefe nördlich der BNS liegt. Unter Berücksichtigung des Quarz-Phasendiagramms resultiert daraus eine Temperatur von etwa 750 °C südlich der BNS und ein durchschnittlicher Temperatur-Gradient von 30 °C/km. Nördlich der BNS ergibt sich dagegen eine Temperatur an der ABQT von etwa 710 °C und ein durchschnittlicher Temperatur-Gradient von 36 °C/km. Die hohen Temperaturen in der oberen Kruste nördlich der BNS entsprechen der hohen elektrischen Leitfähigkeitsanomalie direkt unterhalb der ABQT (Abb. 2.38). Die wahrscheinlichste Erklärung für diese Anomalie ist, dass sie einen hohen Grad partieller Schmelzen von biotithaltigen felsischen Gesteinen bei 800 bis 900 °C repräsentiert. Diese Temperatur ist 3 bis 5 km unterhalb des ABQT zu erwarten.

Ungewöhnlich hohe Temperaturen in der Kruste nördlich der BNS stehen auch im Einklang mit *(1)* niedrigen seismischen Geschwindigkeiten in der oberen und mittleren Kruste (U.C. and M.C. in Abb. 2.38), *(2)* der Beschränkung der Seismizität auf die obere Kruste, *(3)* der Abwesenheit der seismischen Sn-Phase sowie *(4)* mit Temperaturabschätzungen anhand krustaler Xenolithe. Die hohen elektrischen Leitfähigkeiten und daher hohen Anteile partieller Schmelzen direkt unterhalb der ABQT treten südlich der BNS im nördlichen Lhasa-Block nicht auf (Abb. 2.38). Noch weiter südlich im Yadong-Gulu-Rift im südlichen Lhasa-Block, wo sich das INDEPTH I + II-Profil befindet (Abb. 2.37), gibt es dagegen wieder Hinweise für hohe Anteile partieller Schmelzen in der

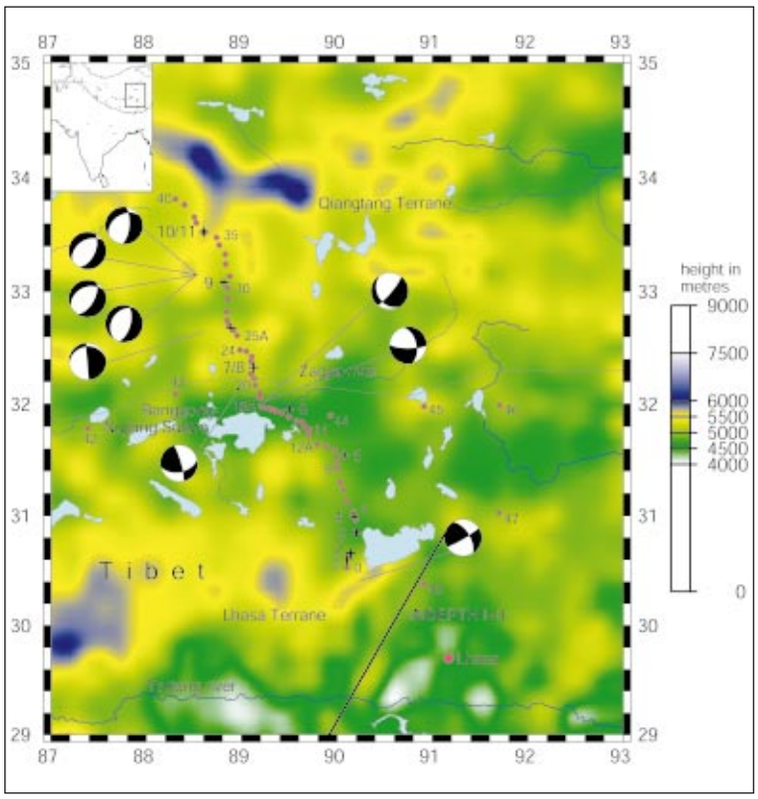


Abb. 2.37: *Lage des INDEPTH III-Profils in Zentral-Tibet. Die Schüsse sind durch Kreuze und größere Zahlen markiert, die Empfänger durch Kreise und kleinere Zahlen. Zusätzlich sind die Epizentren und Herdflächenlösungen für die neun Erdbeben eingezeichnet, aus denen das S-Wellen-Geschwindigkeitsmodell abgeleitet worden ist.*

Location map for the INDEPTH III profile in central Tibet. Crosses and larger numbers represent shots, while circles and smaller numbers represent recording stations. The epicenters and fault plane solutions of the nine earthquakes used to derive the S-wave velocity model are also shown.

mittleren Kruste. Möglicherweise erfordern die neuen Ergebnisse daher eine Neubewertung der Resultate des INDEPTH-II-Experimentes, welches entlang einer aktiven Riftzone durchgeführt wurde. Die Variabilität des Gehaltes partieller Schmelzen deutet möglicherweise auf einen räumlich stark veränderlichen Wassergehalt in der mittleren Kruste Tibets hin.

Zusammenfassend scheint es, dass die seismische Grenze zwischen der oberen und mittleren Kruste in Zentraltibet durch die ABQT repräsentiert ist und daher das Ergebnis (rezenter) geologischer Prozesse ist, jedoch keine lithologische Grenze.

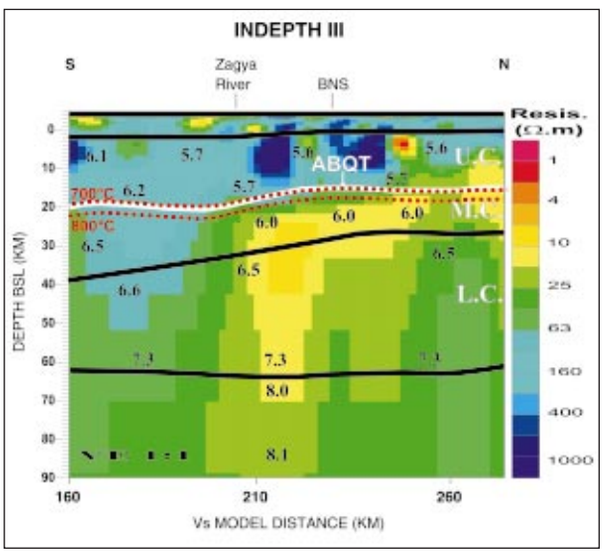


Abb. 2.38: *Aus magnetotellurischen Daten abgeleitetes Leitfähigkeits-Modell für den zentralen Teil des INDEPTH III-Profils im Bereich der Banggong-Nujiang Sutur-(BNS) in Zentraltibet. Das Leitfähigkeits-Modell ist mit den Schichtgrenzen und P-Geschwindigkeiten des 2D-seismischen Modell überlagert. Heiße Farben (Rot und Gelb) zeigen Bereiche hoher Leitfähigkeit, während kalte Farben (Blau und Violett) Bereichen mit niedriger Leitfähigkeit entsprechen. Seismische Geschwindigkeiten sind in km/s angegeben. ABQT: α-β-Quarz-Übergang, U.C.: obere Kruste, M.C.: mittlere Kruste, L.C.: untere Kruste.*

Conductivity model derived using magnetotelluric data for the central part of the INDEPTH III profile in the vicinity of the Banggong-Nujiang suture (BNS) in central Tibet. The conductivity model is overlain by the layer boundaries and point P-wave velocities taken from the 2-D seismic model. Hot colors (red and yellow) indicate areas of high conductivity whereas cold colors (blue and purple) indicate zones of low conductivity. Seismic velocities are in km/s. Key: ABQT: α-β-quartz transition, U.C.: upper crust, M.C.: middle crust, L.C.: lower crust.

Geophysikalische Abbilder und ein Krustenmodell für den Messum-Ringkomplex in Namibia

Kontinentales Rifting und das damit initiierte Aufbrechen von Kontinentplatten wird häufig durch eine intensive magmatische Aktivität begleitet. Ein aktuelles Beispiel hierfür ist das ostafrikanische Grabensystem, wo zahlreiche Vulkane innerhalb sowie an den Flanken des fortschreitenden Bruchs seit mehreren Millionen Jahren aktiv sind. Der Endzustand solcher Prozesse kann an konjugierten passiven Kontinenträndern untersucht werden, wo sich heute die Relikte von ehemaligen Riftzonen befinden. Insbesondere die großen magmatischen Provinzen wie z.b. an den nordatlantischen Rändern in der Nähe des Island-Plumes oder die Paraná-Etendeka-Provinz in Brasilien und Namibia liefern Einblicke in die auch global relevanten Stoff- und Transportprozesse in vulkanischen Riftgebieten.
Beim Zerfall von Westgondwana in der frühen Kreidezeit eruptierten im Bereich des nordwestlichen Kontinentrandes von Namibia große Mengen basaltischer Lava sowie assoziierte felsische Komponenten. Ungefähr zeitgleich entstanden auch etwa 20 Intrusivstöcke und Ringkomplexe, die rezent wegen der post-extensionalen kontinuierlichen Hebung und Erosion im sub-vulkanischen Niveau angeschnitten sind. Ringkomplexe sind typisch für kontinentale Rifts. Wegen des spezifischen Aufschlussniveaus ermöglichen sie direkte Einblicke in die Transportprozesse zwischen den krustalen bzw. lithosphärischen Magmenreservoiren und der Oberfläche. In der Oberkruste angeschnittene Ringkomplexe zeigen typischerweise Muster von vorwiegend sub-vertikalen, ineinander verschachtelten Intrusionen. Sich wiederholende Zyklen von Magmenförderung, Kaldera-Kollaps und Platznahme von ringförmigen Gängen erfolgen über zentrale Förderkanäle. Die Tiefenfortsetzung solcher Ringstrukturen bis in die mittlere Kruste folgt wahrscheinlich dem vertikalen Kontakt, wie aus gravimetrischen und magnetischen Untersuchungen abgeschätzt wurde (z.B. Bonin, 1986). Aussagen über den Aufbau von Ringkomplexen im krustalen Massstab waren bisher jedoch wegen fehlender Informationen, insbesondere über die Verhältnisse in der Unterkruste, kaum möglich. Um einen solchen Einblick in die Tiefenstruktur eines Ringkomplexes zu ermöglichen, legte das GFZ Potsdam eine seismische Traverse über den Messumkrater, einen der bedeutendsten magmatischen Komplexe der Damaraland-Provinz in NW-Namibia (Abb. 2. 39).

Die Ergebnisse aus den reflexionsseismischen Untersuchungen liefern zusammen mit gravimetrischen und aeromagnetischen Daten, sowie bereits existierenden Informationen zur seismischen Geschwindigkeit ein umfassendes geophysikalisches Abbild des Ringkomplexes (Bauer et al., 2003). Als wichtigstes Resultat wurde eine extrem stark intrudierte Wurzelzone nachgewiesen, die sich vertikal bis zur Moho in 38 km Tiefe erstreckt. Die Kruste unterhalb des Messumkraters erschien zunächst nach einer konventionellen reflexionsseismischen Datenbearbeitung weitestgehend trans-

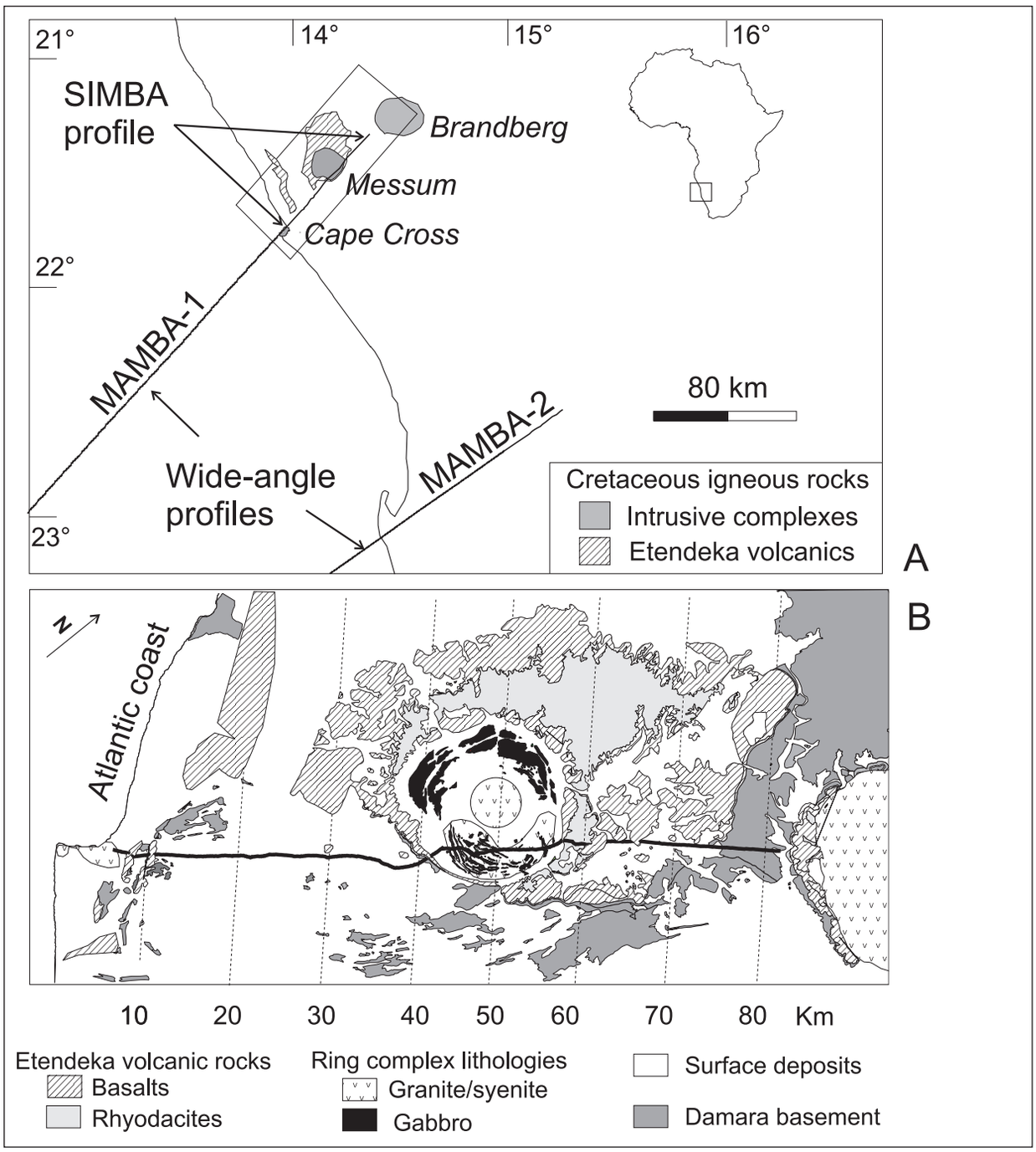


Abb. 2.39: (A) *Lageplan für das steilwinkelseismische SIMBA-Experiment, sowie der Verlauf von geophysikalischen on-/offshore-Traversen im Untersuchungsgebiet im nördlichen/zentralen Namibia.* ***(B)*** *Geologische Karte entlang des SIMBA-Profils nach Milner (1997).*

A) *Location map of north-central Namibia showing the SIMBA seismic traverse and the landward part of the MAMBA wide-angle seismic experiment with the Early Cretaceous igneous complexes Cape Cross, Messum and Brandberg.* ***(B)*** *Geological map of the SIMBA traverse modified from Milner (1997).*

parent. Ein differenzierteres Bild ergab sich jedoch durch seismisches Abbilden verschiedener Attribute. Die Intrusionszone ist demnach durch erhöhte Reflexionsstärken bei gleichzeitig schwacher Kohärenz der reflektierten Wellenfelder gekennzeichnet (Abb. 2.40). Im gesamten Krustenintervall wurden außerdem um etwa 0,2 bis 0,3 km/s erhöhte P-Wellengeschwindigkeiten im Vergleich zu den angrenzenden Gebieten abgeleitet. Diese Beobachtungen lassen sich am besten mit einer durch mafische Intrusionen stark heterogenisierten Kruste erklären. Diese Vorstellung wird auch durch gravimetrische und magnetische Daten gestützt (Abb. 2.41). Modellrechnungen ergaben, dass ein Anteil gabbroischen Materials von 20 bis 30% in der krustalen Säule sowohl die Geschwindigkeitsanomalie als auch die Potentialfelddaten erklären kann. Erhöhte Reflexionsstärken in Tiefen > 20 km könnten auf einen noch größeren Anteil mafischer Intrusiva in der unteren Kruste hindeuten. Eine Evaluierung durch die anderen geophysikalischen Verfahren ist hier allerdings wegen

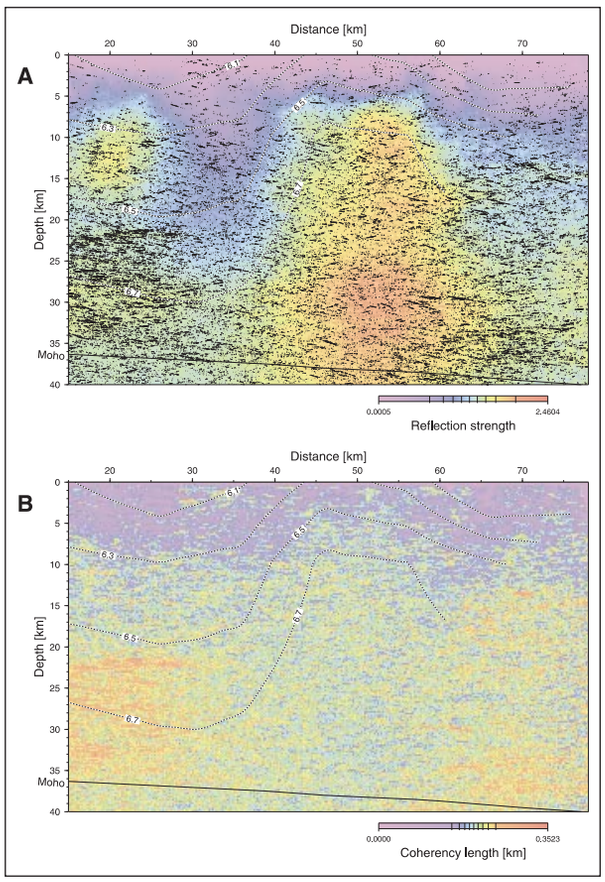


Abb. 2.40: *Seismische Eigenschaften der Kruste entlang der SIMBA-Traverse.* ***(A)*** *Verteilung der Reflexionsstärken, überlagert mit einer Liniendarstellung der mit einem automatisierten Verfahren selektierten deutlichsten Reflexionselemente.* ***(B)*** *Kohärenzlängenverteilung aus Semblance-Analyse. Die seismischen Geschwindigkeiten sowie der Verlauf der Moho basieren auf weitwinkelseismischen Untersuchungen.*

Seismic properties of the crust along the SIMBA profile. ***(A)*** *The line drawing migration is superimposed on the image of the reflection strength.* ***(B)*** *Image of the coherency length determined from semblance analysis and ray-theoretical depth migration. P-wave velocity contours and Moho location are based on wide-angle seismic data.*

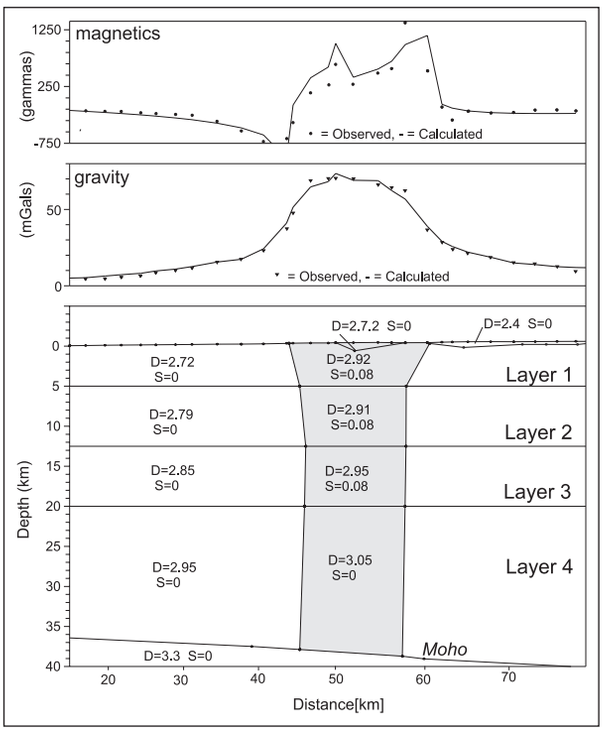


Abb. 2.41: *2D-gravimetrisches und magnetisches Modell für den Messum-Komplex sowie die angrenzende Kruste. Die Geometrie sowie die Dichtewerte des Modells basieren auf seismischen Informationen. Für die Modellierung der obersten Schicht wurde außerdem die Oberflächengeologie berücksichtigt.*

A 2D gravity and magnetic model of the crust beneath the Messum complex. Geometry and densities for the model are constrained by seismic data, and by the geology of the Messum complex for the uppermost layer.

deren zu geringen Auflösungsvermögens nicht möglich. Insgesamt ergibt sich für den Ringkomplex das Modell einer zylinderförmigen Intrusivstruktur mit ungefähr konstantem Radius von etwa 20 km in allen krustalen Tiefen (Abb. 2.42). Diese gleichförmige Tiefenverteilung könnte dadurch entstanden sein, dass der Transport und die Platznahme der Magmen unter den Bedingungen eines starken Fluiddruckes und hohen Magmenflusses in allen krustalen Tiefen in einem spröden Regime erfolgte.

Das seismische Experiment Südafrika/Westküste (Landteil)

In Fortsetzung mehrjähriger Forschungsarbeiten im Ozean-Kontinentübergangsbereich in Namibia wurde im Frühjahr 2003 in Zusammenarbeit mit der BGR Hannover und dem Council For Geosciences (CGS) Kapstadt ein seismisches onshore-offshore-Experiment an der Westküste Südafrikas durchgeführt. Das Ziel dieser Arbeiten war die weitere Klärung der Prozesse, die mit den magmatischen Aktivitäten im Zusammenhang mit der Öffnung des Süd-Atlantiks während der Kreidezeit (vor ca. 140 bis 120 Mio. Jahren) stehen. Dabei standen zwei geologisch-geodynamische Fragestellungen im Vordergrund: *(1)* Setzt sich die im küstennahen offshore Bereich vor Namibia beobachtete hohen seismische Geschwindigkeit, die ein Indikator für ein magmatisches Underplating ist, bis vor die Küste Südafrikas fort? *(2)* Welche Rolle spielt der magmatische Intrusionskomplex bei Kotzerus, dessen Alter vergleichbar mit dem des Brandberges in Namibia ist, für den Verlauf der Öffnungsgeschichte des Süd-Atlantiks?

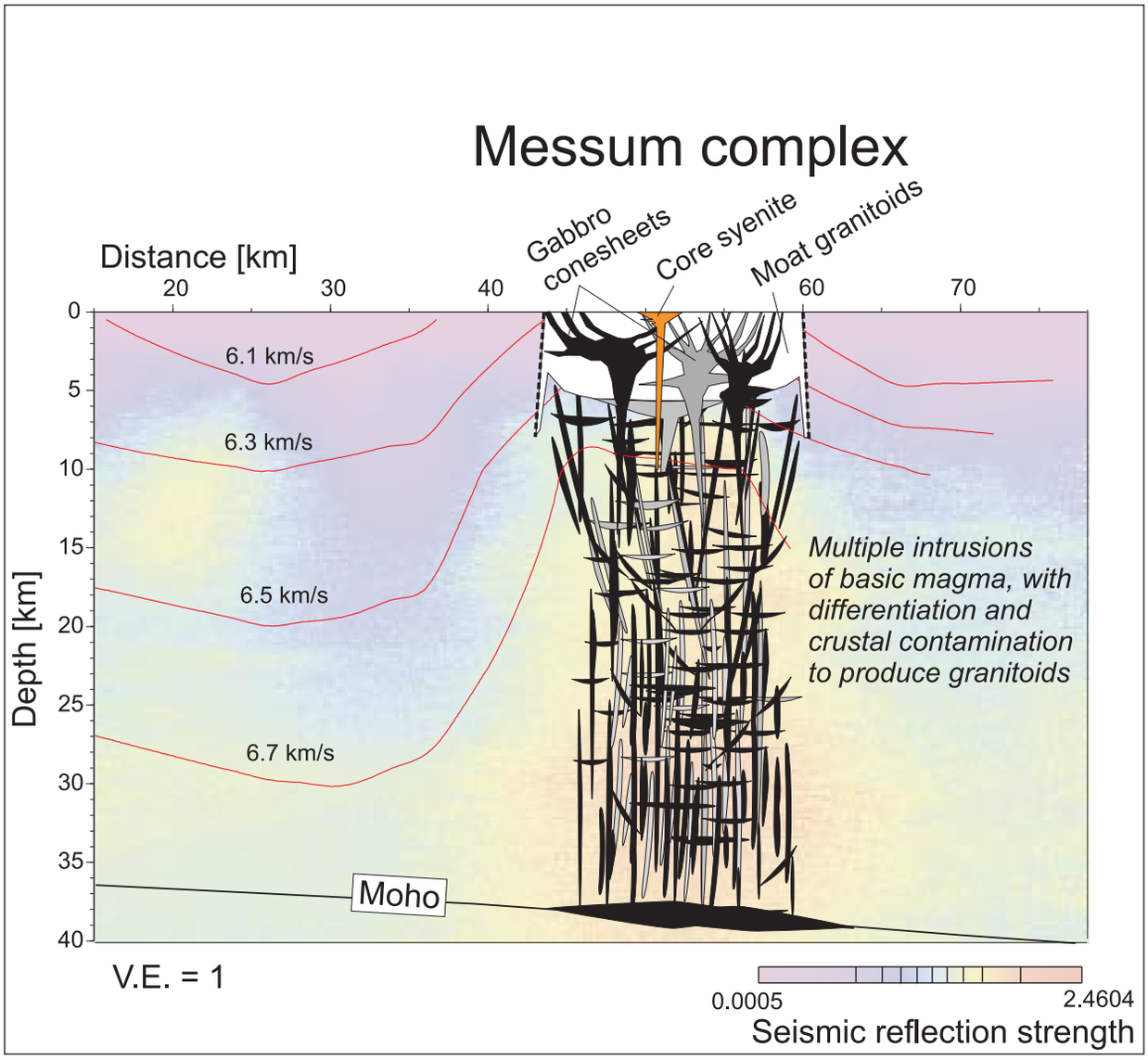


Abb. 2.42: *Interpretative Sektion für den Messum-Komplex und die umgebende Kruste, basierend auf verschiedenen geophysikalischen Verfahren (Reflektivität, seismische Geschwindigkeiten, Schweredaten, Aeromagnetik) sowie geologischen und petrologischen Daten. Die Größe und Form der Intrusivstrukturen ist spekulativ. Graue und schwarze Farben sollen dabei verschiedene Episoden von basischen Magmenintrusionen mit jeweils ähnlicher Zusammensetzung anzeigen.*

An interpretative section of the crust beneath the Messum complex based on a combination of geophysical data interpretations and surface geology. The size and shape of the intrusions at depth are speculative. Gray and black colors are meant to signify different episodes of basic magma intrusion and not different compositions.

Außerdem sollte bei diesem Experiment auch methodisches Neuland beschritten werden. Neben konventionellen onshore-offshore Profilen (Abb. 2.43), die sowohl Airgun-Anregungen als auch Landschüsse registrierten, wurden zwei nahezu küstenparallele Profile vermessen, deren seismische Signale ebenfalls auf küstenparallelen Profilen seeseitig angeregt wurden. Der Abstand zwischen Anregungs- und Empfangslinien wurde so gewählt, dass der erste Einsatz die Pn-Welle ist. Damit soll die Moho tomographisch abgebildet werden. In gewisser Weise handelt es sich hierbei um die Anwendung einer „horizontalen cross-hole Tomographie“.

Auf jedem der onshore-offshore-Profile wurden landseitig 40 Registrierpunkte installiert, auf den beiden küstenparallelen Profilen je 20. Jede Station bestand aus einem Datalogger und einem 4,5-Hz-Dreikomponenten-Geophon. Auf den beiden konventionellen onshore-offshore-Linien betrug der mittlere Stationsabstand 2,5 km (Profillänge ca. 100 km) auf den küstenparallelen Profilen etwa 15 km (Gesamtlänge etwa 300 km). Auf den onshore-offshore-Profilen lagen je drei Landschüsse, deren Ladungsmengen 150 kg an den Profilenden betrug und 80 kg in der Profilmitte. Diese Schüsse wurden auch von den 6 Ocean Bottom Hydrophones (OBH) der BGR mitregistriert.

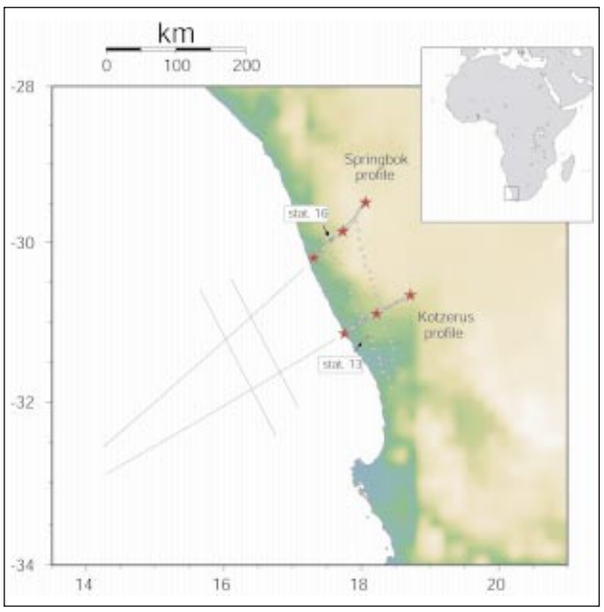


Abb. 2.43: *Profillage der Anregungslinien (durchgezogene Linien) und Empfangslinien an Land. Die Sterne markieren die Landschüsse, Dreiecke bezeichnen die Landstationen.*

Location of the source lines (full lines) and the receiver lines onshore. The stars mark the shot points while the triangles denote the receivers

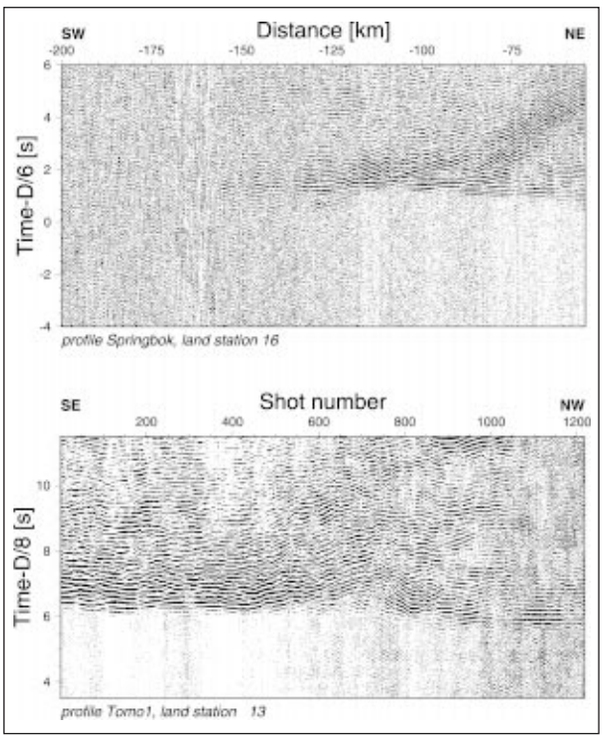


Abb. 2.44: *(Oben) Seismogrammsektion für die Landstation 16 des nördlichen Profils (Springbock). Dargestellt ist die gefilterte Vertikalkomponente in reduzierter Darstellung (v_{red} = 6 km/s). Deutlich sind Krusten- und Mantelphasen zu erkennen. (Unten) Seismogrammsektion für die Landstation 13 des küstenahen Parallelprofils (Anregungslinie ebenfalls küstennah). Die ersten Einsätze sind jeweils die Pn-Phasen, die Reduktionsgeschwindigkeit ist deshalb 8 km/s.*

(Top) Seismogram section of receiver 16 of the northern profile. The filtered vertical component is shown (v_{red} = 6 km/s). Phases propagating through the crust and mantle, respectively, are clearly visible. (Bottom) Seismogram section of receiver 13 of the parallel line close to the coast (source line is close to the coast as well). First arrivals are Pn-phases therefore the velocity of reduction is 8 km/s.

Abb. 2.44 (oben) zeigt ein Registrierbeispiel von Airgun-Anregungen der Landstation Nr. 16 auf dem nördlichen Profil (gefilterte Vertikalkomponente, Reduktionsgeschwindigkeit 6 km/s). Deutlich ist die Überholentfernung bei ca. 110 km zu erkennen. Für größere Entfernungen ist die im Obersten Mantel laufende Pn-Welle auszumachen. Generell sind seismische Signale bis in ca. 180 km Entfernung aufgezeichnet. In Abb. 2.44 (unten) werden die an der Station 13 auf der küstennahen Parallellinie aufgezeichneten Seismogramme der landnahen Anregungslinie gezeigt. Hierbei handelt es sich um eine Art Fächeraufzeichnung, so dass die Seismogrammsektion sich von den üblichen Inline-Sektionen unterscheidet. Deutlich sind aber die Pn-Wellen als erste Einsätze zu erkennen. Da diese Wellen bereits im Obersten Mantel laufen, ist diese Seismogrammmontage mit 8 km/s reduziert. Auf den beiden onshore-offshore-Profilen sind 80 zu Abb. 2.44 (oben) äquivalente Seismogrammsektionen aufgenommen worden, während es 40 Fächer-Aufzeichnungen in der Art der Abb. 2.45 (unten) gibt. Somit kann ein räumlich hochabgetastetes seismisches Modell abgeleitet werden.

Ein anderer wichtiger Aspekt dieses Projektes liegt in der Qualifikation junger afrikanischer Wissenschaftler: Unmittelbar nach den Messungen erhielt ein Nachwuchswissenschaftler des geophysikalischen Instituts der Universität Pretoria ein halbjährliches Stipendium, um an der Auswertung der seismischen Daten am GFZ Potsdam teilzunehmen.

Abbildung und Modellierung geodynamischer Prozesse im Lithosphären-Maßstab

P- und S-Geschwindigkeitsverteilungen des Lithosphären/Asthenosphären-Systems in den zentralen Anden durch nicht-lineare tomographische Inversion

Trotz einer seit mehr als 200 Mio. Jahre andauernden Subduktionsgeschichte des westlichen Kontinentalrands von Südamerika bildete sich das zentral-andine Hochplateau mit einer Durchschnitts-Geländehöhe von 4000 m ü. NN erst während der letzten 20 Mio. Jahre aus. Da die Entstehung des Plateaus noch nicht restlos verstanden wird, ist besonders seine tiefere Struktur von großem Interesse. Im Rahmen des internationalen, multi-disziplinären Projekts SFB 267 (Sonderforschungsbereich *Deformationsprozesse in den Anden*) registrierten verschiedene Arrays portabler seismologi-

scher Stationen (zumeist kurzperiodisch) in der Zeit von 1994-1997 in den zentralen Anden zwischen 20° und 25°S (Abb. 2.45a). Die P- und S-Laufzeiten von mehr als 1500 krustalen und tieferen Erdbeben wurden handverlesen und ersten tomografischen Inver-sionen zugeführt (Gräber & Asch 1999; Husen et al. 2000; Schurr et al., 2003). Das Ziel der aktuellen Bearbeitung ist es, *(1)* diesen einzigartigen Datensatz mittels modernster tomographischer Inversionstechniken, die verschiedenste seismologische Aspekte berücksichtigen, neu zu invertieren; und *(2)* zu versuchen, die Ergebnisse im Hinblick auf Temperatur und Komposition des Lithosphären/Asthenosphären-Systems zu quantifizieren, um daraus Richtwerte für thermo-mechanische Modelle der plateaubildenden Prozesse im Lithosphären-Maßstab in den zentralen Anden zu erhalten.

Das Hauptproblem der seismischen Tomographie mit lokalen Quellen ist die Uneindeutigkeit der Lösung, die stark vom verwendeten Startmodell abhängt. Auf der Basis aller erhältlicher a-priori-Informationen wurde das gesamte 3D-tomographische Inversionsvolumen (600 km * 600 km * 250 km) in drei Hauptdomänen unterteilt: *(1)* den Slab, dessen obere Begrenzung durch die Einhüllende der Intra-Slab-Seismizität definiert ist; *(2)* die kontinentale Kruste mit einer aus Receiver-Funktions- und Weitwinkel-Reflexions-Experimenten abgeleiteten Moho-Topographie; und *(3)* einem Mantelkeil zwischen Kruste und Slab (Abb. 2.45b). Eine Referenz-Geschwindigkeitsverteilung für jede der drei Domänen wurde anhand von Informationen über die Durchschnitts-Zusammensetzung und Temperatur von Kruste, Slab und Mantelkeil vorgegeben. Die Startmodelle für die P- und S-Geschwindigkeitsverteilungen sind in der oberen Reihe von Abb. 2.46 dargestellt.

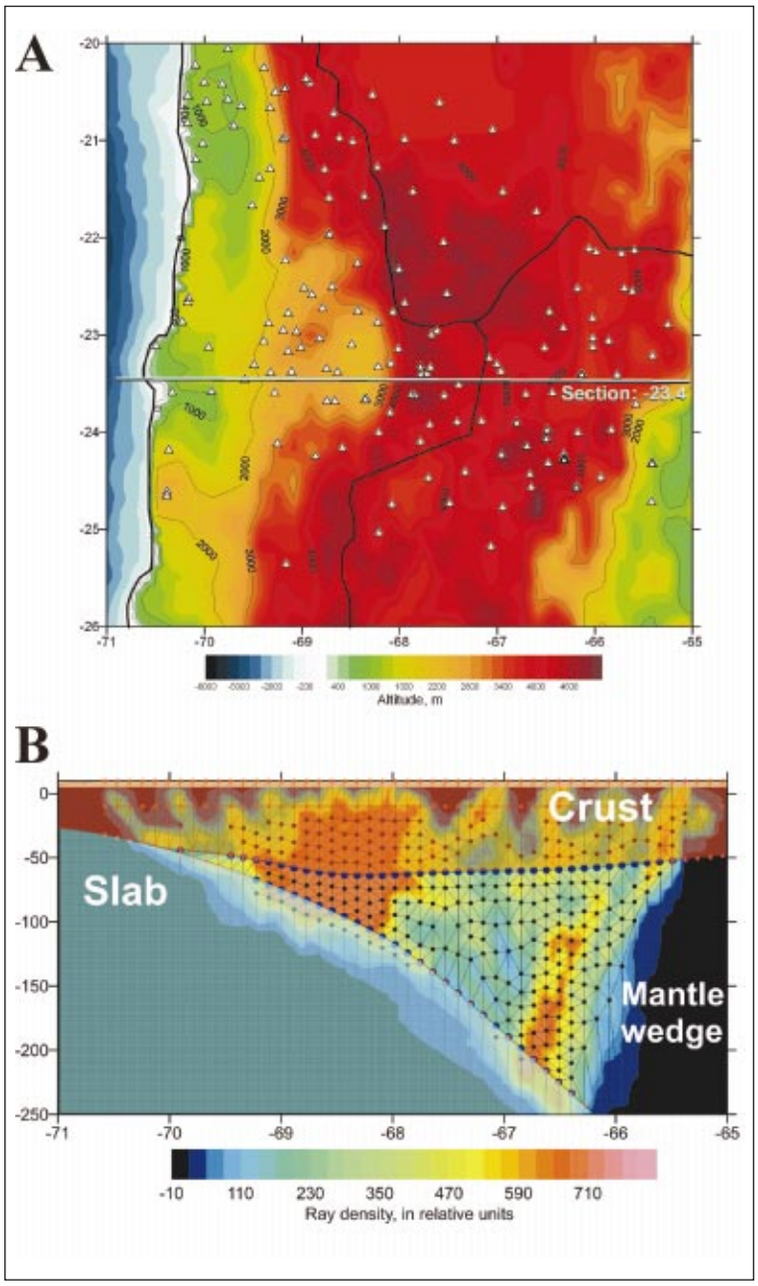


Abb. 2.45: (a) *Karte mit den in dieser Arbeit benutzten seismischen Stationen sowie Lage des Vertikalschnittes aus (b) und Abb. 2.46;* ***(b)*** *Beispiel der Modellparametrisierung, die seismische Strahldichte ist in Form von Isolinien unterlegt.*

(a) *Location of seismic stations used in this work and location of the vertical cross-section shown in (b) and Fig. 2.46.* ***(b)*** *Example of model parameterization. Seismic ray density is shown as background with contour lines.*

Das von uns verwendete Verfahren der tomografischen Inversion besteht aus den folgenden Schritten: *(1)* der Relokalisierung der Quellorte unter Nutzung von P- und S-Phasen, wofür ein neuer Algorithmus eines Zweipunkt-3D-Raytracings entwickelt wurde; *(2)* der Relokalisierung der Quellorte mittels eines Doppel-Differenz-Verfahrens; *(3)* der Parametrisierung des Modell-Volumens, wobei jede der drei Domänen über ein Gitter definiert wird, dessen Knotendichte proportional zur Strahldichte variiert, mit beidseitigen Knoten an den Domänengrenzen (siehe Abb. 2.45b); *(4)* der simultanen Inversion von P- und S-Wellengeschwindigkeit, P- und S-Stationskorrekturen, Quellkoordinaten und Ursprungszeiten; *(5)* der Berechnung eines 3D-Feldes geglätteter Geschwindigkeitsanomalien auf einem regulären Gitter. Die Überlagerung dieser Anomalien mit dem Startmodell bildet zugleich das Referenzmodell für die nächste Iteration.

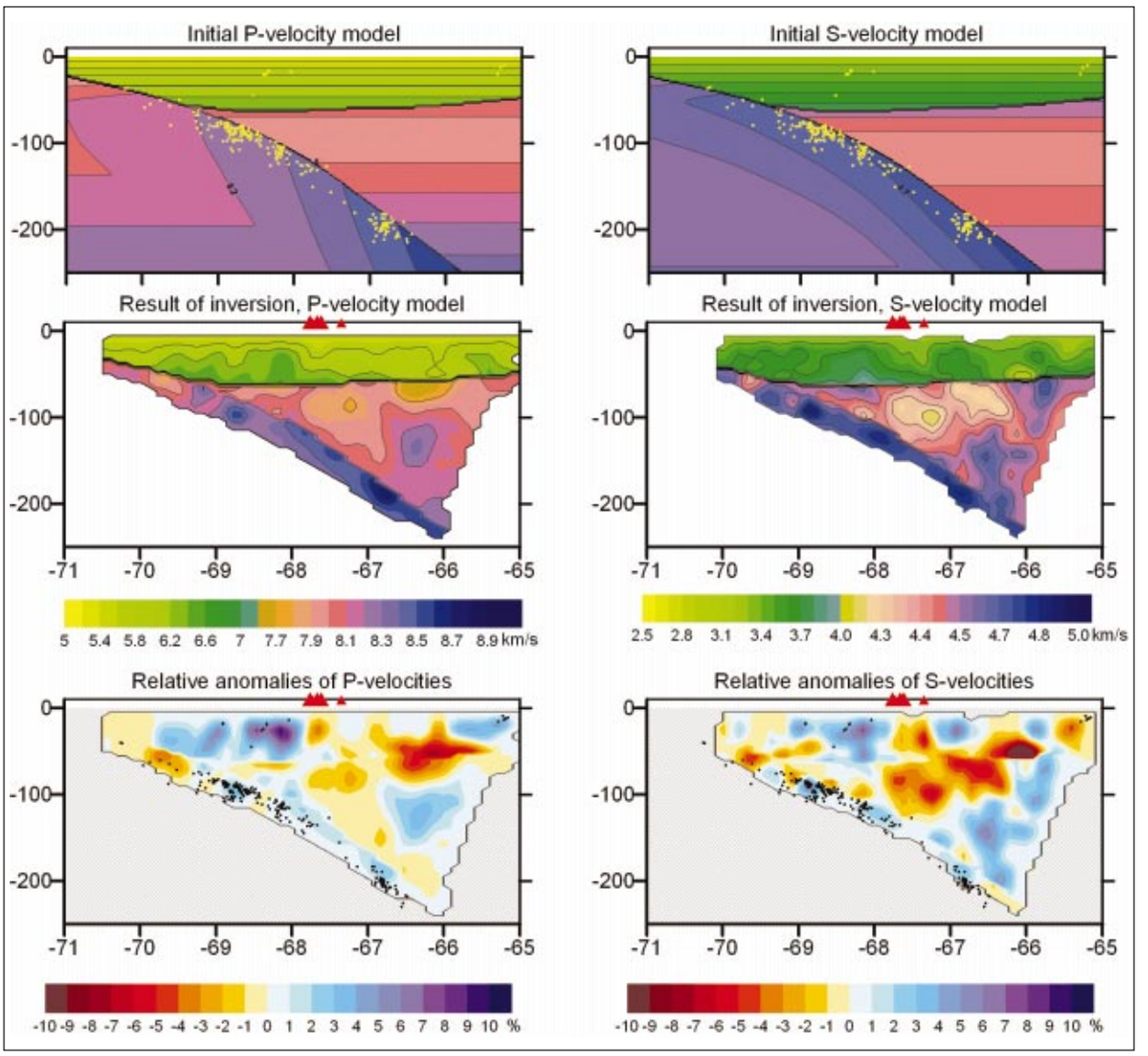


Abb. 2.46: *Start-Geschwindigkeitsmodelle und Verteilung der seismischen Quellen (obere Reihe); Ergebnisse der tomografischen Inversion: absolute Geschwindigkeiten (mittlere Reihe); relative Geschwindigkeitsanomalien bezogen auf die Startmodelle (untere Reihe). Die rezenten Vulkane in der Umgebung des Vertikalschnittes sind durch rote Dreiecke markiert. Die Schnitte liegen bei ca. 23,4° südlicher Breite (vergl. Abb. 2.45a).*

Initial velocity model and distribution of seismic sources (upper row); result of tomographic inversion: absolute velocities (middle row); relative velocity anomalies (bottom row). The recent volcanoes located close to the section are depicted with red triangles. Vertical sections are presented at a latitude of 23.4° S is shown in Fig. 2.45a.

Als Ergebnis der Inversion erhielten wir nach fünf Iterationen eine RMS-Reduktion der P- und S-Laufzeitresiduen von 0,53 bis 0,23 s. Um die Verläßlichkeit der erhaltenen Lösungen zu überprüfen, wurden verschiedene Tests durchgeführt, insbesondere die Rekonstruktion synthetischer Anomalien sowie die unabhängige Inversion zweier Sub-Datensätze. Eine weitere Testserie startete von verschiedenen 1D- und 3D-Modellen.

Die wesentlichen Ergebnisse sind in Abb. 2.46 (Vertikalschnitte) und Abb. 2.47 (Horizontalschnitte) zusammengestellt. Die absoluten P- und S-Geschwindigkeitsverteilungen, die sich nach fünf Iterationen ergeben, zeigt die mittlere Reihe von Abb. 2.46, die relativen Geschwindigkeitsanomalien bezogen auf das Startmodell sind in der unteren Reihe dargestellt. Obwohl eine endgültige Interpretation der Daten im Hinblick auf Temperatur und Lithosphären/Asthenosphären-Komposition erst in einem nächsten Arbeitsschritt erfolgen soll, können doch schon jetzt erste vorläufige Aussagen getroffen werden. Durch den von uns verwendeten Ansatz sind wir in der Lage, wesentlich realistischere absolute Geschwindigkeiten und mehr strukturelle Details im Mantelkeil zu erhalten, als andere Untersuchungen zuvor. Die P- und S-Geschwindigkeitsschnitte sind gut korrelierbar und legen einen bedeutenden Einfluss der Variation von Temperatur, Wassergehalt und des Grades partieller Schmelzung nahe. Die hohen Geschwindigkeiten im Mantelkeil in Tiefen von 100 bis 150 km, die im östlichen Teil von oben durch niedrige Geschwindigkeiten begrenzt werden, könnten mit Delaminationsprozessen am Rand der

Mantel-Lithosphäre des Brasilianischen Schilds verknüpft werden. Die Forearc-Becken wie z. B. der Block des Salar de Atacama sind durch hohe Geschwindigkeiten in der Kruste und im Oberen Mantel gekennzeichnet (siehe Abb. 2.47), was auf eine mafische Zusammensetzung und vergleichsweise geringe Temperaturen schließen lässt. Geringe Geschwindigkeiten an den östlichen Begrenzungen der Becken werden mit rezenter Aktivität im magmatischen Bogen korreliert, was auf relativ hohe Temperatur und möglicherweise partielle Schmelzung hindeutet.

Während des nächsten (und zugleich letzten) Jahres der Projektlaufzeit sollen die gewonnenen Daten im Hinblick auf Temperatur und Zusammensetzung des Gesteins quantifiziert werden, wobei publizierte petrophysikalische Modellierungstechniken (Sobolev & Babeyko, 1994; Sobolev et al., 1997) zur Anwendung kommen. Diese Ergebnisse werden als wichtige Parameter für weitere thermo-mechanische Modellierungen genutzt.

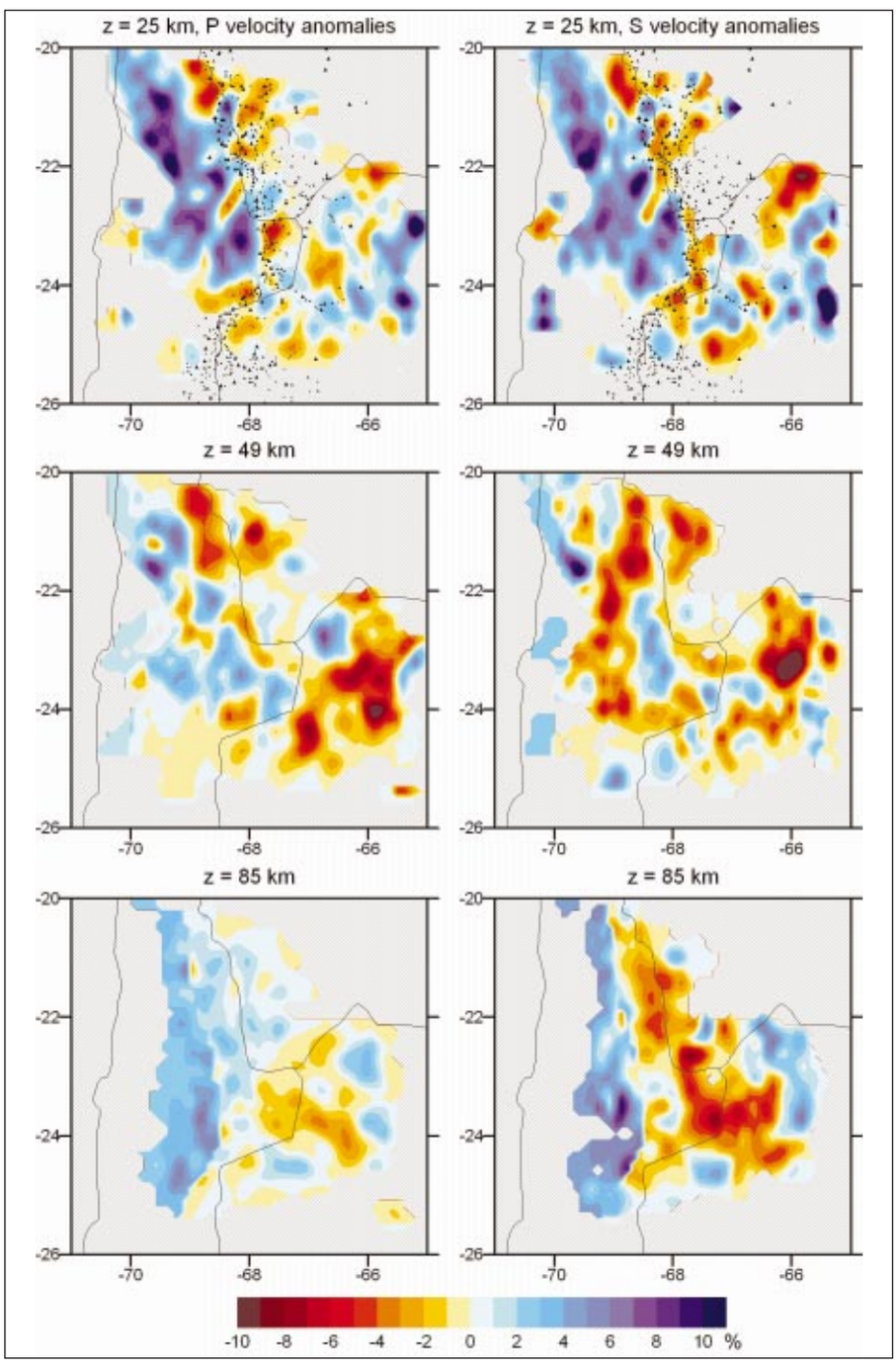


Abb. 2.47: *Anomalien der P- und S-Geschwindigkeiten relativ zum Startmodell in den Tiefen 25, 49 und 85 km. Rezente Vulkane (der letzten 4 Mio. Jahre) sind durch Dreiecke markiert.*

Anomalies of P and S velocities relative to the starting model at depths of 25, 49 and 85 km. Recent volcanoes (last 4 Myr) are shown by triangles.

Thermomechanische Modellierung der Deformation an Plattenrändern

Die Zentralen Anden als Beispiel eines konvergenten Plattenrandes.

Die Zentralen Anden bilden die zweitgrößte Gebirgskette der Erde. Die hier vorgestellten numerischen Modellierungen versuchen die Prozesse zu entschlüsseln, welche die känozoische Plateaubildung maßgeblich gesteuert haben und für die geophysikalisch beobachtete Struktur, sowie die geologisch belegte Entwicklung von Topographie, Deformation und Magmatismus verantwortlich sind.

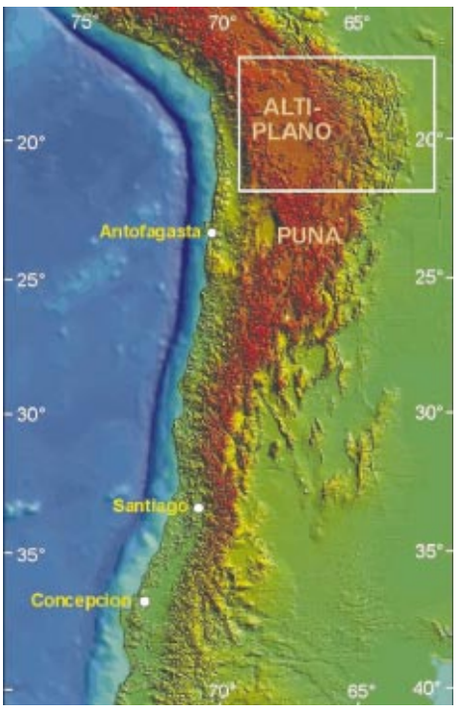


Abb. 2.48: *Topographische Karte der Zentralen Anden. Der umgrenzte Bereich zeigt die Zone der „*simple-shear*“-Deformation am Ostrand des Altiplano. Hier bildet sich ein breiter Falten- und Überschiebungsgürtel am Fuß der Anden.*

Topographic map of the Central Andean orogen. Box delineates a region of simple-shear *deformation manifested by thin-skin tectonics east of the Altiplano plateau.*

Zur numerischen Simulation der Gebirgsbildung in den Anden kommt eine zweidimensionale, explizite Finite-Elemente-Methode in Lagrange-Formulierung zum Einsatz, in der Marker-Partikel das Verfolgen der Materialeigenschaften und des „Gedächtnisses“ des Modells zulassen. Eine ausführliche Beschreibung des numerischen Verfahrens findet sich bei Babeyko et al. (2002). Die wesentlichen Merkmale der Methode sind die hochgradig nichtlinearen Rheologien und ihre Fähigkeit, elastische Spannungen zu verfolgen. Neben elastoplastischem Mohr-Coulomb-Verhalten kommen viskoelastische Maxwell-Rheologien mit nichtlinearer Strainratenabhängigkeit auf der Basis publizierter Laborstudien zum Einsatz. Die in jedem Rechenschritt zu verwendende Rheologie wird für jedes finite Element in Abhängigkeit von Temperatur und Spannungszustand erneut ausgewählt.

Auf der Basis dieses Ansatzes wurden zunächst mögliche Mechanismen untersucht, die für die Bildung großer Mengen krustaler Schmelzen im Altiplano-Puna-Plateau der Zentralen Anden verantwortlich sein könnten. Das Maximum des explosiven Ignimbritvulkanismus im Mio-Pliozän ist hier assoziiert mit kontinuierlicher Verkürzung und Hebung des Plateaus. Niedrige seismische Geschwindigkeiten, erhöhte elektrische Leitfähigkeit und ein hoher Oberflächenwärmefluss deuten auch heute noch auf eine teilgeschmolzene Mittelkruste unter der Ignimbritprovinz hin. Zunächst konnten wir zeigen, dass weder die radiogene Wärmeproduktion einer verdickten Kruste, noch Schererwärmung als Folge der tektonischen Verkürzung oder die Intrusion der Magmatite des vulkanischen Bogens in die Mittelkruste dieser Bereiche ausreicht, um die geologischen, petrologischen und geophysikalischen Beobachtungen zu erklären (Abb. 2.48).

Konvektiver Wärme- und Massentransport teilgeschmolzenen Materials erschien hingegen ein denkbarer Mechanismus, hohe Temperaturen in der Mittelkruste innerhalb der durch geologische Beobachtungen vorgegebenen Zeit zu erreichen. Dabei muss die Unterkruste allerdings durch hohen Mantelwärmefluss, möglicherweise infolge von Verlust des lithosphärischen Mantels und fortgesetzter lateraler Einengung stark erwärmt werden. Die thermomechanischen Modellierungen können so auch die geringen seismischen Geschwindigkei-ten in der Mittelkruste und den anomal hohen und stark variablen Oberflächenwärmefluss des Plateaus erklären. Krustale Konvektion setzt allerdings geringe Festigkei-ten der Mittel- und Unterkruste voraus (quartz-dominierte Rheologien). Zudem muss bei fortdauernder Verkürzung der Mantelwärmefluss höher als 60 mW/m^2 sein.

Numerische Modellierungen wurden weiterhin eingesetzt, um die zweiphasige Entwicklung der Deformation während des Plateauwachstums im Altiplano zu untersuchen. Zu Beginn der Plateaubildung, ab etwa 40 bis 30 Ma, war tektonische Verkürzung fast gleichverteilt im Bereich des späteren Plateaus und der beiden angrenzenden Kordilleren. Später, etwa um 10 Ma, endete die tektonische Verkürzung der Oberkruste in diesen Bereichen nahezu vollständig. An der Oberfläche erkennbare Verkürzung fand anschließend nur noch am Ostrand der Anden, im Falten- und Überschiebungsgürtel des Subandin statt (Abb. 2.48). Die anhaltende Verkürzung der Oberkruste des östlichsten Teils des Orogens bei gleichzeitig fortgesetzter Verkürzung in der Unterkruste des Plateaus (belegt durch stetige Plateauhebung) zeigen den Wechsel des Systems von einem „*pure-shear*“-in einen „*simple-shear*“-Deformationsmodus an.

Mit unserer numerischen thermomechanischen Modellierung haben wir in einer Experimentserie getestet, was den Wechsel des Deformationsmodus von *pure-* nach *simple-shear* bewirkt. Es zeigte sich, dass die Modelle stets im *pure-shear*-Modus (also unter verteilter Deformation in der gesamten Lithosphäre) verkürzt werden, es sei denn, die Oberkruste des herangeführten Brasilianischen Schildes im Vorland verliert erheblich an Festigkeit (Reibungskoeffizient des Mohr-Coulomb-Materials ca. 0,05). Diese Entfestigung lässt das System in den

simple-shear-Modus wechseln und kann möglicherweise mit einem verformungsabhängigen Prozess in den Paläozoischen Sedimenten realisiert werden, die den Schild im Vorland bedecken (Abb. 2.49). Die physikalische Bedeutung dieser Entfestigung ist allerdings nicht eindeutig. Eine mögliche Erklärung könnten hohe Porenfluiddrucke sein, die durch Kohlenwasserstoffreifung erzeugt werden. Das im *simple-shear*-Modus erzielte Deformationsmuster der Kruste kann auch die seismisch beobachteten und nach Westen einfallenden P-S-Konverter erklären (Abb. 2.50).

Der Westrand des Brasilianischen Schildes, der das Plateau von Osten unterschiebt, ist seit etwa 20 bis 30 Ma mit thermisch anomaler und sehr schwacher Lithosphäre unter dem Orogen in Kontakt. In einer weiteren Reihe

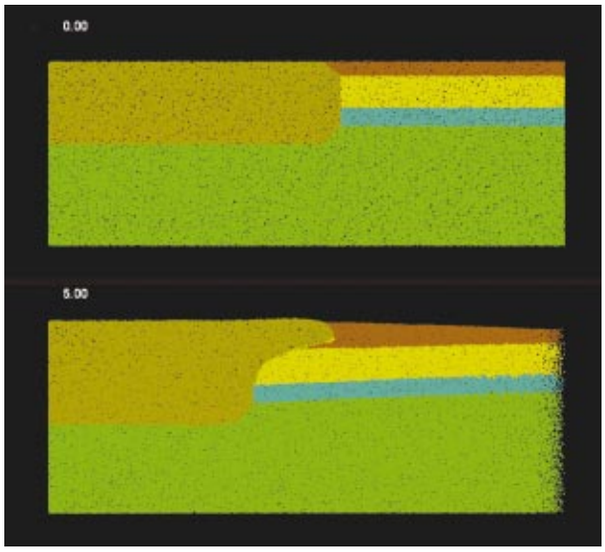


Abb. 2.49: *Die Modellentwicklung gezeigt an den Markern für die chemische Zusammensetzung. Infolge erheblicher Entfestigung in der obersten Kruste des Brasilianischen Schildes (brauner Bereich) verformt der Plateaurand im* simple-shear-*Modus. Während die schwache Unterkruste des Plateaus durch die starke Mittel- und Unterkruste des Schildes (gelb und blau) komprimiert wird, erfährt die Oberkruste des Plateaus keinerlei Deformation. Stattdessen wird die gesamte Verkürzung der Oberkruste im Bereich des Schildes (in der braunen Schicht) aufgenommen.*

Evolution of the model as shown by markers after strong weakening in the uppermost crust of the indenting Brazilian shield (brown layer). The system is in simple-shear *mode. While the weak lower crust under the plateau is being shortened by colder and stronger middle and lower crust of the shield (yellow and blue), the upper crust of the plateau experiences no deformation at all. Instead, all upper crustal shortening in the system is accommodated by the brown layer.*

von Versuchen testeten wir die Stabilität des Schildes gegenüber einem Verlust des lithosphärischen Mantels (Delamination). Eines der immer wieder diskutierten Delaminations-Szenarien sieht ein Abschälen des lithosphärischen Mantels als Folge des Eindringens heißer

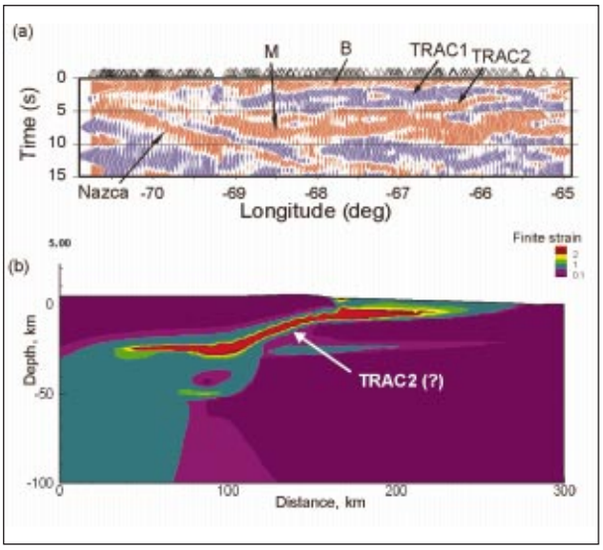


Abb. 2.50: ***(a)*** *Receiver-Function-Ergebnisse aus Yuan et al. (2000) zeigen einen starken, nach Westen (links) einfallenden P-S-Konverter TRAC2.* ***(b)*** *Finiter Strain im Modell nach 5 Ma Verkürzung im simple-shear Modus. Die Zone maximalen Strains im Modell kann ein Kandidat für TRAC2 sein.*

(a) *Receiver Function data after Yuan et al. (2000) show strong westward dipping converter TRAC2.* ***(b)*** *Finite strain in the model after 5 My of simple-shear shortening. Zone of maximum strain may be a candidate to explain the origin of TRAC2.*

Asthenosphäre entlang der Moho vor. Bei dem Vordringen des heißen Asthenosphärenkeils delaminiert nicht nur der Mantelanteil der Lithosphäre und sinkt in die Asthenosphäre, sondern auch die Unterkruste wird thermisch erodiert und kann delaminieren. Jüngste tomographische Beobachtungen zeigen, dass dies ein mögliches Szenario für den Ostteil der Zentralen Anden ist, in dem die alte und kalte Lithosphäre des Brasilianischen Schildes auf die thermisch aktivierte und ausgedünnte Lithosphäre des Altiplano-Puna-Plateau trifft.

In einer Reihe von Experimenten wurde das oben beschriebene Szenario getestet (Abb. 2.51). Es zeigte sich, dass das Einsetzen und die Rate der Manteldelamination von einer ganzen Reihe von Parameter abhängen: der Viskosität der Asthenosphäre, ihrer Ausgangstiefe unter dem Plateau, der Dichte des Schildmantels, der Verkürzungsrate und der Viskosität der Schildunterkruste. Besonders sensibel reagiert der Prozess auf den Auftrieb des Schildmantels. Bereits ein Auftrieb von nur einem Prozent verhindert das Ablösen des lithosphärischen Mantels. Weiterhin muss die Unterkruste ausreichend weich sein (10^{19} bis 10^{22} Pa•s) und die Lithosphäre muss kontinuierlich verkürzt werden. Schließlich ist die Lage der Oberkante der Asthenosphäre im Bereich des Plateaus wichtig für den Beginn des Prozesses. Andererseits spielt die Viskosität der Asthenosphäre nur eine untergeordnete Rolle. Variationen im Bereich sinnvoller Werte (trockene/nasse Olivinrheologie) haben zwar Einfluss auf die Delaminationsgeschwindigkeit, können den Prozess allerdings nicht unterdrücken.

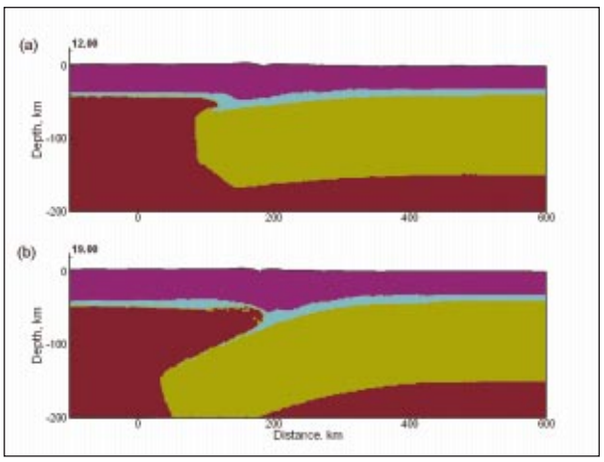


Abb. 2.51: *„Abschälen“ der Schild-Mantelllithosphäre. Bei seiner Westbewegung dringt der Schild in den Bereich heißer und dünner Lithosphäre unter dem Plateau ein.* ***(a)*** *Asthenosphäre in geringer Tiefe unter dem Plateau erodiert die schwächsten Teile des Schildes, die unterste Kruste.* ***(b)*** *Beim horizontalen Vordringen der Asthenosphäre entlang der Moho schält sich der lithosphärische Mantel des Schildes ab und sinkt in die Asthenosphäre ein.*

“Peeling-off”-type detachment of the mantle lithosphere of the shield. The shield moves westwards and indents a region of hot and thin lithosphere under the plateau. ***(a)*** *Shallow-emplaced asthenosphere under the plateau starts to erode the weakest part of the shield, its lowermost crust.* ***(b)*** *As asthenosphere propagates horizontally along the Moho, the mantle part of the shield peels away and sinks.*

Thermomechanische Modellierung der Deformation an Plattenrändern

Das San Andreas Fault System in Zentral- und Nordkalifornien als Beispiel einer kontinentalen Transformstörung

Die breite Deformationszone des San Andreas Fault Systems (SAF) entlang der Plattengrenze zwischen der Pazifischen und der Nordamerikanischen Platte ist vermutlich eins der bestuntersuchten geologischen Objekte der Welt.

Nach dem Auftreffen des Spreizungsrückens zwischen der Farallon und der Pazifischen Platte auf die Subduktionszone der Nordamerikanischen Platte im Oligozän und der anschließenden nordwärtigen Migration des entstandenen Tripelpunktes änderten sich nicht nur die kinematischen, sondern auch die thermischen Randbedingungen der Plattenranddeformation. Im *slab-window* unterhalb des aktiven Randes wurde ozeanische Lithosphäre durch heißes Asthenosphärenmaterial ersetzt und erzwang damit eine thermische Neueinstellung des Systems. Deshalb sind die Coast Ranges Zentral- und Nordkaliforniens, in denen die SAF verläuft, nicht nur ein Gebiet aktiver Hebung, sondern auch durch einen erhöhten Oberflächenwärmefluss gekennzeichnet.

Die SAF ist ein noch heute wachsendes System von Störungen. Die Nordwanderung des Tripelpunktes, der heute bei Cape Mendocino liegt, erforderte die Aktivierung immer neuer Störungssegmente entlang des Randes der Nordamerikanischen Platte (Abb. 2.52 zeigt die Wanderungsgeschichte des Tripelpunktes). Die jüngsten Segmente wurden stets am Westrand der Coast Ranges angelegt. Mit zunehmendem Alter der Störungssegmente wanderte jedoch der Fokus der Deformation innerhalb eines Abschnitts der SAF zunehmend nach Osten.

Diese Ostwanderung der aktiven Deformation soll jedoch nicht kontinuierlich, sondern in Sprüngen erfolgt sein. Die diskontinuierliche Verlagerung der Deformation in einem oder in mehreren Ereignissen ist das Ziel der hier vorgestellten thermomechanischen Modellierungen (Sobolev et al. 2003). In unserem Finite-Elemente-Ansatz werden 3D-Deformationsprozesse durch die numerische Integration des gekoppelten Systems der Erhaltungssätze für Masse, Energie und Impuls modelliert. Wir verwenden zur Lösung des Problems einen expliziten Algorithmus mit festen Zeitschritten, der stark nichtlineare, visko-elasto-plastische Rheologien und die spontane Entstehung von Störungen erlaubt. Reibungswärme wird sowohl bei spröder als auch bei duktiler Verformung berücksichtigt. Die Eigenschaften der Modellmaterialien (Dichten, thermische und termperaturabhängige rheologische Eigenschaften) sind publizierten Laborstudien entnommen. Störungen entwickeln sich in der Oberkruste des Modells selbstkonsistent durch Verformungslokalisierung im Zuge der strainabhängigen Entfestigung der Mohr-Coulomb-Materialien.

Abb. 2.53 zeigt das Startmodell. Die Modellierung eines Segments der SAF beginnt unmittelbar nach dem Ende der Subduktion und zu Beginn der Transformbewegung. Dies entspricht dem heutigen Zustand in der Umgebung des Cape Mendocino. Bei t = 0 beginnt die dextrale Blattverschiebung mit einer Geschwindigkeit von 35 mm/a. Dabei wird die linke Modellseite mit der Pazifischen Platte nach Norden bewegt, die rechte Modellseite - die Nordamerikanische Platte - ist dagegen ortsfest.

In Parameterstudien wurde der Einfluss des *strain-softening* auf die Entwicklung der Störungssysteme im Modell untersucht. Alle Versuche zeigen, dass die Zone maximaler Deformationsraten im Zuge der Anlage immer neuer Störungen progressiv nach Osten wandert (Abb. 2.54a). Im Fall schwacher Störungen wird die gesamte Scherdeformation zunächst in einer einzelnen Störung im westlichen Teil des Modells abgebaut. Nach ca. 9 Ma wird eine neue Störung ca. 45 km östlich der ursprünglichen angelegt und beide Scherzonen sind für eine Weile gleichzeitig aktiv. Im folgenden übernimmt die jüngere östliche Störung jedoch die gesamte Scherdeformation und diese Kinematik bleibt aktiv bis zum Ende des Versuchs bei 20 Ma. Die ostgerichtete

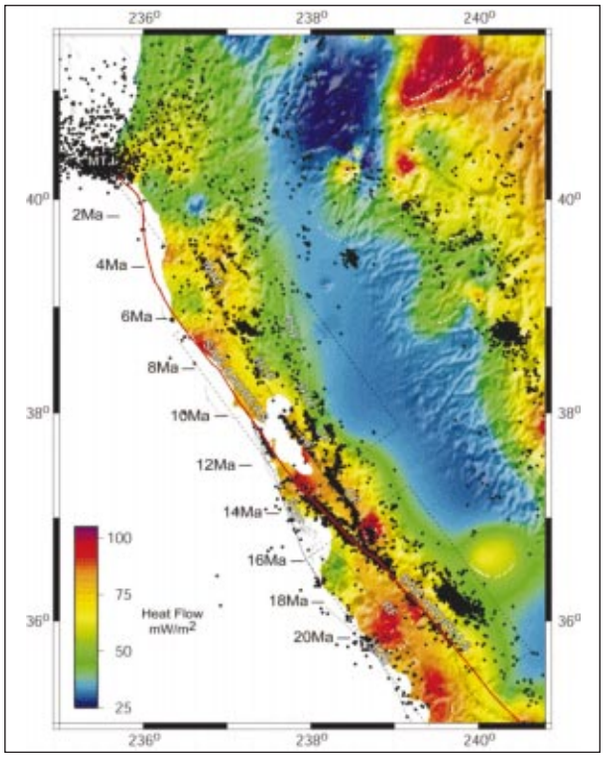


Abb. 2.52: *Das San Andreas Fault System in Zentral- und Nordkalifornien. Farbkodierung: Wärmefluss nach USGS Daten (http://quake.wr.usgs.gov/heatflow/index.html). Punkte: Seismizität der vergangenen 10 Jahre (Northern California Data Center). Linien: wesentliche Störungen. Zahlen links von der San Andreas Fault (rote Linie) zeigen die Position des Tripelpunktes relativ zum Great Valley Block an. Die gestrichelten Linien umgrenzen die Bereiche, aus dem die Wärmeflussdaten zum Vergleich mit den Modelldaten herangezogen wurden (siehe Abb. 2.54c). Die übrigen Störungen sind die Maacama (MAF), Bartlett Springs (BSF), Rogers Creek (RCF), Green Valley (GVF), Calaveras (CF), Hayward (HF), San Gregorio (SGF), Hosgri (HOS) and Rinconada (RF).*

Map illustrating major features of the SAF in central and northern California. Background colors represent surface heat flow observations from the USGS data base (http://quake.wr.usgs.gov/heatflow/index.html). Also shown are the distribution of the seismicity over the past decade (Northern California Data Center), topography and major faults. The numbers to the left side of the San Andreas fault (red line) indicate the positions of the Mendocino Triple Junction (MTJ) relative to the Great Valley block. The dashed boxes show the regions from which the heat flow data are used to compare with the model results in Fig. 2.54c. Other faults shown are the Maacama (MAF), Bartlett Springs (BSF), Rogers Creek (RCF), Green Valley (GVF), Calaveras (CF), Hayward (HF), San Gregorio (SGF), Hosgri (HOS) and Rinconada (RF).

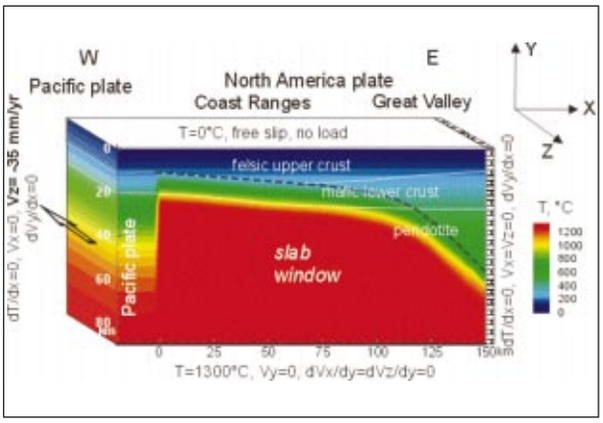


Abb. 2.53: *Struktur und Temperaturverteilung des Modells unmittelbar nach dem Einsetzen der Scherverformung (Passieren des Tripelpunktes, siehe Text), der Aktivierung der San Andreas Fault (X = 0) und der Öffnung des slab-window (X > 0). Die gestrichelte Linie zeichnet die ehemalige Oberkante der subduzierten Juan de Fuca-Platte nach, die als Oberkante des slab window angenommen wurde. Die dextrale Blattverschiebung beginnt bei t = 0 mit einer Geschwindigkeit von 35 mm/a relativ zum Great Valley Block (rechter Modellrand).*

Model of the structure and temperature distribution in the lithosphere just south of the Mendocino Triple Junction (see text) as the San Andreas Fault (X = 0) and slab window begin to develop (X > 0). The dashed line shows the top of the former Juan de Fuca slab, which is assumed to be the top of the slab window as it develops. Right lateral strike slip motion starts at t=0 with a specified velocity of 35 mm/year relative to the Great Valley block.

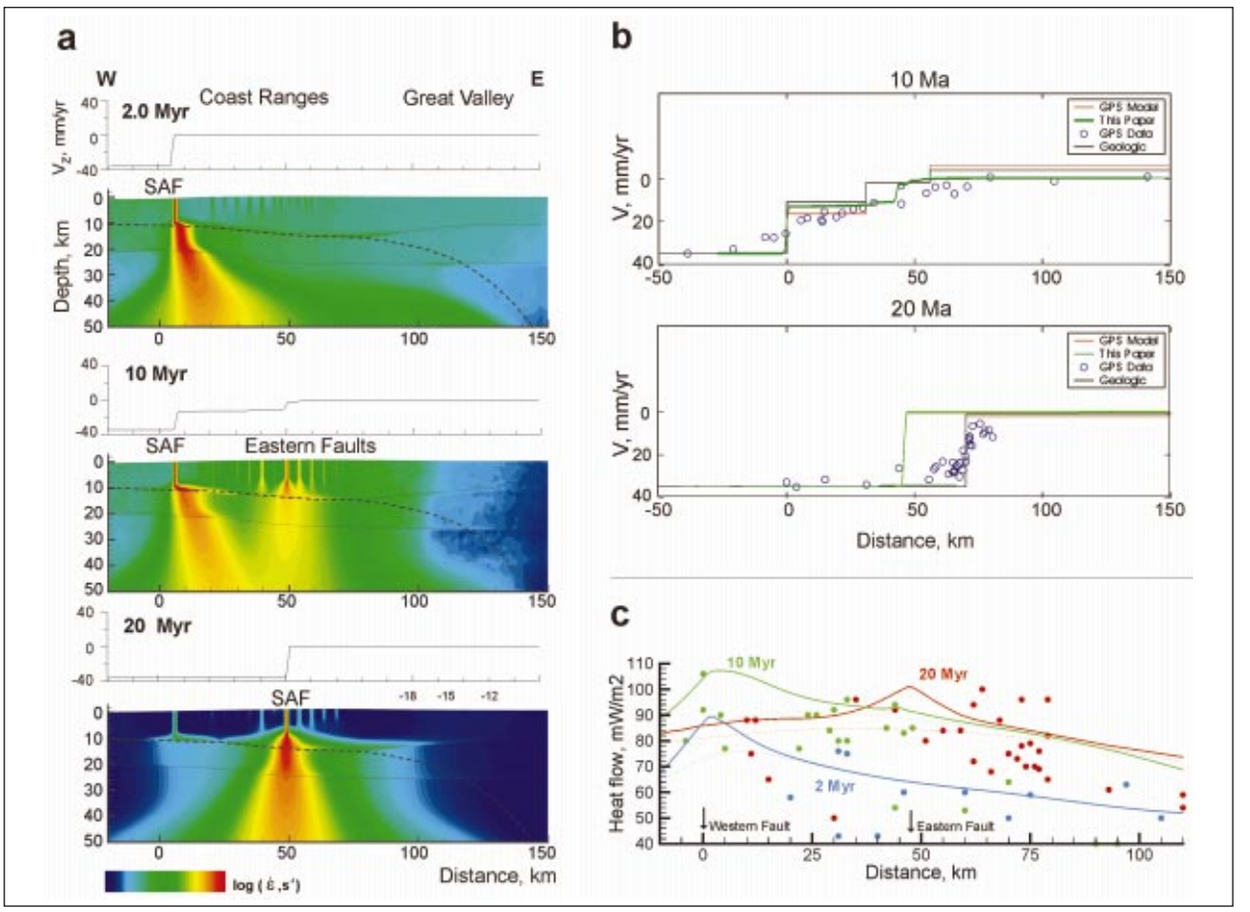


***Abb. 2.54**: **(a)** Profile der Schergeschwindigkeiten und die Verteilung der Strainraten nach 2 Ma, 10 Ma und 20 Ma für ein Modell mit starkem strain-softening (Reduktion des Reibungswinkels von 30° auf 3° bei einem plastischen Strain von 2,0). **(b)** Vergleich der Schergeschwindigkeiten des Modells nach 10 Ma und 20 Ma mit langen geologischen Bewegungsraten sowie geodätischen Beobachtungen und Modellierungen. Entfernungen sind jeweils von den westlichsten Störungen aus gemessen. **(c)** Vergleich des Oberflächenwärmeflusses im Modell nach 2 Ma, 10 Ma und 20 Ma mit den Daten aus Abb. 2.52 (gestrichelter Bereich mit vergleichbarem Deformationsalter). Die gepunktete Kurve zeigt die Wärmeflussverteilung bei gleichen Modellannahmen aber ohne Reibungswärme. Pfeile zeigen die Positionen der westlichsten und östlichsten Störungen im Modell an. Die Entfernung wird jeweils von den westlichsten Störungen aus gemessen.*

***(a)** Time snapshots of the distributions of strain-rate and strike-slip velocity for the weak faults model (reduction of the friction angle from 30° to 3° at a plastic strain of 2.0); **(b)** Comparison of the strike-slip velocities from the model (green lines) at 10 and 20 Ma with geodetic observations and models, and long-term geologic slip rates. Distance is measured from the westernmost fault in the SAF and in the model. **(c)** Distribution of the surface heat flow in the model at times of 2 Ma (cyan solid curve), 10 Ma (green solid curve) and 20 Ma (red solid curve) versus heat flow data from the regions enclosed by the rectangles of comparable average age shown in Fig. 2.52. Dotted curves show heat flow distributions in the model without incorporation of shear heating. Arrows show locations of the western and eastern faults in the model. Distance is measured from the westernmost fault in the SAF and in the model.*

Migration der Deformation in diesem Modell wird durch die kontinuierliche Veränderung der Temperatur in Lithosphäre gesteuert.

Unsere Modellierung zeigt, dass die wesentlichen Merkmale der SAF in Zentral- und Nordkalifornien wahrscheinlich einerseits im Zusammenhang stehen mit der blattverschiebenden Deformation durch die Relativbewegung der beteiligten Platten und andererseits auf die thermische Entwicklung der Lithosphäre im Zuge der Migration des Tripelpunktes zurückzuführen sind. Weiterhin kann gezeigt werden, dass die in Kalifornien beobachtete Entwicklung nur mit Störungsfestigkeiten zu erreichen ist, die gegenüber den Festigkeiten der undeformierten Kruste extrem klein sind. Diese Hypothese stimmt überein mit in-situ-Spannungsmessungen in tiefen Bohrlöchern und Labormessungen an Gesteinsproben. Daher scheinen diese Berechnungen die Annahme zu stützen, dass die wesentlichen Störungen der SAF nur sehr geringe Festigkeiten aufweisen.

Detektionsgrenzen geothermischer Injektionen – Das Fallbeispiel Groß Schönebeck

Im Rahmen einer Pilotstudie in Norddeutschland (Abb. 2.55, oben) wurde am Standort Groß Schönebeck untersucht, inwieweit Fluidinjektionen seismische Attribute in der Tiefe ändern. Hierzu wurde die seismische Detektionsgrenze für Fluidinjektionen mittels Oberflächenseismik bestimmt.

Der erste Schritt war die Beobachtung einer Referenzreflexion von einem starken Reflektor (Anhydrit-Schicht in ca 2,6 km Tiefe, Abb. 2.55, unten) als Funktion der Zeit (über 2 Tage) und der seismischen Anregung (Industrie-Vibrator mit unterschiedlichen Frequenzen und Sweep-Dauer). Das Kalibrationsexperiment etablierte die Auflösungsgrenzen des Referenzreflektors unter realistischen Quell- und Empfängerbedingungen sowie unter sich ändernden Umweltbedingungen wie Wetter, Tageszeit und *cultural noise*. In einem zweiten Schritt wurde mittels Finite-Differenzen-(FD-) Modellierung die relative Amplitude der Reflexion von einer Fluidinjektion in 3,8 km Tiefe (Zielgebiet - *target area*, mit 7 bis 1100 m horizontaler Ausdehnung in Abb. 2.55, unten) zur Reflexion von der Anhydrit-Schicht (A/A_{ref}) bestimmt. Dies geschah sowohl für ein Target aus Wasser als auch für ein Target aus einer Mischung von Wasser und Sandstein, bei der die Mediumsparameter als Mittelwert der Parameter von Wasser und Sandstein angenommen wurde (z.B. 3,15 km/s = (1,5 + 4,8)/2 km/s für die P-Wellengeschwindigkeit), siehe Abb. 2.56. Die im Feldexperiment beobachteten Unruhebedingungen ergeben dann Untergrenzen für die Detektion eines Objekts mit 10 m Dicke und horizontaler Ausdehnung von x Metern in 3,8 km Tiefe.

Unter der Annahme, dass die Fluid-Injektion ein solches Objekt erzeugt, ist bei guten Signal-Rauschbedingungen zumindest die Injektion von 12.500 m^3 Wasser für eine Detektion von der Oberfläche nötig. Realistischere, aber immer noch optimistische Szenarien für eine Mischung aus Wasser und Sandstein erfordern Volumina, die 10mal größer sind. Ein Weg, diese Detektionsgrenzen zu senken, ist die Verwendung von größeren Quellen (mehrere Vibratoren) und mehr Empfängern. Der vielversprechendste Weg ist allerdings, Quellen und Empfänger näher an das Target heran zu bringen, d.h. hier die Verwendung von bohrlochnahen Installationen.

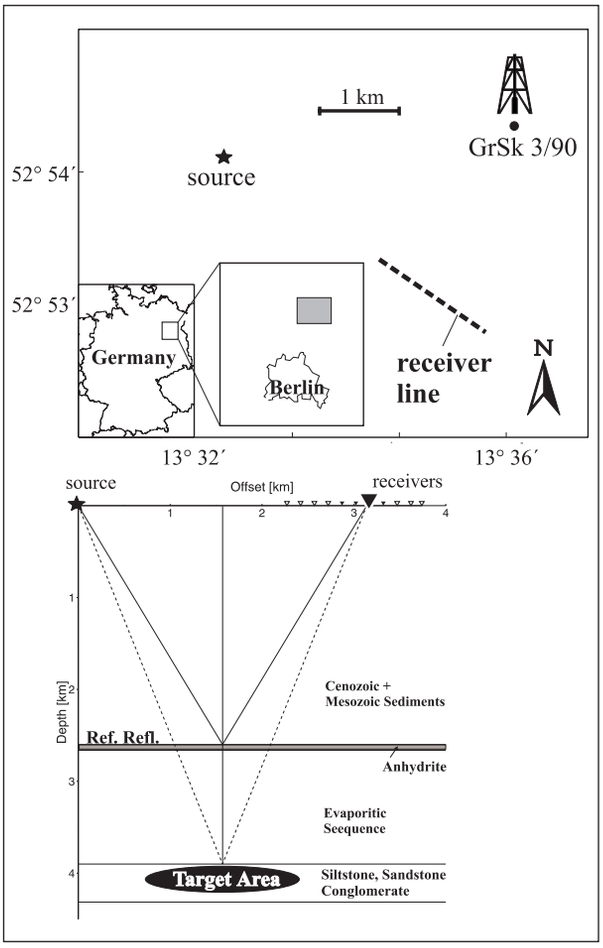


Abb. 2.55: *(Oben) Untersuchungsgebiet (dunkles Rechteck) mit seismischer Quelle und Empfängern. Die seismische Quelle war ein Vibrator (165 kN effektive peak force) und die 50 Empfänger, jede bestehend aus sechs 4,5Hz-Vertikal-Geophonen, standen 2.270 bis 3.770 m entfernt von der Quelle. GrSk 3/90 ist die Bohrlokation. (Unten) Experiment Konfiguration mit den wichtigsten geologischen Einheiten und einer Skizze der beobachteten Reflexion von der Anhydritschicht (volle Linie und graue Schicht) und der zu erwartenden Reflexion von der durch die Injektion von Wasser erzeugten target area (gestrichelte Line und schwarze Ellipse).*

(Top) Study area (dark rectangle) with source and receiver geometry. The seismic source employed was a vibrator (165 kN effective peak force) and the 50 receivers, each consisting of 6 vertical 4.5 Hz geophones, were deployed in a line 2270 to 3770 m away from the source. GrSk 3/90 is the injection location. (Bottom) Experiment configuration with major geological units, and a sketch of the observed reflection from the anhydrite layer (full line and gray layer) and the expected reflection from the injection/target area (dashed line and black ellipse).

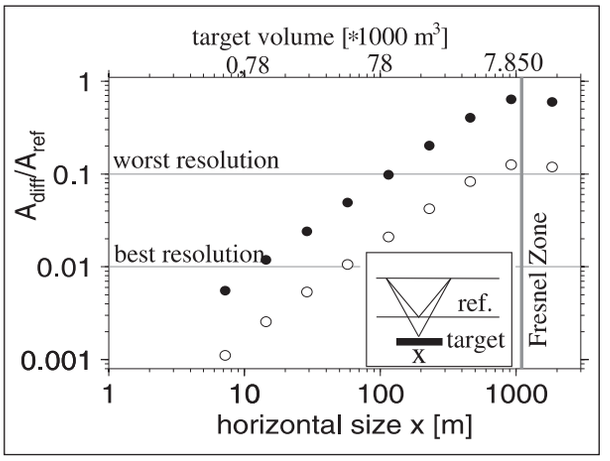


Abb. 2.56: *Amplitude der vom Target (10 m dick) in 3,8 km Tiefe reflektierten P-Welle relativ zu der Referenz-Reflexion (2,6 km Tiefe, siehe Abb. 2.55, unten) als Funktion der horizontalen Ausdehnung x des Targets, abgeleitet aus synthetischen FD-Modellierungen. Die schwarzen Symbole sind für ein Target aus Wasser, die offenen Symbole sind für ein Target aus einer Mischung aus Wasser und Sandstein (siehe Text). Ebenfalls gezeigt ist die klassische Fresnel-Zone für 10 Hz in Target-Tiefe (λ/2 Kriterium, λ ist die Wellenlänge). Am oberen Rand ist die Menge des Wassers gegeben, welche nötig ist, um ein entsprechendes Target aus Wasser zu erzeugen. Die beiden horizontalen Linien sind die Auflösungsgrenzen für die besten und schlechtesten Unruhebedingungen während des Feldexperiments.*

Amplitude of reflected P-wave from the target (10 m thick) at 3.8 km depth relative to the amplitude of reference reflection (2.6 km depth, see Fig. 2.55, bottom) as a function of lateral target size x, derived from FD forward modeling. Full symbols are for a target of water; the open symbols are for a target with velocity and density parameters averaged between those of water and sandstone. Also indicated is the classical Fresnel zone for 10 Hz at target depth (λ/2 criterion, λ is the wavelength). At the top of the figure the volume of water necessary to create the target (pure water target) is given. The two horizontal lines indicate the resolution limits for best and worst noise conditions encountered during the experiment respectively.

Erdmagnetfeld und elektromagnetische Tiefenforschung

Sieben Quellgebiete speisen das Erdmagnetfeld. Sie liegen innerhalb, auf und oberhalb der Erde, einige sind zeitlich konstant, andere ändern sich im Laufe der Jahrhunderte, und einige ändern sich rasch innerhalb von Tagen bis zu Sekunden. Diese Quellgebiete sind

1. der Geodynamo im Erdkern (Hauptmagnetfeld, *POMME* (*PO*tsdam *M*agnetic *M*odel of the *E*arth), (Abb. 2.57)
2. die Lithosphäre (Anomalienfeld, Abb. 2.58a, 2.58b, Annihilator Abb. 2.59)
3. die Ozeangezeiten (Abb. 2.60)
4. die Erdkruste (Induktionsanomalien Abb. 2.61 (Namibia), 2.62 (Jordanien, Israel))
5. die Ionosphäre (Äquatorialer und Polarer Elektrojet, Abb. 2.63 und 2.64; diamagnetischer Effekt von ionosphärischem Plasma).
6. die Magnetosphäre (Ringströme, feldparallele Ströme von der Magnetosphäre zur polaren Ionosphäre und z zurück, Abb. 2.65)
7. der Interplanetare Raum (Solarer Wind und Interplanetares Magnetfeld, Kp-Dienst des Geomagnetischen Observatoriums Niemegk, Intermagnet-Dienst)

Die Magnetfelder dieser sieben Quellgebiete überlagern sich, wobei sie sich verstärken oder schwächen. Wir messen mit Magnetometern in Observatorien, auf Satelliten und in geologisch ausgesuchten Gebieten die Summe dieser Magnetfelder, die wir insgesamt das Erdmagnetfeld nennen.

Das wissenschaftliche Ziel liegt in der quantitativen Trennung und Beschreibung der individuellen Magnetfeld-erzeugenden Prozesse in diesen sieben Quellgebieten. Der erste Schritt ist deshalb die Aufteilung des gemessenen Erdmagnetfeldes in die Magnetfelder dieser Prozesse. Das Problem ist die richtige und genaue Aufteilung, ohne die sie erzeugenden Prozesse quantitativ zu kennen. Seit über 150 Jahren sind die weltweit verteilten erdmagnetischen Observatorien die Lieferanten für die Magnetfelddaten, die zwar eine hervorragende zeitliche Auflösung anbieten, leider aber eine sehr unregelmäßige räumliche Verteilung aufweisen. Mit den magnetfeldmessenden Satelliten hat sich die Situation grundlegend geändert: So erhalten wir jetzt zusätzlich eine hervorragende räumliche Auflösung.

Im folgendem soll der Anteil der aktuellen Arbeiten der Sektion 2.3 an der Erforschung dieser sieben Quellregionen beschrieben werden.

1. Das Hauptmagnetfeld aus dem Erdkern ist um viele Größenordnungen stärker als alle anderen natürlichen magnetischen Felder. Um diese schwächeren magnetischen Felder trotzdem erkennen und separieren zu können, ist es notwendig, das Hauptmagnetfeld äußerst genau zu bestimmen. Tatsächlich wird solch ein Hauptfeldmodell seit über 100 Jahren von der Internationalen Assoziation für Geomagnetismus und Aeronomie (IAGA) alle 5 Jahre neu bestimmt, da es sich mit der Säkularvariation ständig ändert, und als IGRF (International Geomagnetic Reference Field) veröffentlicht: http://www.iugg.org/IAGA/iaga_pages/pubs_prods/igrf9coeffs.xls. Hierfür standen bisher ausschließlich die Daten der erdmagnetischen Observatorien zur Verfügung. Da diese recht unregelmäßig über die Erde verteilt sind, konnte dieses Standardmodell nur mit beschränkter Genauigkeit angegeben werden. Mit

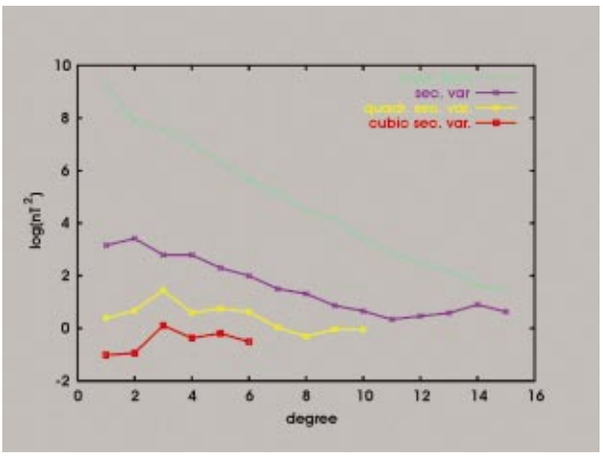


Abb. 2.57: *Räumliches Spektrum für das Hauptfeld POMME. Die einzelnen Punkte geben die Stärke der Multipole in einer Einheit an, die proportional zur Energiedichte ist. Grad (degree) 1 gibt das Dipolmoment an, Grad (degree) 2 das Quadrupolmoment, Grad 3 das Oktupolmoment. Insgesamt beschreiben 15 Multipole das magnetische Hauptfeld, das durch den Geodynamo im Erdkern erzeugt wird. Die unteren Kurven geben die säkulare Änderung dieser Multipolmomente pro Jahr an.*

Spatial spectrum of the magnetic main field model POMME. The individual values represent the strengths of the individual multipoles with a unit proportional to the power density. Degree 1 represents the dipole, degree 2 the quadrupole, 3 the octupole. 15 multipoles are constituting the magnetic main field which is produced by the geodynamo in the Earth's core. The lower graphs represent the secular variation und acceleration per year.

den seit über 2 $^1/_2$ Jahren gemessenen CHAMP-Daten gelang es nun, ein hochgenaues Model für das Erdmagnetfeld zu berechnen. Es wurde zur Unterscheidung der „amtlichen" IGRF-Modelle mit POMME für *PO*tsdam *M*agnetic *M*odel of the *E*arth bezeichnet (Abb. 2.57).

In diesem Modell wird nicht das Magnetfeld selbst dargestellt. Es werden vielmehr die Multipole und ihre jeweiligen Stärken angegeben, die das Magnetfeld erzeugen. Wäre das Erdmagnetfeld ein reines Dipolfeld, so würde in diesem Falle nur der Dipol und seine Stärke genannt werden. Da das Erdmagnetfeld aber unregelmäßiger als ein Dipolfeld ist, werden zu seiner Beschreibung zusätzlich Multipole benötigt. Das Magnetfeld auf der Erdoberfläche wird dann aus der Summe dieser Multipole berechnet. Der erste Punkt in Abb. 2.57 gibt die Stärke des Dipolmomentes wieder, der zweite Punkt die Stärke des Quadrupolmomentes, der dritte Wert die Stärke des Oktupolmomentes, u.s.w. Insgesamt bestimmen 15 Multipole das Hauptmagnetfeld. Deren Polstärken liegen angenähert auf einer steil geneigten Gerade. Ihre Steigung gibt direkt den Hinweis auf die Tiefe des Quellgebietes, wie es die Potentialtheorie lehrt. Mit ihrer Hilfe berechnen wir, dass die Tiefe dieser Quellregion etwa 3.000 km ist, d.h. der obere flüssige Erdkern.

Wir wissen seit über 100 Jahren, dass sich das Magnetfeld langsam ändert (Säkularvariation, Wanderung der magnetischen Pole, Westdrift). Die Ge-schwindigkeit und die Beschleunigung dieser Änderungen lassen sich im POMME an den einzelnen Multipolmomenten ablesen.

Der weitere, in Abb. 2.57 nicht gezeigte Ast verläuft sehr flach nach rechts weiter und zeigt damit an, dass das Quellgebiet für diese Magnetfelder in der obersten Lithosphäre liegt. In dieser spektralen Darstellung wird klar, dass die Magnetfelder beider unterschiedlich tiefer Quellgebiete trennbar sind. Für die räumliche Darstellung des Kernfeldes müssen wir also nur die ersten 15 Multipolmomente berücksichtigen, aus ihnen das Magnetfeld berechnen und dieses vom gesamten gemessenen Magnetfeld abziehen. Der verbleibende Rest ist dann das lithosphärische Anomalienfeld (Abb. 2.58).

2. Das lithosphärische Magnetfeld (Abb. 2.58a) wird aus der Summe aller Multipole ab dem Grad 15 berechnet. Ein erster Blick auf die Karte magnetischer Anomalien zeigt eine gewisse Korrelation mit der Verteilung der Kontinente und Ozeane. Die Karte weist vor allem auf einigen Kontinenten zahlreiche Anomalien auf. Um zu verstehen, inwieweit dieses Bild mit unseren Vorstellungen der globalen Geologie übereinstimmt, hat Kumar Hemant (2003) die geologische Karte der Erde und seismische Modelle der obersten Lithosphäre in eine globale Verteilung der integrierten Magnetisierung umgesetzt. Das Ergebnis (Abb. 2.58b) war erstaunlich: die berechnete und die gemessene Verteilung der magnetischen Anomalien stimmt in vielen Gebieten weitgehend überein. Beispiele hierfür sind Europa, das zentrale Afrika und Nordamerika. Überraschend war, dass sowohl in der gemessenen Karte (Abb. 2.58a) als auch in der geologisch berechneten Karte (Abb. 2.58b) die Ränder der Kontinente keine magnetischen Signaturen zeigen. Unabhängig von dieser Übereinstimmung ist außerdem erstaunlich, dass Südamerika kaum mit eigenem Magnetfeld erscheint. Für dieses Phänomen haben wir eine Möglichkeit der Erklärung gefunden: den magnetischen Annihilator. Dieser verhindert, dass über einer magnetisierten Kruste in Äquatornähe Magnetfelder entstehen. Dieser Effekt wurde bisher noch wenig beachtet, doch hatte auch S.K. Runcorn (1975) ihn benutzt, um zu erklären, warum der Mond trotz magnetisierter „Kruste" kein Magnetfeld hat. Für die Erde haben das jetzt Maus und Haak (2003) nachgewiesen und dargestellt (Abb. 2.59).

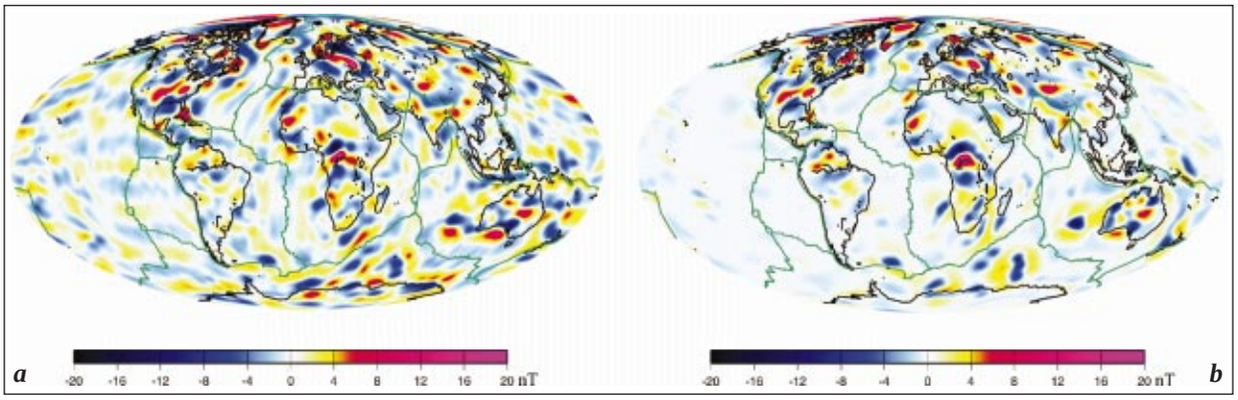


Abb. 2.58a: *Anomalien der Vertikalkomponente des Erdmagnetfeldes in 400 km Höhe, die durch die Summe der Multipolmomente vom Grad 16 bis 80 in der Erdkruste erzeugt werden. Diese Anomalien sollten die Verteilung der magnetisierten Gesteine der Erdkruste wiedergeben (http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/SatMag/model.html).*

Geomagnetic anomalies for the vertical component due to the sum of the multipoles of degree 16 to 80. They should represent the distribution of magnetized rocks of the Earth's crust. (http://www.gfz-potsdam.de/pb2/pb23/SatMag/model.html).

Abb. 2.58b*: Anomalien des Erdmagnetfeldes, die von einer vorgegebenen räumlichen Verteilung der magnetischen Suszeptibilität erzeugt werden, die auf der Grundlage der geologischen Weltkarte und einiger seismischer Modelle berechnet wurde.Vergleiche dieses vorausgesagten Modells (b) mit dem beobachteten Modell (a) zeigen größtenteils Übereinstimmungen. Dies betrifft die großen Anomalien über den Präkambrischen Provinzen und die modellierten Anomalien über den Kontinenten. Aber auch Anomalien über den ozeanischen Plateaus, insbesondere südöstlich von Afrika zeigen eine bemerkenswerte Übereinstimmung.*

Geomagnetic anomalies produced by the spatial distribution of the magnetic susceptibility calculated with the information from world geological maps and seismic sections.Comparisons of this predicted model (b) with the observed magnetic anomaly map (a) show a significant agreement between the predicted and observed anomalies. These major observed anomalies are largely over the Precambrian provinces and the detailed modeling results show a good agreement of anomalies over the continents. Even the anomalies over the oceanic plateaus especially southeast of African continent show a good agreement with the anomaly features.

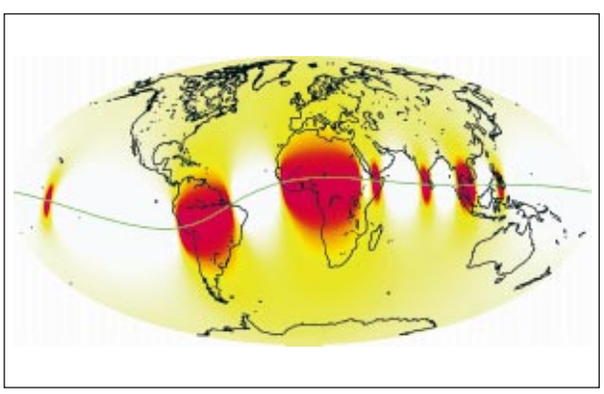


Abb. 2.59: *Bestimmte Verteilungen der Magnetisierung der Erdkruste verhindern die Entstehung anomaler Magnetfelder oberhalb der Erde, die man aufgrund magnetischer Induktion durch das Kernfeld erwarten würde. Diese Verteilungen werden Annihilatoren genannt. Die in der Abbildung rot markierten Gebiete, unter anderem von Südamerika und Afrika, erzeugen keine magnetischen Felder. Das betrifft aber nicht die sehr lokalen Anomalien, die zum Beispiel gerade im zentralen Afrika eine große Rolle spielen.*

Particular distributions of the magnetic susceptibilty of the Earth' crust prevent the generation of anomalous magnetic fields above the Earth which would be expected from magnetic induction by the core field in a magnetic crust. These distributions are called "magnetic annihilators". The red marked areas in particular of South America and of Africa do not generate any magnetic field due to the induction by the core field. This does not touch the magnetic anomalies of local structures which plays an important role in central Africa.

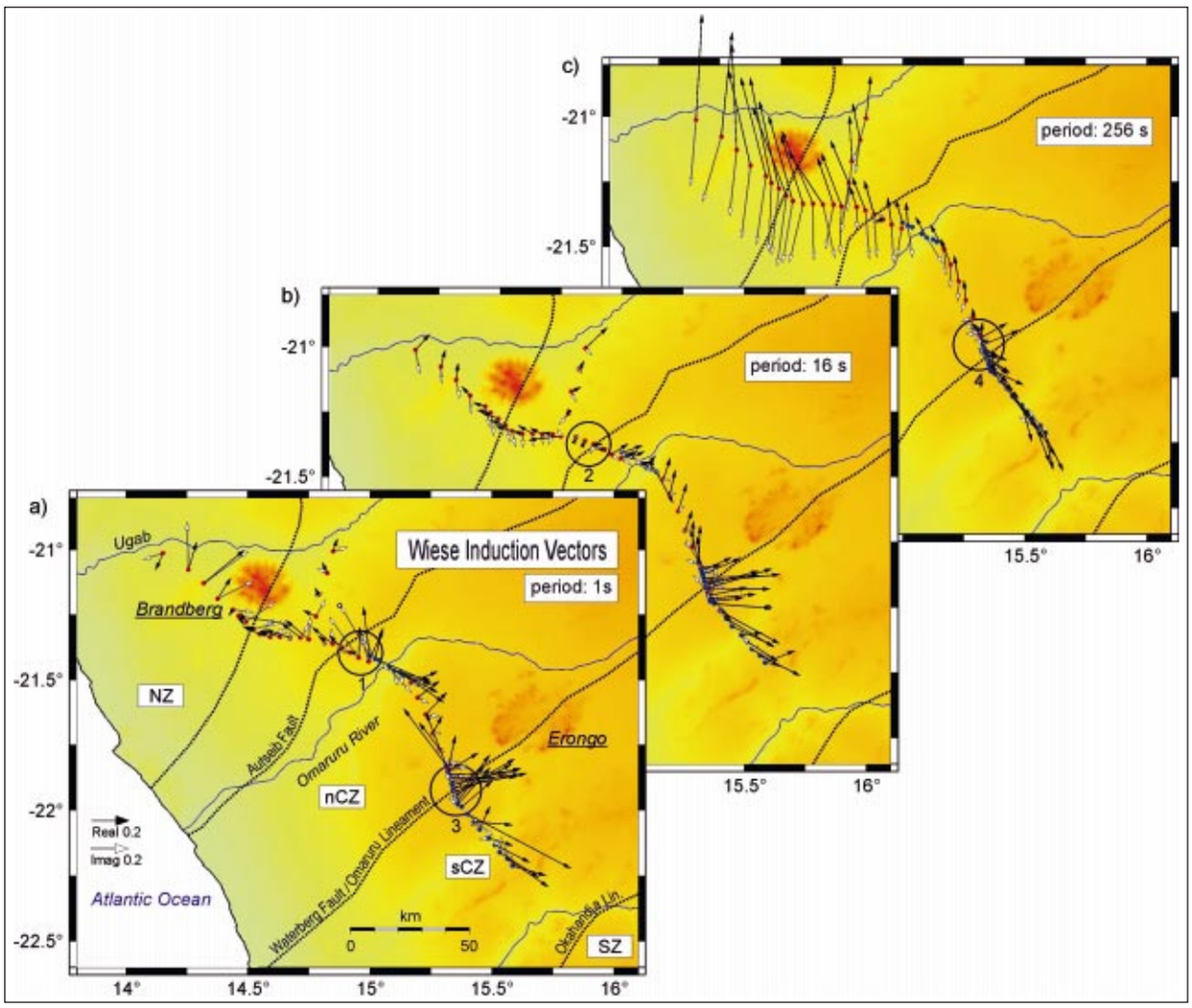


Abb. 2.60: *Die Topographie des elektromagnetisch induzierten Magnetfeldes, dargestellt durch Induktionsvektoren, hier längs eines Profils durch Namibia für lange, mittlere und kurze Perioden, was großen, mittleren und kleinen Eindringtiefen bis in den oberen Mantel, in die Kruste und in den obersten Kilometer entspricht. Die Vektoren geben die Richtung des steilsten Abfalls der lokal induzierten Magnetfeldlinien an, d.h. sie zeigen von der Anomalie hoher elektrischer Leitfähigkeit weg, wobei die Länge des Vektors proportional der Steilheit dieser Linie ist. Die stärksten Deformationen der Magnetfeldlinie zeigen jene Stellen an, an denen Anomalien hoher elektrischer Leitfähigkeit existieren. Besonders ins Auge fällt der Abschnitt des Profils, der die Waterberg-Scherzone im Südosten quert, die ihrerseits offensichtlich Material sehr hoher elektrischer Leitfähigkeit enthält. Geologisch gesehen handelt es sich hierbei um eine fossile, Graphit enthaltende Scherzone, die die Erdkruste durchschneidet.*

The topography of the electromagnetic induced magnetic field, as represented by induction vectors, shown along a profile across Namibia at long, medium and short periods, corresponding to upper mantle, crustal and even shallower skin depths. The vectors point to the direction of the steepest descent, i.e. point away from the electrical high conductivity regions, the length of the vector is the measure of the inclination angle of the plane. The strongest deformations of the field topography indicate the location of anomalies of high electrical conductivity. In our geological case of Namibia the topography of the magnetic field crossing the Waterberg fault is very deformed. This fault thus corresponds to a very high conductivity anomaly which for her part indicates that the fault contains graphite.

3. Als letzter Anteil des erdmagnetischen Feldes irdischen Ursprungs soll hier das in der Erde induzierte magnetische Feld angeführt werden. Global betrachtet sind die ionosphärischen und magnetosphärischen Ströme vergleichbar mit den elektrischen Strömen im Primärkreis eines riesigen Transformators. Da die Atmosphäre zwischen Ionosphäre und Erde aufgrund ihrer sehr geringen elektrischen Leitfähigkeit als Isolator wirkt, wird die Erde in diesem Vergleich zum Sekundärkreis dieses Transformators, in dem spiegelbildlich die gleichen Ströme wie in der Ionosphäre und Magnetosphäre fließen. Diese Ströme verteilen sich bei höheren Frequenzen in der Kruste, bei niedrigen Frequenzen über den gesamten Erdmantel. Das Magnetfeld dieser Erdströme überlagert sich dem Magnetfeld aus der Ionosphäre und Magnetosphäre. Über einer elektrisch homogen leitenden Erde wäre das induzierte Magnetfeld überall gleich und würde deshalb eine Ebene parallel zur Erdoberfläche bilden.

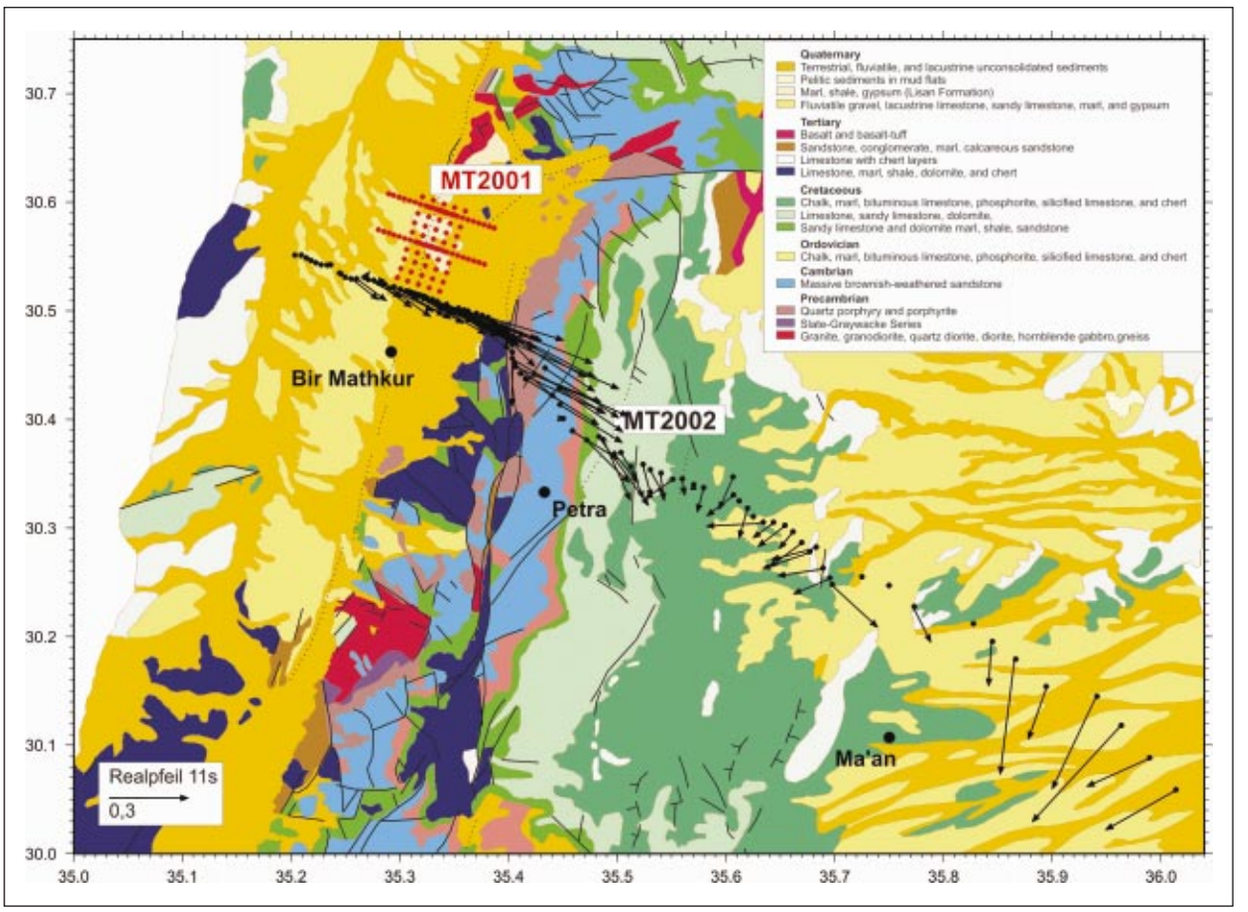


Abb. 2.61: *Topographie des induzierten Magnetfeldes dargestellt durch Induktionsvektoren längs eines Profiles über die Arava-Scherzone südlich des Toten Meeres in Jordanien. Die spektakulärste Deformation des Magnetfeldes ist über der Scherzone zu sehen, die anzeigt, dass das Gebiet westlich davon sehr gut elektrisch leitend ist. Die Ursache für die langen Vektoren in Jordanien im Südosten des Profils sind wahrscheinlich die dicken Sedimente im Nordosten.*

Topography of the induced magnetic field as represented by induction vectors along a profile across the Arava shear-zone south of the Dead Sea in Jordan. The most spectacular deformation of the magnetic field coincides with the Arava fault. It indicates that the part west of the fault is very conductive, probably due to the content of high salinity water in the upper crust which is cut sharply by the actively moving fault. The cause of the long induction vectors in the south east of the profiles is probably caused by the thick sedimentary cover in the North East.

Dagegen werden über einer räumlich begrenzten Anomalie erhöhter Leitfähigkeit zusätzliche Ströme und damit Magnetfelder erzeugt, die diese Ebene deformieren. Diese Deformationen können direkt aus den Messungen des Magnetfelds erkannt werden. Hierzu berechnet man – in Anlehnung an die Analytische Geometrie - die horizontale Projektion der Flächennormalen (also des Vektors, der auf der deformierten Fläche senkrecht steht). Dieser Induktionsvektor ist umso länger, je steiler die deformierte Fläche ist, und er zeigt in die Richtung des Abfalls dieser Fläche. Mit diesen beiden Angaben zur Geometrie des Magnetfeldes durch den Induktionsvektor wird die Position, Richtung und Stärke der Anomalie erhöhter elektrischer Leitfähigkeit in Kruste oder Mantel eindeutig definiert. Dieses Verfahren wurde von Horst Wiese 1965 im Observatorium Niemegk entwickelt, etwa zeitgleich mit einem sehr ähnlichen Verfahren von Dudley Parkinson in Australien.

Während der Wiesevektor nach den Regeln der analytischen Geometrie die Richtung des Gefälles anzeigt, zeigt der Parkinsonvektor die Richtung des Anstiegs an. Auf diesen Grundlagen haben sich mehrere Verfahren entwickelt, sowohl solche, die Observatoriumsdaten und neuerdings auch Satellitendaten nutzen, aber vor allem lokale und regionale Magnetfeldmessverfahren, um geologische Problemlösungen zu unterstützen. In der Sektion 2.3 wurde deshalb die Abbildung von Scherzonen in der Erdkruste zum Ziel der elektromagnetischen Tiefensondierung gewählt. In den vergangenen Jahren wurde in ausgesuchten Gebieten unserer Erde, nämlich in Namibia und Israel und Jordanien das zeitlich sich ändernde Magnetfeld entlang langer Profile gemessen. In den beiden Abbildungen 2.60 und 2.61 ist die Topographie des deformierten Magnetfeldes durch Wiesevektoren entlang zweier Profile wiedergegeben, die in den letzten Jahren gemessen wurden. Man erkennt deutlich die Anomalie, die mit den Scherzonen in der Erdkruste korrelieren.

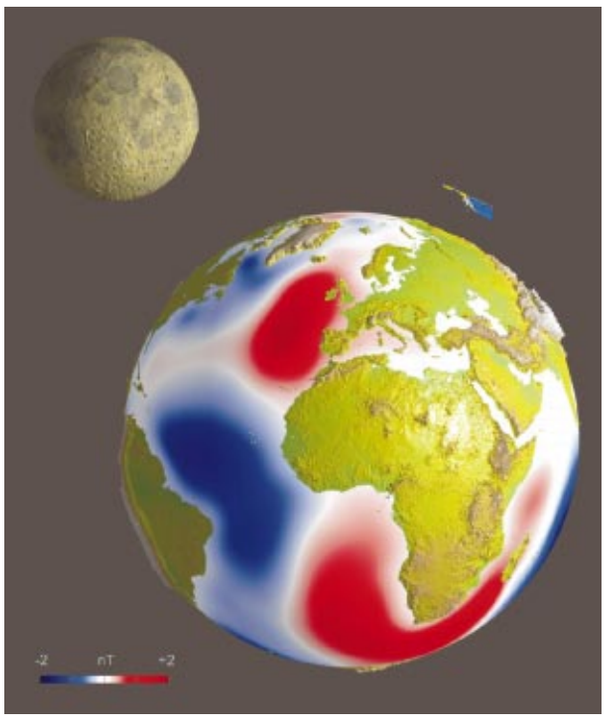


Abb. 2.62: *Magnetische Felder von Ozeanströmungen, die durch die Mondgezeiten erzeugt werden. Da die Gezeiten die großen, salzhaltigen Wassermassen der Ozeane relativ zum Hauptmagnetfeld bewegen, entstehen durch die Lorentzkraft großräumige Ladungstrennungen und damit Anhäufungen positiver und negativer Ladungen. Diese natürlichen Batterien erzeugen ihrerseits große globale Ströme in den Ozeanen, deren Magnetfelder wir mit dem Satelliten CHAMP messen können. Die Verteilung dieser Magnetfelder wird mit Modellrechnungen verglichen, in denen auch die Morphologien und Begrenzungen der Ozeanbecken berücksichtigt werden. Der Vergleich von Messung und Modell zeigt, dass großräumige Ozeanströme durch Magnetfeldmessungen vom Satelliten CHAMP aus erkannt werden können.*

Magnetic fields of oceanic water currents which are produced by moon tides. Because the tides are moving the large volumes of saline water relative to the main magnetic field the Lorentz force separates negative and positive electric charges. This leads to an accumulation of charges similar to a battery which for her part sets up globally distributed electric currents. With CHAMP it was possible to measure the magnetic field of these electrical currents for the first time. Modelling of these magnetic fields and electrical current has to incorporate the morphology and outlines of the oceanic basins.

4. Subtrahiert man auch diese und alle weiteren ionosphärischen und magnetosphärischen Magnetfelder vom gemessenen Magnetfeld, so bleiben sehr kleine Restfelder übrig. Diese werden durch Bewegungen des elektrisch gut leitenden Ozeanwassers im Hauptmagnetfeld erzeugt. Das ist möglich, weil die Lorentzkraft elektrische Ladungen senkrecht zur Bewegung des Wassers und senkrecht zur Richtung des Magnetfeldes ablenkt, und zwar positive und negative Ladungen in entgegengesetzte Richtung. Das führt zur Ladungstrennung und damit zum Aufbau einer natürlichen Batterie. Diese Batterie kann nun ihrerseits elektrische Ströme im Meer erzeugen, die sich nach der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit, d.h. im wesentlichem nach der Topographie des Meeresuntergrundes richten. Es ist jetzt gelungen, die Magnetfelder dieser geringen Ströme in Satellitenmessungen des Erdmagnetfelds sichtbar zu machen (Tyler, Maus and Lühr, 2002). In der Abb. 2.62 ist die Verteilung des magnetischen Feldes auf den Ozeanen wiedergegeben, die durch die Wasserbewegungen der Mondgezeiten erzeugt wird. Sie zeigt nicht direkt Flut- und Ebbe an, sondern muss durch eine Modellrechnung ergänzt werden, die die elektrische Leitfähigkeit der Erde und Ozeane, sowie die Topographie des Ozeanbodens mit einbezieht.

Die Quellgebiete aller folgenden Magnetfelder liegen oberhalb der Erde.

Die Subtraktion von POMME und dem lithosphärischen Feld vom gemessenen Magnetfeld ergibt Magnetfelder, die nur wenige nT stark sind, also vergleichbar zu den lithosphärischen, aber sich rasch ändern. Die Änderungszeiten liegen zwischen Sekunden und Tagen.

5. Ein Quellgebiet ist die Ionosphäre. Ein seit Jahrzehnten bekannter Strahlstrom in etwa 105 km Höhe entlang des magnetischen Äquators auf der Tagseite der Erde ist der äquatoriale Elektrojet (EEJ) (Abb. 2.63). Durch die CHAMP-Messungen wurden erstmals hochgenaue Messungen oberhalb des EEJ gemacht, die neue Aspekte zeigten (Lühr et al., 2003b). Lühr et al. (2003a) entdeckten hierbei, dass die Abschwächungen des Magnetfelds nördlich und südlich des EEJ (Abb. 2.64) mit der verstärkten Ansammlung von elektrisch geladenen Teilchen, dem Plasma, erklärbar ist. In früheren Studien wurde diese Feldabschwächung als Strom in entgegengesetzter Richtung gedeutet. Der wichtige neue Gedanke ist, dass diese Schwächung des Magnetfelds durch den diamagnetischen Effekt von Plasma zu erklären ist. Damit ist es zum ersten Mal überhaupt gelungen, Plasma durch seinen diamagnetischen Effekt in den geringen Höhen der Ionosphäre experimentell nachzuweisen.

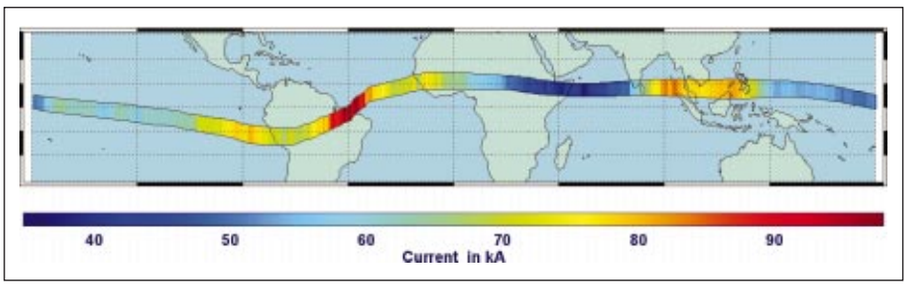


Abb. 2.63: *Der Verlauf des äquatorialen Elektrojets entlang des magnetischen Äquators, abgeleitet aus den Magnetfelddaten des Satelliten CHAMP. Neu und damit zum ersten Mal entdeckt ist die sich mit der geographischen Länge ändernde Intensität des gebündelten elektrischen Stromes, der von West nach Ost fließt. Anders als in dieser Abbildung fließt dieser Strom jeweils nur auf der von der Sonne beschienenen Seite der Erde.*

The course of the equatorial electrojet along the magnetic equator, inferred from magnetic data of satellite CHAMP. It shows for the first time the newly discovered variation of the current strength. The actual current flows only on the sunlit part of the Earth from west to east.

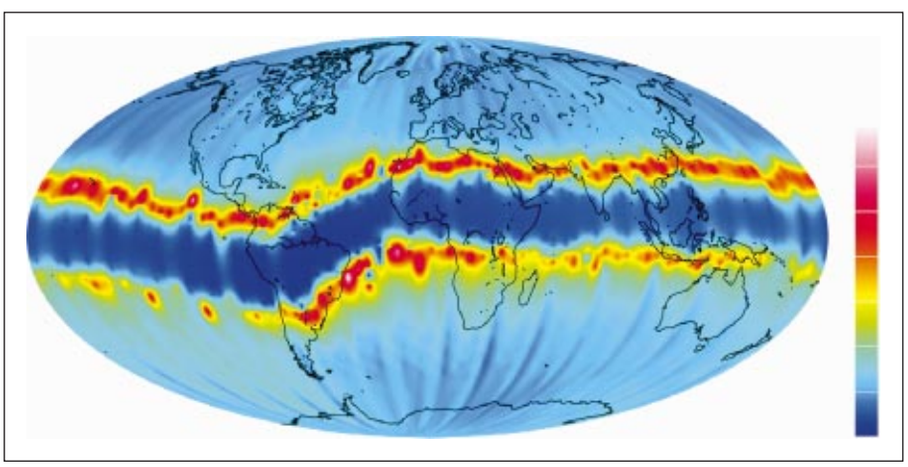


Abb. 2.64: *Ansammlungen elektrisch geladener Teilchen, Plasma genannt, schwächen das herrschende Magnetfeld. Dieser diamagnetische Effekt ist besonders ausgeprägt in Streifen nördlich und südlich des magnetischen Äquators, der als Ort erhöhter Plasmakonzentration, der so genannten Appleton Anomalie, seit Beginn der Ionosphärenforschung bekannt ist. In diesen Bereichen beträgt die Verfälschung des Magnetfeldes in der Höhe des CHAMP Satelliten bis zu 5 nT. Die Berücksichtigung dieses Effekts ist für das physikalische Verständnis des EEJ außerordentlich wichtig.*

Accumulation of electrically charged particles, called plasma, attenuates the existing magnetic field. This diamagnetic effect is particularly well-developed along the stripes north and south of the magnetic equator which is known since the early times of ionospheric research as the seat of increased plasma concentration, the so called Appleton anomaly. Here the attenuation of the magnetic field at the height of the CHAMP satellite reaches up to 5 nT. This diamagnetic effect is important for understanding the physics of the EEJ.

6. Trotz der ähnlichen Bezeichnung ist der polare Elektrojet PEJ eine vom äquatorialen Elektrojet verschiedene Erscheinung: Er bezieht seine antreibenden elektrischen Felder direkt aus den Strömen der Magnetosphäre. Der Grund hierfür ist die extrem hohe elektrische Leitfähigkeit parallel zu den Magnetfeldlinien, die die Magnetosphäre und Ionosphäre verbinden. Deshalb gleiten Elektronen und Protonen fast ohne Widerstand aus Tausenden von Kilometern Entfernung entlang der Magnetfeldlinien auf die Erde zu. Diese Ströme werden „Feldparallele Ströme“, bzw. Field-aligned Currents (FAC) genannt. In der Ionosphäre in 110 km Höhe schließen sich diese Ströme, von einigen Millionen Ampere Stromstärke. Der PEJ fließt in zwei Halbkreisbögen von der Morgen- zur Abendseite um den magnetischen Pol und ist räumlich mit den Polarlichtern korreliert. Von hier aus fließen aber auch Ströme parallel zu den Magnetfeldlinien in die Magnetosphäre zurück. Diese feldparallelen Ströme wurden erst von Satelliten entdeckt, da die mit ihnen verbundenen Magnetfelder nicht die Erdoberfläche erreichen und deshalb unbekannt waren. Damit waren auch die Ursachen für den PEJ unbekannt, da man nicht wissen konnte, wodurch diese starken Ströme getrieben wurden. Die Amplituden dieser Ströme können aus den Vektordaten von CHAMP bzw. der Komponente des Magnetfeldes, die senkrecht zum Hauptfeld und zur Bewegungsrichtung des Satelliten ist, bestimmt werden. Die Abb. 2.65 zeigt links oben die Positionen der abwärts gerichteten und unten die der aufwärts gerichteten FACs von vielen Tausend Überflügen im Zeitraum August 2000 bis Mai 2002. Sie sind in der magnetischen Lokalzeit über dem Nordpol dargestellt. Um die Mittagszeit sind starke Amplituden und eine deutliche Verschiebung zum magnetischen Pol hin zu beobachten. Nachts hingegen wandern die Maximalwerte vom Pol weg. Die Mittelwerte dieser Positionen sind in der rechten Graphik dargestellt. Die auf- und abwärtsgerichteten Ströme bilden ein typisches Muster: in der Morgendämmerung sind die abwärtsgerichteten Ströme näher am Pol, dieses Gebiet wird auch Region 1 genannt. Auf der Abenddämmerungs-Seite sind sie in Richtung Äquator verschoben (Region 2) und die aufwärtsgerichteten Ströme sind in der Region 1 vorherrschend. Der

Vergleich mit horizontalen Strömen der Ionosphäre zu magnetisch aktiven und zu ruhigen Zeiten, sowie Sonnenwindgeschwindigkeit und Richtung des Interplanetaren Magnetfelds, ermöglicht die Modellierung des Stromsystems und damit des Magnetfeldes in hohen Breiten.

7. Datenbearbeitung, Datengewinnung und Datenbearbeitung:

Das GFZ Potsdam betreibt die beiden Observatorien Niemegk und Wingst, außerdem wurde finanzielle und wissenschaftliche Hilfe beim Aufbau des Observatoriums Villa Remedios bei La Paz, Bolivien, als Ersatz für Patacamaya geleistet. Geplant ist eine ähnliche Hilfe zur Errichtung eines Observatoriums im südlichen Afrika.

Mit dem GFZ-Satelliten CHAMP steht jetzt eine Quelle hochgenauer Magnetfelddaten in relativ niedriger Flughöhe von 450 km seit Juli 2000 zur Verfügung. Diese Datenbasis wird wesentlich verstärkt durch die von *Ørsted* und *SAC-C* gemessenen Daten in 750 km Höhe, und die vor etwa 20 Jahren gemessenen Daten von *Magsat*.

Die vom Satelliten zur Erde übertragenen Messdaten, etwa 200 Megabyte pro Tag, sind für die Modellierungsarbeiten zunächst unbrauchbar. Sie werden deshalb in einer mehrstufigen Verarbeitung kalibriert, mit der exakten Position und Orientierung des Satelliten zum Messzeitpunkt verknüpft, um dann als Datenprodukte der eigentlichen wissenschaftlichen Auswertung zur Verfügung gestellt werden zu können. Eine vergleichbar intensive Bearbeitung erfahren auch die Observatoriumsdaten.

Ein weiteres, immer wieder diskutiertes Problem ist es, Magnetfelder, die in der Höhe eines Satelliten gemessen wurden, für die Erdoberfläche umzurechnen. Diese Feldfortsetzung wird zum Problem, wenn sie in Richtung des Quellgebietes erfolgen soll. Die Einzelheiten dieses Problems sollen hier nicht erörtert werden. Hierzu wurde ein Verfahren erarbeitet, das deutliche Differenzen zu einem einfacheren Verfahren aufweist, das weit verbreitet ist. Hierzu hat er beide Verfahren auf die selben Magnetfelddaten des Satelliten *Ørsted* in 750 km Höhe angewandt und die Magnetfelder für die Erdoberfläche umgerechnet. Das Ergebnis in Abb. 2.66 zeigt die Differenz beider Ergebnisse als Verteilung eines Restfeldes an der Erdoberfläche, das deutlich zeigt, wie groß diese Felder und damit der Fehler bei der kritiklosen Anwendung von Feldfortsetzungen sein kann.

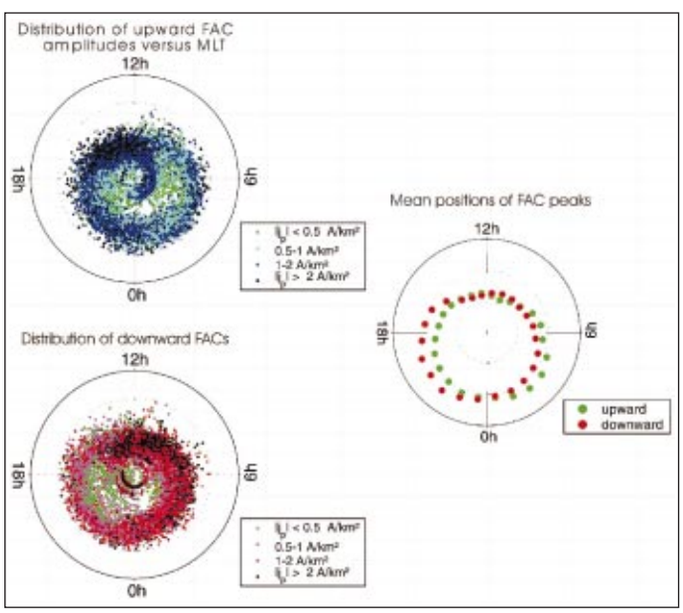


Abb. 2.65: *Blick von der Magnetosphäre auf die Polkappe mit dem magnetischen Pol als Mittelpunkt. Jeder Punkt in den drei Diagrammen gibt den Durchstoßpunkt einer Magnetfeldlinie an, an der entlang Protonen und Elektronen von der Magnetosphäre in die polare Ionosphäre geflossen sind. Im Diagramm links oben fließt der Strom von der Erde zur Magnetosphäre, im Diagramm unten links im entgegen gesetzten Sinn. Im rechten Diagramm wurden zur besseren Übersicht die Mittelwerte dieser Strombewegungen dargestellt.*

View from the magnetosphere on the polar cap with the magnetic pole as the center. Each dot indicates the location where a magnetic field line crosses the concentric sphere of CHAMPs observatory flight height where protons and electrons had been flowing from the magnetosphere to the polar ionosphere or back. In the left upper diagram the currents are flowing from the ionosphere to the magnetosphere, in the left lower panel in the opposing sense. In the right diagram the mean values are represented for more clarity.

Seismologie und Manteltemperatur

Temperaturanomalien im Erdmantel üben einen entscheidenden Einfluss auf die Mantelkonvektion und damit auch die Plattentektonik aus. Sie bestimmen Dichte und seismische Geschwindigkeiten von Mantelgesteinen sowie rheologische und elektromagnetische Eigenschaften. Die Seismologie bietet verschiedene „Thermometer“ zur Bestimmung der Temperaturen im Mantel. *(1)* Die seismische Geschwindigkeit im Mantel ändert sich direkt mit der Temperatur (Karato, 1993). Durch Messungen seismischer Geschwindigkeitsanomalien (Tomographie oder andere seismische Methoden) kann die Temperaturvariation im Mantel abgeschätzt werden. *(2)* Die global beobachteten Diskontinuitäten im oberen Mantel, in Tiefen von 410 und 660 km, sind nach einer gängigen Hypothese durch Phasenübergänge des häufigsten Mantelmaterials (Olivin) zu dichteren Mineralphasen verursacht. Die Tiefenvariationen der Diskontinuitäten sind abhängig von der Temperatur in der Mantelübergangszone. Durch Messung der Topographie der beiden Diskontinuitäten erhält man Informationen über die Temperatur in der Mantelübergangszone (Helffrich, 2000).

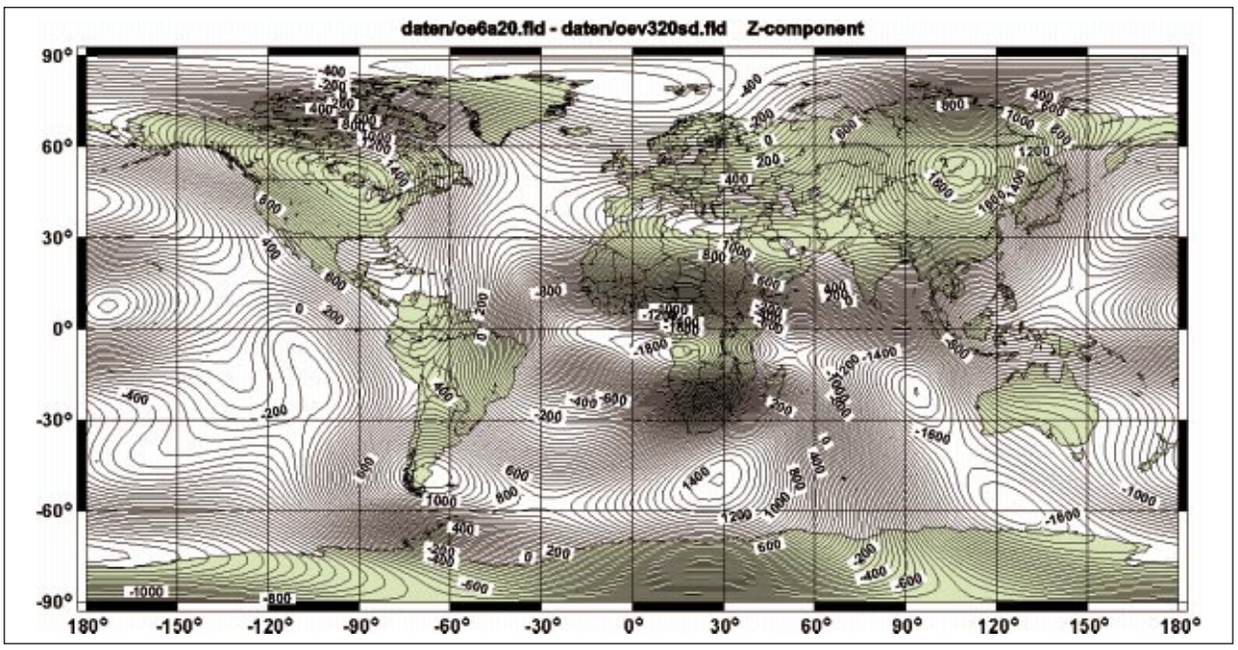


Abb. 2.66: *Die globale Verteilung der Differenz von zwei Magnetfeldern an der Erdoberfläche, die beide aus denselben Daten, gemessen vom Satelliten Ørsted in 750 km Höhe, durch zwei Verfahren der Feldfortsetzung berechnet worden sind. Es zeigt zunächst, dass die Lösung dieser mathematischen Aufgabe nicht eindeutig und deshalb problematisch ist. Der kurzwellige Anteil des Erdmagnetfeldes ist in der Höhe des Satelliten fast ganz abgeklungen und somit kaum vom Satelliten gemessen worden. Eine Feldfortsetzung nach unten zur Erdoberfläche muss diese Reste des kurzwelligen Magnetfeldes wieder rekonstruieren. Die hier neu formulierte Feldfortsetzung leistet das im Vergleich zur herkömmlichen Näherung.*

The global distribution of the difference of two magnetic fields at the Earth's surface which have both been calculated from the same data measured on the satellite Ørsted. Only different procedures of field continuation have been used. It demonstrates that the solution of this mathematical problem is not unambiguous and thus problematic. The short wave part of the magnetic field almost disappears at the height of the satellite and can therefore not be measured properly. The field continuation to the Earth's surface therefore reconstructs these short wavelengths. The Figure demonstrates how different methods yield different results. While all methods are approximations, the present method is hopefully the better one to reconstruct the short wavelengths.

Geschwindigkeitsanomalien aus seismischer Tomographie (Ekström und Dziewonski, 1998) wurden mit einer Geschwindigkeit - Temperatur Beziehung (Karato, 1993) in Temperaturanomalien umgewandelt. Das Ergebnis ist als Hintergrund in Abb. 2.67 und 2.68 dargestellt. Für die globale Kartierung der Manteldiskontinuitäten gibt es zwei geeignete Methoden: die langperiodischen von unten reflektierten SS-Vorläufer (SdS) (Gossler und Kind, 1996; Flanagan und Shearer, 1998; Gu et al., 2002) und die relativ kurzperiodischen empfängernahen konvertierten Wellen (Pds) (Stammler et al., 1992; Chevrot et al., 1999). Der Reflexionspunkt von SdS liegt in der Mitte zwischen Erdbebenherd und Station.

Deshalb können mit dieser Methode Regionen untersucht werden, in denen sich weder Erdbeben noch Stationen befinden. Ihre räumliche Auflösung ist allerdings relativ gering. Die Pds-Phase, die an einer Diskontinuität unter einer seismischen Station durch eine P-zu-S-Konversion entsteht, zeigt ein größeres Auflösungsvermögen. Die bisherigen globalen Beobachtungen von Pds-Konversionen sind allerdings auf Kontinente beschränkt, wo die meisten seismischen Stationen existierten. Die ozeanischen Pds-Daten von den Stationen, die sich auf Ozeaninseln befinden, die meist Plumes sind, zeigen meistens eine dünnere Mantelüberganszone, was auf eine erhöhte Temperatur in der Übergangszone hinweist, und eine Verzögerung der P410s-Phasen, die eher auf langsame Geschwindigkeiten des oberen Mantels hindeutet (Li et al., 2003a). In einem Mantelplume existieren starke kleinräumige Geschwindigkeitsanomalien. Diese können nicht von SdS-Daten, sondern nur von Pds-Daten aufgelöst werden. Deshalb zeigen die ozeanischen Pds-Daten größere Laufzeitanomalien der 410 (bis zu 17%) als die SdS-Daten (5%) (Li et al., 2003b).

Die scheinbaren Tiefen der 410, die unmittelbar aus der Laufzeit mit dem IASP91-Modell in Tiefe umgewandelt wurden, werden von zwei Faktoren beeinflusst: Topographie der 410 und Geschwindigkeitsanomalien im oberen Mantel. Die Topographie der 410 kann man mit der Mächtigkeit der Übergangszone gemäß dem Clapeyron-Slope korrigieren. Danach erhält man die Geschwindigkeitsanomalien im oberen Mantel. Die

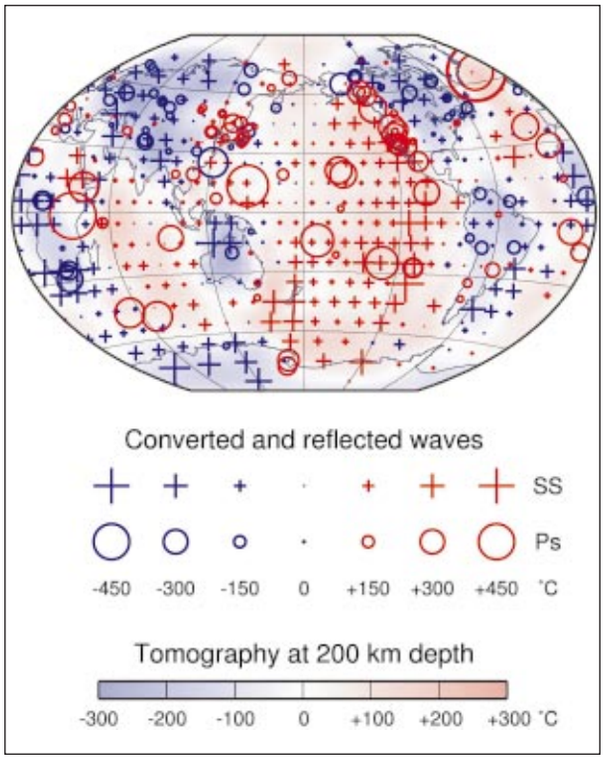


Abb. 2.67: *Temperaturanomalien im oberen Mantel (in der Tiefe von 0 bis 410 km), abgeschätzt aus den globalen Pds- (Kreise) und SdS- (Kreuze) Daten und der seismische Tomographie in 200 km Tiefe (Hintergrundfarben).*

Temperature anomaly in the upper mantle, measured by the SdS data (crosses), Pds data (circles) and tomography at 200 km depth (background color).

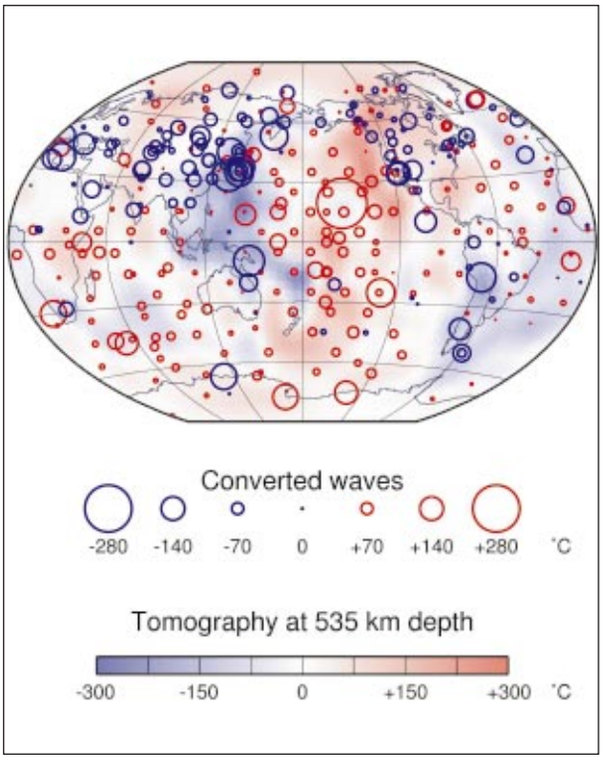


Abb. 2.68: *Temperaturanomalien in der Mantelübergangszone (in der Tiefe von 410 bis 660 km), abgeschätzt aus den globalen Pds- und SdS- Daten (identisch mit Kreisen gezeichnet) und der Tomographie in 550 km Tiefe (Hintergrundfarben).*

Temperature anomaly in the mantle transition zone, measured by global SdS and Pds data (circles) and tomography at 535 km depth (background color).

Temperaturanomalien wurden sowohl für Pds-Daten als auch für SdS-Daten nach Karato (1993) berechnet und in Abb. 2.67 entsprechend mit Kreisen und Kreuzen dargestellt. Generell stimmen die Temperaturanomalien aus den drei Datensätzen überein. Sie zeigen einen kalten Mantel unter Kontinenten und einen warmen Mantel unter Ozeanen. Aber wegen des unterschiedlichen Auflösungsvermögens unterscheiden sich die Amplituden der Anomalien zwischen verschiedenen Methoden. Die Pds-Daten haben die beste laterale Auflösung und zeigen starke Temperaturanomalien unter den meisten ozeanischen Stationen, die wahrscheinlich direkt von den Mantel-Plumes verursacht wurden.

Aus den Differenzlaufzeiten der Pds-Phasen der 660 und 410 kann man die Mächtigkeit der Mantelüberganszone bekommen, die unabhängig von Geschwindigkeitsanomalien im oberen Mantel ist. Mit den Clapeyron-Slopes der 410 und 660 (Bina und Helffrich, 1994) und der Geschwindigkeits-Temperatur-Abhängigkeit (Karato, 1993) rechnet man mit 80 K Temperaturanomalie für je 10 km Mächtigkeitsvariation. Die Ergebnisse sind in Abb. 2.68 dargestellt. In der Übergangszone ist der Unterschied zwischen Ozean und Kontinent in der seismischen Tomographie nicht mehr deutlich erkennbar. Der Unterschied ist aber in den Pds- und SdS-Daten sichtbar (z.B. rote Kreise im Pazifischen und Indischen Ozean und blaue Kreise in Eurasien und Amerika). In Nordamerika zeigt die Tomographie rot (heiß), aber Pds und SdS blau (kalt). Dieser Unterschied ist im Moment noch nicht erklärbar. Aus der Sicht der Tomographie nimmt man an, dass die Kontinentwurzeln nicht tiefer als 300 km liegen. Die SdS- und Pds-Daten zeigen aber, dass der Einfluss der Kontinente bis zur Mantelübergangszone reicht.

Wechselwirkung Mantelplume und Lithosphäre unter Hawaii

Die Mächtigkeit der ozeanischen Lithosphäre nimmt wegen ihrer Abkühlung vom mittelozeanischen Rücken bis zur Subduktionszone zu. Wandert die Lithosphäre über einen heißen Mantelplume, so wird sie wieder von unten erwärmt. Dies hat zur Folge, dass sie teilweise wieder aufgeschmolzen und verdünnt wird. Es gibt verschiedene Modelle zur Beschreibung der Wechselwirkung von Plume und Lithosphäre. Bisherige seismische Daten sind leider nicht in der Lage, die Mächtigkeit der Lithosphäre mit ausreichender Auflösung zu messen. Die neu entwickelte S-Receiver-Function- (SRF-) Methode (Farra und Vinnik, 2000; Li et al., 2003), die z.B. an der Lithosphärenuntergrenze von S zu P konvertierte seismische Wellen untersucht, ist zu diesem

Zweck am besten geeignet. Sie hat größere laterale Auflösung als die Raum- oder Oberflächenwellen-Tomographie und leidet nicht unter Problemen mit multiplen Phasen wie die P-Receiver-Function- (PRF-) Methode.

Mit der SRF-Methode haben wir die ozeanischen Lithosphäre unter Hawaii abgebildet (Li et al., 2003). SRFs wurden für die permanenten seismischen Stationen auf den Inseln Hawaii (Big Island), Maui und Oahu (Abb. 2.69) berechnet. In Abb. 2.70 sind die gestapelten SRFs auf zwei Sektionen projiziert, entlang der Inselkette (NW-SO) und quer zu ihr (SW-NO). Eine negative Phase, die als LAB (Lithosphäre-Asthenosphäre-Boundary) interpretiert wird, ist in den Daten deutlich zu erkennen. Negative Amplituden in den SRF weisen auf eine Zone mit geringerer S-Wellen Geschwindigkeit hin. Abb. 2.71 zeigt ein Modell der Lithosphären-Asthenosphärengrenze unter der Hawaii-Inselkette. Die Lithosphäre unter Big Island, wo sich der Plume befindet, ist 100 bis 110 km mächtig, wie es für eine 80 bis 90 Millionen Jahre alte ozeanische Lithosphäre erwartet werden kann. Von Big Island Richtung Nordwesten verdünnt sich die Lithosphäre entlang der Inselkette bis auf 60 km. Quer zur Inselkette (Abb. 2.70b) ist die Lithosphäre am dünnsten unter den Inseln. Die Lithosphäre erreicht wieder ihre normale Mächtigkeit, wenn die Entfernung von der Inselkette größer als 150 km ist.

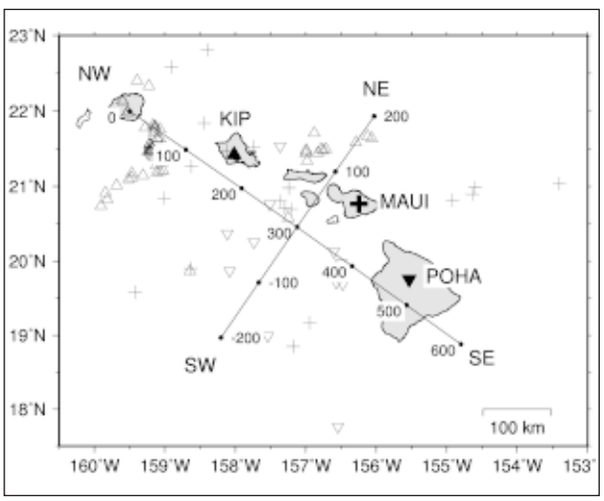


Abb. 2.69: *Karte der Lokationen der permanenten Breitbandstationen KIP (IRIS/GEOSCOPE), MAUI (GFZ/GEOFON) und POHA (IRIS/USGS). Konversionspunkte der S-Receiver-Functions in 100 km Tiefe sind mit denselben Symbolen wie die Stationen dargestellt. Die zwei Linien markieren die NW-SO und SW-NO-Sektionen, auf die die SRFs in Abb. 2.70 projiziert werden.*

Location map of permanent broadband stations KIP (IRIS/GEOSCOPE), MAUI (GFZ/GEOFON) and POHA (IRIS/USGS). Piercing points of S receiver functions at 100 km depth are shown (same symbols as stations). Two lines labelled NW-SE and SW-NE indicate the two sections shown in Fig. 2.70.

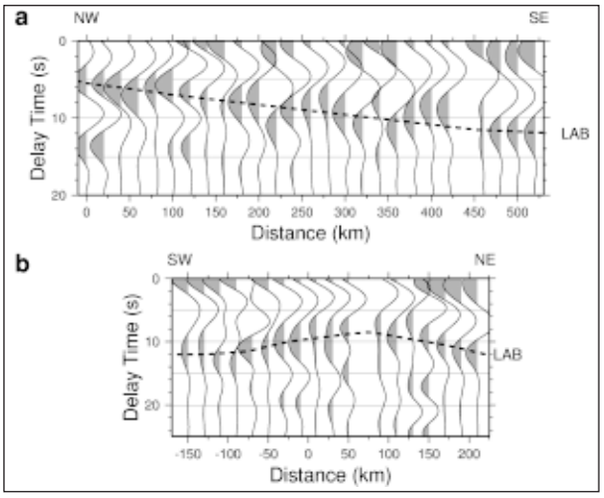


Abb. 2.70: *Gestapelte S-Receiver Functions auf zwei Sektionen entlang* ***(a)*** *und senkrecht zu der Inselnkette* ***(b).*** *Die SRFs wurden nach der Moveout-Korrektur (Referenzslowness 6,4 s/°) in 20km-Fenstern mit 5 km Überlappung gestapelt. Bandpassfilter von 7 bis 20 s wurde benutzt, um das Rauschen zu unterdrücken. LAB markiert die Lithosphäre-Asthenosphäre-Grenze.*

Stacked S receiver functions of the three stations projected on the two profiles along the island chain ***(a)*** *and perpendicular to it* ***(b)****. The stack bin is 20 km with 5 km overlap. Slowness (or distance) moveout corrections are applied (reference slowness of 6.4 s/°) before stacking. A 7 to 20 s bandpass filter is also applied to suppress the noise. LAB indicates the lithosphere-asthenosphere-boundary.*

Die Beobachtungen zeigen eine interessante Wechselwirkung zwischen Plume und Lithosphäre unter Hawaii. Bei der Bewegung der Pazifische Lithosphäre über den Hawaii-Plume stagniert ein großer Teil des Plumematerials unter der Lithosphäre und bewegt sich mit dieser Richtung Nordwesten. Das zur Lithosphäre addierte Plumematerial erhitzt die Lithosphäre und erzeugt neue Schmelzen. Dadurch verdünnt sich die starre Lithosphäre entlang der Hawaii-Inselkette. Nach 3 bis 4 Millionen Jahren wird die maximale Lithosphäreverdünnung unter Kauai erreicht, ca. 400 km vom jetzigen Plumezentrum entfernt.

Die südlichen Anden zwischen 36 und 40° S: Seismizität und 3D-Lokalbebentomographie

Der westliche Kontinentalrand Südamerikas ist geprägt durch die Subduktion der ozeanischen Nazca-Platte unter die kontinentale südamerikanische Platte und die damit verbundene Entstehung des andinen Orogens. Über 8000 km erstrecken sich die Anden entlang des aktiven Kontinentalrandes - von der Karibik bis nach Feuerland (Abb. 2.72). Sie weisen jedoch beträchtliche Variationen in Topographie und Krustenmächtigkeit entlang des Streichens auf. Die Subduktionsprozesse verursachen eine hohe Seismizität entlang des südamerikanischen Kontinentalrandes. In historischer Zeit zeigte die Plattengrenzenfläche (Benioff-Zone) insbesondere in

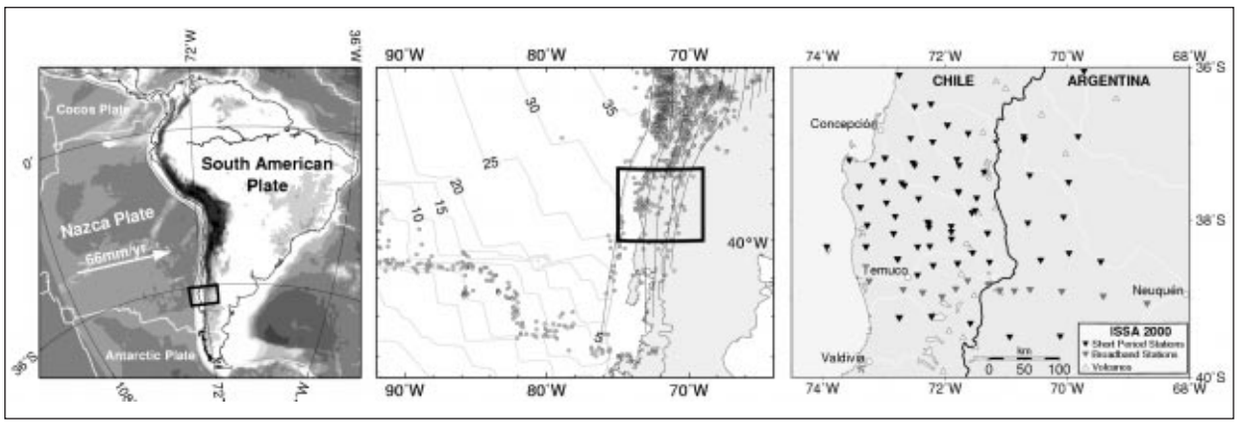


Abb. 2.71: *Skizze der Grenze Lithosphäre-Asthenosphäre unter der Hawaii-Inselkette*

Sketch of the lithosphere-asthenosphere boundary below the Hawaiian island chain

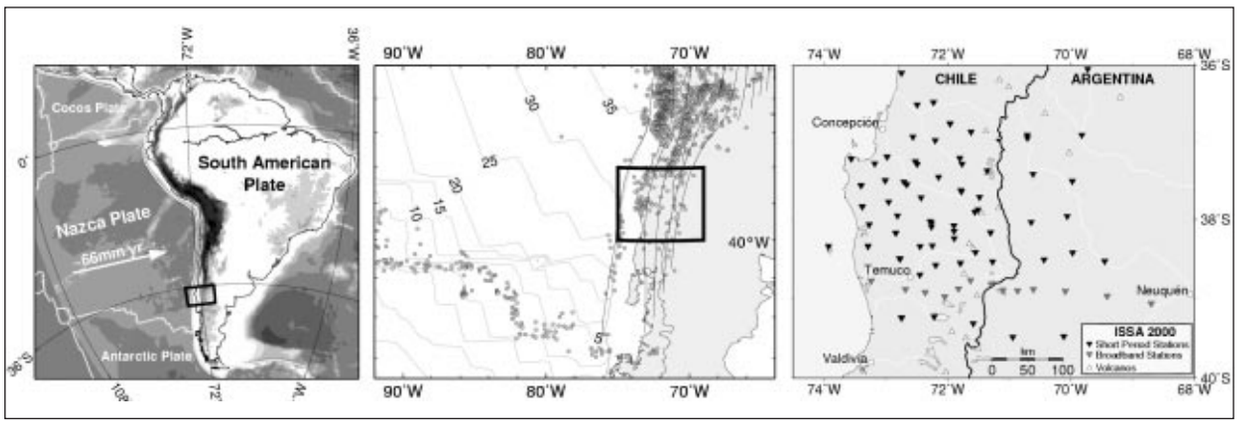


Abb. 2.71: *(links) Plattentektonische Situation entlang des aktiven Kontinentalrandes von Südamerika. Charakteristischer Gebirgszug im Westen des südamerikanischen Kontinents sind die Anden mit Erhebungen von über 6000 m im zentralen Bereich. Die Topographie nimmt nach Süden hin ab und erreicht im Untersuchungsgebiet (schwarzes Viereck) mit den Vulkanen maximale Höhen von 3000 m. Die Breite der Anden beträgt bei 20° S ~700 km und nimmt bis 38° S auf ~250 km ab. (Mitte) Ozeanbodenalter in Ma (Müller et al., 1997) der Nazca-Platte mit der Seismizität seit 1973 (PDE-Katalog) und der Tiefenlage der Wadati-Benioff-Zone (50 km Isolinien) nach Gudmundson und Sambridge (1998). Im Untersuchungsgebiet wird 20 bis 35 Ma alte ozeanische Lithosphäre subduziert. (rechts) Stationskarte des seismologischen Feldexperimentes ISSA2000.*

(left) Plate-tectonic setting around the active continental margin of South America. The characteristic orogene of the south american continent are the Andes with heights of more than 6000 m in the central region. Topography decreases towards the south and reaches in the study area maximum heights of approximately 3000 m for the volcanos. The width of the Andes is ~700 km at 20° S and decreases to ~250 km at 38° S. (center) Ocean-age isochrons of the Nazca plate in Ma (Müller et al., 1997). Seismicity since 1973 (PDE catalogue) and contour lines (50 km spacing) for the depth of the Wadati-Benioff zone after Gudmundson and Sambridge (1998) are shown. The age of the oceanic lithosphere is abouth 20 to 35 Ma in the area under investigation. (right) Site map of the ISSA2000 seismological network.

den südlichen Anden immer wieder große und stark destruktive Erdbeben. Das weltweit stärkste jemals registrierte Erdbeben ist am 22. Mai 1960 mit einer Momentenmagnitude von Mw = 9,5 in der Region um Valdivia aufgetreten.

Das GFZ Potsdam hat sich im Rahmen des Sonderforschungsbereichs SFB 267 „Deformationsprozesse in den Anden“ in den vergangenen neun Jahren mit der Untersuchung der Subduktionsvorgänge befasst. Gerade in den Zentralen Anden haben die durchgeführten seismologischen Experimente wichtige und neue Erkenntnisse zum Aufbau und zur Entwicklung der Oberplatte geliefert (u.a. Gräber und Asch, 1999; Husen et al. 2000; Haberland und Rietbrock, 2001; Schurr et al., 2003). Die südlichen Anden hingegen blieben weitestgehend unerforscht. Anfang des Jahres 2000 wurde deshalb das seismologische Feldexperiment ISSA2000 in Südchile und Argentinien durchgeführt, um die seismische Aktivität in den südlichen Anden zu studieren und eine 3D-Geschwindigkeitsverteilung der Kruste und des oberen Mantels mittels lokaler Erdbebentomographie zu bestimmen. Das Projekt fand in Kooperation mit der Freien Universität Berlin, der Universität Potsdam, dem GEOMAR in Kiel, der Universidad de Concepción, Chile und der Universidad Catolica del Norte in Antofagasta, Chile statt.

Das seismologische Experiment ISSA2000 stellt einen lokalen Erdbebenkatalog mit präzisen Lokalisierungen für die südlichen Anden (36 bis 40° S and 68 bis 75° W) zur Verfügung. Die Verteilung der lokalen Seismizität ist in Abb. 2.72 dargestellt. Bisher wurde das Einfallen der Wadati-Benioff-Zone im Untersuchungsgebiet durch globale seismologische Untersuchungen bestimmt, z.B. ermittelten Barazangi und Isacks, 1976, einen ungefähren Einfallswinkel von 25 bis 30° O. Die hier vorliegenden seismologischen Untersuchungen zeigen zum ersten Mal den akkuraten Verlauf der Benioff-Zone in den südlichen Anden. Die Benioff-Zone wird durch eine nach Osten geneigte Ebene mit kontinuierlicher Seismizität bis in eine Tiefe von 120 km definiert. Zwischen 73 und 74° W fällt die seismogene Zone mit ~10° O ein; östlich davon fällt die Benioff-Zone mit 30±1° O ein. Eine seismische Aktivität zwischen 36 und 40° S kann generell bis in eine Tiefe von 200 km beobachtet werden. (Bohm et al., 2002)

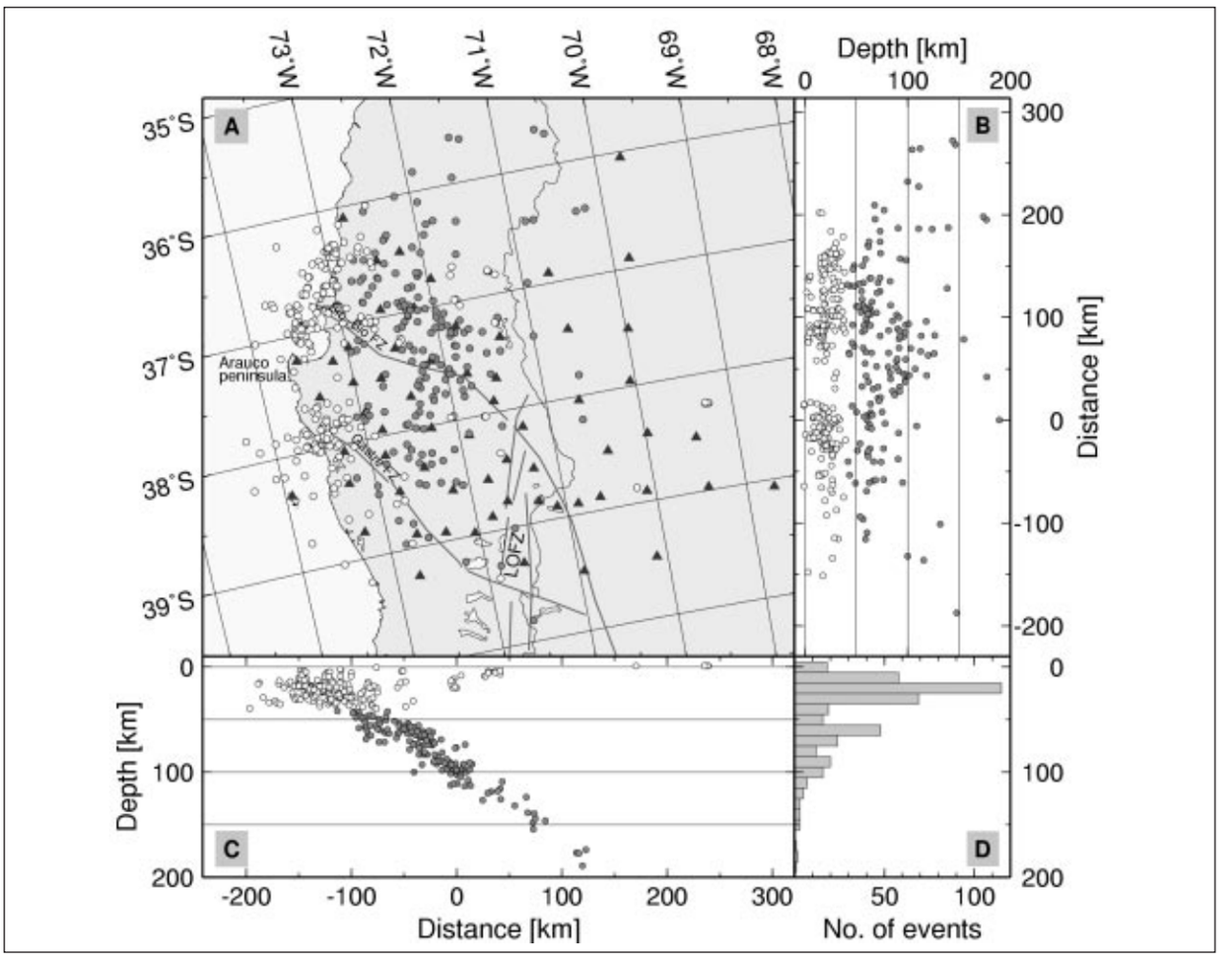


Abb. 2.72: *Verteilung der 440 lokalen Erdbeben, die während des ISSA2000-Experimentes aufgezeichnet wurden. Die Abbildung wurde um 11° rotiert, so dass vertikale Schnitte senkrecht zum Streichen des Tiefseegrabens verlaufen, um eine gut fokussierte Benioff-Zone zu erhalten.* ***A:*** *Darstellung der Epizentren. Krustale Seismizität (Tiefe = 40 km) ist durch weiße Kreise gekennzeichnet. Schwarze Dreiecke markieren die Stationsstandorte. Außerdem eingezeichnet sind die Verläufe der Störungszonen (Bio-Bio, Gastre und Liquiñe-Ofqui).* ***B:*** *N-S Schnitt.* ***C:*** *O-W Schnitt mit Benioff-Zone.* ***D:*** *Tiefen-Häufigkeitsverteilung der Beben mit Maxima in 20 und 60 km Tiefe.*

Distribution of the 440 local earthquakes recorded during the ISSA2000 experiment. The image is rotated 11° counterclockwise showing E-W cross sections perpendicular to the trench in order to reveal a best focussed Benioff zone. A: Distribution of the epicenters. Crustal events (depth = 40 km) are displayed with white filling. Black triangles mark station locations. Grey lines indicate the mayor fault zones (Bio-Bio, Gastre and Liquiñe-Ofqui). B: Hypocenters projected onto a N-S vertical cross section. C: Projection of the hypocenters onto a E-W vertical cross section displaying the Benioff zone. D: Depth-frequency distribution of the earthquakes showing two maxima at 20 and at 60 km depth.

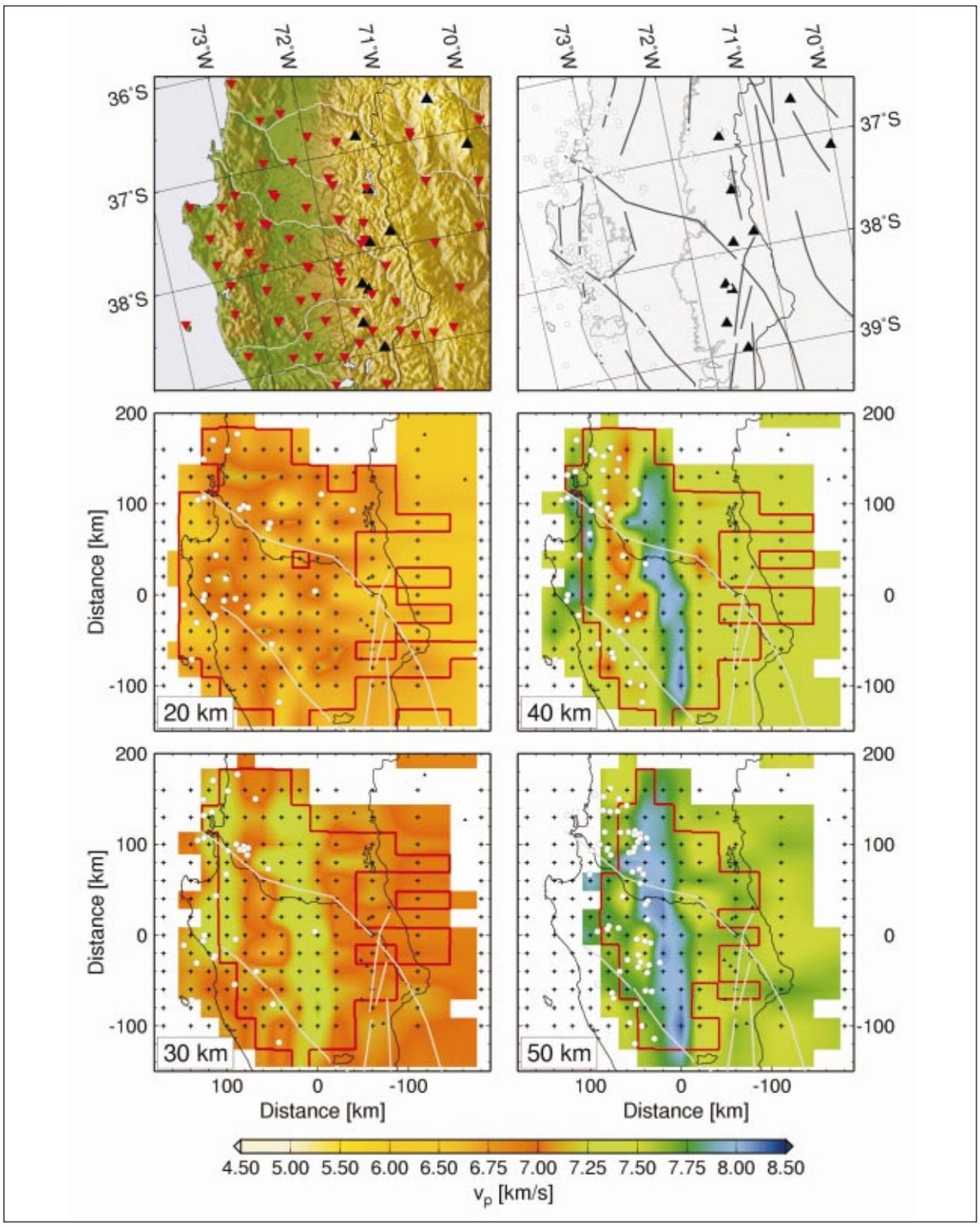


Abb. 2.73: *Horizontale Schnitte in unterschiedlichen Tiefenlagen durch das 3D-Vp-Modell. Erdbeben aus dem entsprechenden Tiefenbereich sind ebenfalls abgebildet. Außerdem wurden die wichtigsten Störungszonen in die jeweiligen Schnitte eingezeichnet. Die rote Linie kennzeichnet den Bereich guter Auflösung. Die linke obere Karte zeigt die Topographie mit der Stationsverteilung. Die rechte obere Karte beinhaltet die krustale Seismizität (Tiefe = 40 km), die Störungszonen und die aktiven Vulkane (schwarze Dreiecke).*

Horizontal depth sections through the 3-D Vp model. Earthquakes within the according depth range of the section are also plotted. Furthermore, fault zones are projected onto the maps. The thick red solid line encloses regions of good solution. The upper left map shows the topography of the study area and station locations. The upper right map displays crustal earthquakes (depth = 40km), the fault zones and active volcanoes (black triangles).

Krustale Seismizität

Neben der Definition der Benioff-Zone enthält die Verteilung der Seismizität wichtige Informationen über die Tektonik der kontinentalen oberen Platte. Die krustale Seismizität (Tiefe = 40 km) ist im forearc Bereich des aktiven Kontinentalrandes konzentriert. In der Hauptkordillere und entlang der LOFZ sind im Untersuchungszeitraum kaum Erdbeben zu verzeichnen gewesen (siehe Abb. 2.72). Die Freisetzung der seismischen Energie entlang der Küste entspricht der Hebungsachse und dem postulierten Zentrum basaler Akkretion in der Tiefe (Lohrmann et al., 2001). Die Häufung der Beben nördlich und südlich der Arauco-Halbinsel kann mit der Gastre- und der Bio-Bio-Störung in Zusammenhang gebracht werden. Diese Diskontinuitäten setzten sich ins Landesinnere bis zur Hauptkordillere fort, während ihr seismisch aktiver Teil auf den forearc begrenzt ist. Diese beiden Verwerfungen begrenzen ein Gebiet mit kaum seismischer Aktivität, das zur Arauco-Halbinsel und zur Nahuelbuta-Kordillere gehört. Dieses weist wiederum im forearc die höchste Hebungsrate und Topographie auf.

Benioff-Seismizität

Es wird davon ausgegangen, dass die mitteltiefe Seismizität sowohl durch metamorphe Prozesse in der Kruste und im oberen Mantel der subduzierten ozeanischen Platte kontrolliert wird als auch durch eine Reaktivierung von Störungen, die in geringeren Tiefen gebildet wurden (Kirby et al., 1996). Eine wichtige metamorphe Transformation ist die Phasentransformation von Blauschiefer nach Eklogit (bei 500 bis 600° C und 1,3 bis 2,5 GPa), bei der durch Dehydrationsprozesse große Wassermengen frei werden (Peacock, 1996). Das freigesetzte Wasser setzt die effektive Spannung herab und macht Sprödversagen möglich (dehydration embrittlement). Die Tiefe dieser Transformation hängt von der thermischen Struktur innerhalb der Subduktionszone ab (u.a. Alter der ozeanischen Lithosphäre, Konvergenzgeschwindigkeit). Sie kann 150 km für eine alte und kalte Lithosphäre betragen, aber auch nur 50 bis 60 km für eine junge und warme Platte.

Wie der Tiefen-Häufigkeitsverteilung in Abb. 2.72 zu entnehmen ist, erreicht die Verteilung der lokalen Erdbeben des ISSA-Netzes bei 20 km Tiefe ein erstes Maximum. Es stellt die Zone seismischer Kopplung dar. Ein weiteres Maximum in 60 km Tiefe kann mit den oben beschriebenen Dehydrationsprozessen in der relativ jungen Nazca-Platte (35 Ma) in Verbindung gebracht werden.

Die Abnahme der Seismizität von Nord nach Süd steht ebenfalls in Zusammenhang mit der Änderung der thermischen Struktur der subduzierten ozeanischen Platte. Südlich von 39° S treten in der jungen ozeanische Lithosphäre fast keine Erdbeben mehr auf.

3-D Vp Tomographie

Durchschnittliche P-Wellengeschwindigkeiten in der kontinentalen Kruste sind im Allgemeinen relativ hoch. Mantelgeschwindigkeiten werden ab 45 km Tiefe erreicht. Die abtauchende Platte wird durch die Lage der Erdbeben definiert und ist durch hohe seismische Geschwindigkeiten (7,2 bis 8,2 km/s) gekennzeichnet. Unterhalb der Küstenkordillere und des Längstals (zwischen 72,5° W und 72,9° W) werden niedrige P-Wellengeschwindigkeiten von 6,5 bis 7,0 km/s in 20 bis 45 km Tiefe beobachtet (Bereich 1 in Abbildung 2.74).Sie deuten eine mögliche Serpentinisierung des Mantelkeils an (siehe u.a. Kirby et al., 1996). Die hohen P-Wellengeschwindigkeiten von 7,75 km/s in ~40 km Tiefe bei ~72,1° W (Bereich 2 in Abbildung 2.74), die innerhalb des gesamten Untersuchungsgebietes von Nord nach Süd beobachtet werden, weisen auf eine Krustenmächtigkeit von 40 km unterhalb des forearcs hin. Weiter nach Osten werden Geschwindigkeiten von 7,75 km/s erst in 50 bis 55 km Tiefe erreicht (Bereich 3 in Abb. 2.74), was auf eine Zunahme der Krustenmächtigkeit unterhalb des magmatischen Bogens hindeutet. Die verdickte Kruste könnte durch magmatische Unterplattung entstanden sein.

Tibet

Das Hochland von Tibet ist mit einer durchschnittlichen Höhe von 5 km und einer Ausdehnung von über 3 Millionen Quadratkilometern das größte derzeit existierende Hochplateau der Erde. Es ist entstanden als eine direkte Folge der Kollision von Indien mit Eurasien, ein Vorgang, welcher bis heute weite Teile Zentralasiens deformiert. Hierdurch wurde die Mächtigkeit der Kruste von normalerweise ca. 40 km auf bis zu 80 km praktisch verdoppelt.

Obwohl die geowissenschaftliche Erkundung Tibets besonders in den letzten zwei Jahrzehnten große Fortschritte gemacht hat, sind eine Reihe grundlegender Fragen zu seiner Entstehung nach wie vor ungeklärt und werden zum Teil kontrovers diskutiert. Insbesondere der genaue Mechanismus, welcher zur Verdopplung der Krustenmächtigkeit geführt hat, ist bis heute nicht endgültig geklärt. Hat sich die Topographie Tibets durch Überschiebung in sich starrer Platten herausgebildet (z.B. Tapponnier et al., 2001), oder vielmehr durch homogene Verdickung der Kruste als Ganzes? Wie plausibel ist die Vorstellung, die Kruste Tibets werde quasi „hydraulisch aufgepumpt“?

Um einen Beitrag zur Klärung dieser Fragen zu leisten, ist das GFZ Potsdam seit mittlerweile 10 Jahren im Rahmen des deutschen Teilprojektes GEDEPTH am internationalen Projekt INDEPTH (INternational DEep Profiling of Tibet and the Himalayas) beteiligt. Im Sommer 1994 sowie von 1998/99 wurden mit umfangreicher Beteiligung des GeoForschungsZentrums seismische Experimente in Süd- bzw. Zentraltibet durchgeführt mit dem Ziel einer detailreichen Kartierung der Struktur von Kruste und oberem Mantel in der Region.

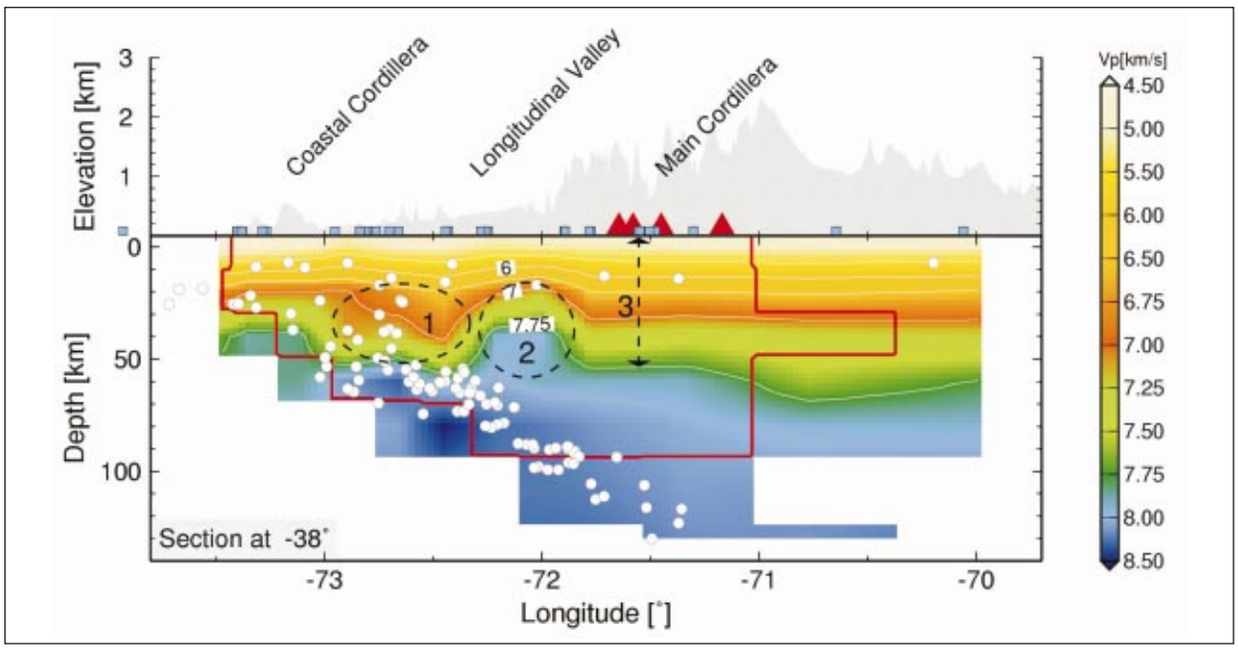


Abb. 2.74: *W-O Profilschnitt durch das 3D-Vp-Modell bei 38° S. Erdbeben, Stationen und Vulkane aus einem 30 km breiten Bereich um das Profil herum werden ebenfalls gezeigt. Die rote Linie kennzeichnet das Gebiet guter Auflösung. Für die Erklärung der markierten Bereiche 1 bis 3 siehe Text.*

W-E vertical cross section through the 3-D Vp model at 38° S. Earthquakes, stations and volcanoes within 30 km of the section are also plotted. The thick red solid line encloses the region of good resolution. For explanation of marked areas 1 to 3 see text.

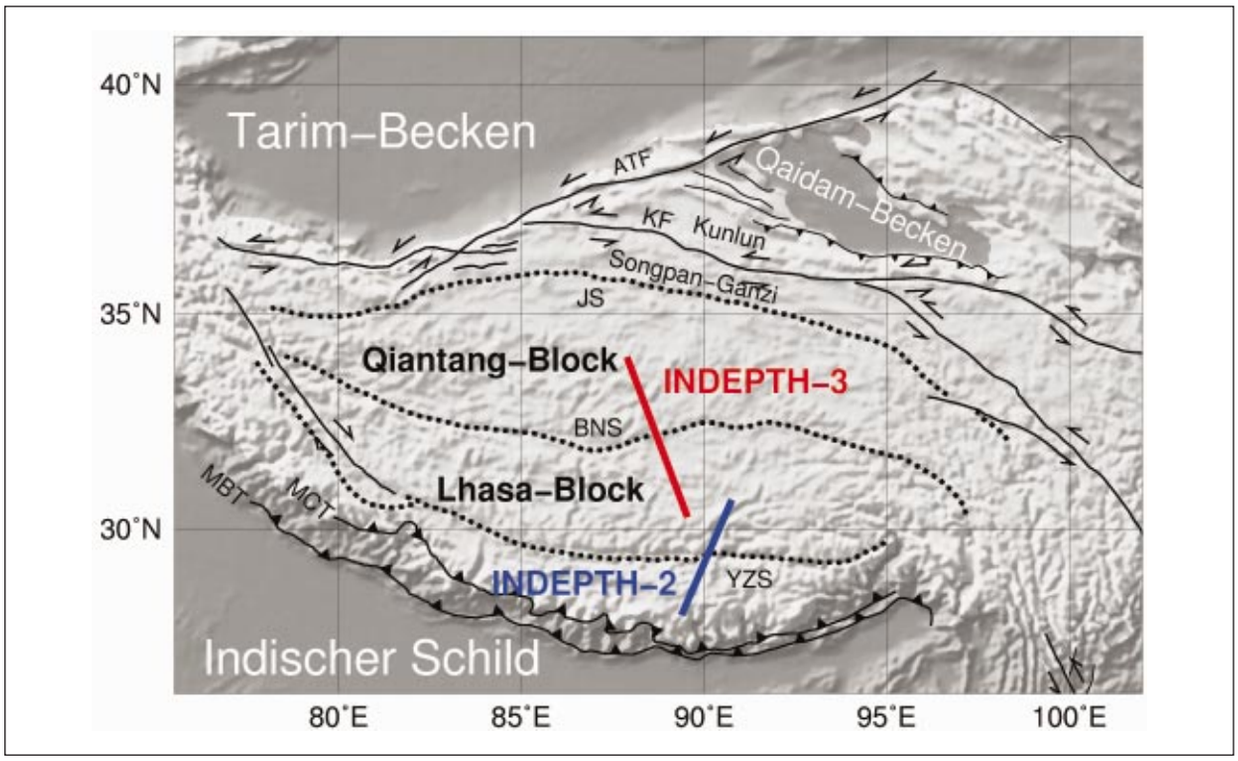


Abb. 2.75: *Karte von Tibet mit den wichtigsten geologischen Einheiten und der Lage der Experimente INDEPTH-3 bzw. INDEPTH-2. Regionen über 3000 m Höhe sind durch einen helleren Grauton angedeutet. Abkürzungen: MBT: Main boundary thrust, MCT: Main central thrust, YZS: Yarlung-Zangpo-Sutur, BNS: Banggong-Nujiang-Sutur, JS: Jinsha-Sutur, KF: Kunlun-Störung, ATF: Altyn-Tagh-Störung*

Map of Tibet showing the most important geological features as well as the location of the seismic experiments INDEPTH-3 and INDEPTH-2. Regions with elevations above 3000 m are indicated through a slightly brighter grey. Abbreviations used: MBT: Main boundary thrust, MCT: Main central thrust, YZS: Yarlung-Zangpo suture, BNS: Banggong-Nujiang suture, JS: Jinsha suture, KF: Kunlun fault, ATF: Altyn-Tagh fault

Nach Abschluss der Auswertungen des Experimentes INDEPTH-2 in Süd-Tibet im Sommer 1994 (Kind et al., 1996; Yuan et al., 1997) sollte die seismische Erkundung des Tibet-Plateaus im Rahmen von INDEPTH-3 nach Norden erweitert werden. Im Mittelpunkt des Interesses stand diesmal die jurassische Banggong-Nujiang-Sutur (BNS), welche sich über praktisch die gesamte Ost-West-Ausdehnung Tibets verfolgen lässt und den Lhasa-Block im Süden vom Qiangtang-Block im Norden trennt. Ihre Geschichte und insbesondere ihre Rolle bei der Entwicklung des Plateaus sind jedoch bisher ungeklärt.

Aufgrund der im Rahmen von INDEPTH-2 gewonnenen positiven Erfahrungen sollte bei INDEPTH-3 der Registrierung teleseismischer Erdbeben eine noch wichtigere Rolle zukommen. Es wurden hierfür 57 überwiegend breitbandige Seismometer im Zeitraum 1998/99 entlang eines ca. 400 km langen seismischen Profils in Zentral-Tibet betrieben, quer über die BNS (s. Abb. 2.75). Teleseismische Wellen werden beim Durchlaufen des Stationsuntergrundes in vielfältiger Weise verändert, was detaillierte Untersuchungen der Struktur von Kruste und oberem Mantel mit einer Reihe von Verfahren ermöglicht.

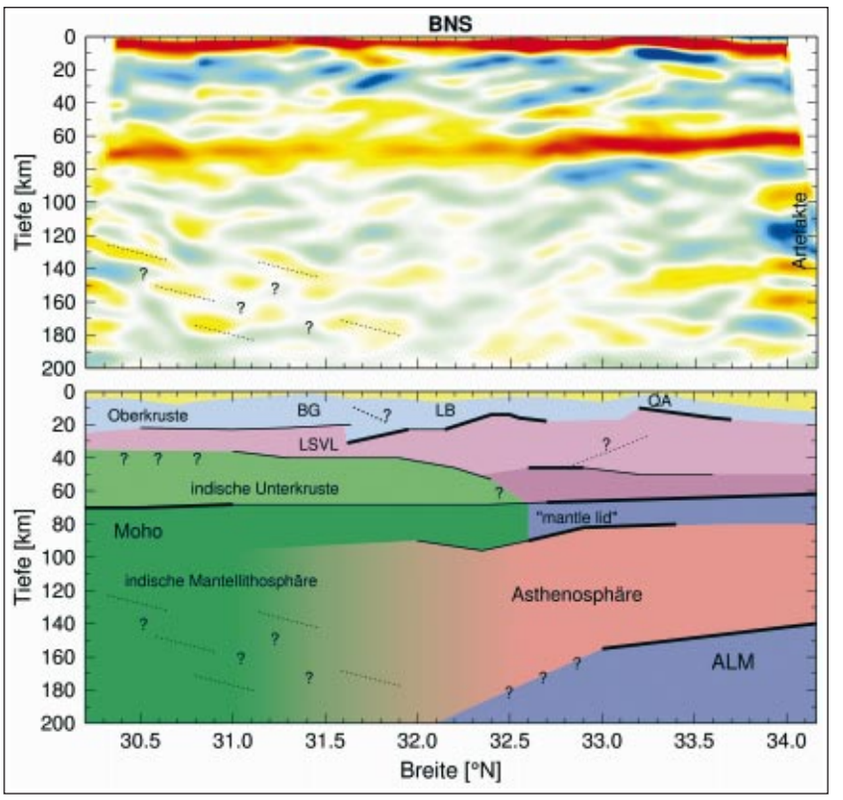


Abb. 2.76: *Oben: Tiefenmigrierte seismische Sektion entlang des INDEPTH-3-Profils (s. Abb. 2.75). Unten: Interpretation der wichtigsten Strukturen. BNS: Banggong-Nujiang-Sutur, BG: Banggong-Granit, LB: Lumpola-Becken, QA: Qiangtang-Antiklinorium, LSVL: Schicht mit verringerter Geschwindigkeit in der mittleren Kruste, ALM: Asiatischer lithosphärischer Mantel*

Above: Depth-migrated seismic section along the INDEPTH-3 profile (see Fig. 2.75). Below: Interpretation of the most prominent seismic structures. BNS: Banggong-Nujiang-Sutur, BG: Banggong granite, LB: Lumpola basin, QA: Qiangtang anticlinorium, LSVL: Mid-crustal low S-velocity layer, ALM: Asian lithospheric mantle

Die sog. „Receiver function"-Methode ist am GFZ Potsdam entscheidend weiterentwickelt worden und stellt heute ein Standardverfahren zur seismischen Analyse tiefer Strukturen dar. Sie ist in vielfacher Hinsicht äquivalent zur Reflexionsseismik und eine Reihe von Analyseverfahren sind von dort übernommen worden, z.B. Moveout-Korrektur und Migration (Yuan et al., 1997; Kosarev et al., 1999; Kind et al., 2002). Ein großer Vorteil passiver seismischer Verfahren liegt jedoch in der erheblich größeren Eindringtiefe von Erdbebenwellen, verglichen mit denen von Explosionsquellen.

In Abb. 2.76 ist eine tiefenmigrierte seismische Sektion entlang des INDEPTH-3-Profils dargestellt. Die hierfür verwendete Migrationstechnik wurde am GFZ Potsdam entwickelt und ermöglicht eine bisher unerreichte Auflösung der seismischen Struktur in großer Tiefe. Das Profil erstreckt sich vom zentralen Lhasa- bis in den zentralen Qiangtang-Block und überquert dabei die BNS etwa in seiner Mitte (Abb. 2.75). Die am stärksten ausgeprägte Phase ist die P-S-Konversion an der Moho, deren Tiefe von ca. 71 km im Süden bis auf 62 am Nordende des Profils abnimmt. Dabei nimmt die Amplitude der Moho-Konversion knapp nördlich der BNS abrupt zu, was einem besonders großen S-Geschwindigkeitskontrast in diesem Bereich entspricht. Zusammen mit einem ebenfalls beobachteten Anstieg des krustalen Poisson-Verhältnisses wird dies als starke Variation der S-Geschwindigkeiten in der Unterkruste interpretiert. Dies wiederum deutet auf einen großen Temperaturunterschied zwischen dem relativ kalten Lhasa- und dem deutlich heißeren Qiangtang-Block hin.

Im Süddteil des Profils lässt sich die indische Unterkruste in Form relativ hoher S-Geschwindigkeiten (bei gleichzeitig niedrigem Poisson-Verhältnis) bis etwa zur BNS verfolgen. Interessant ist, dass mit Hilfe von SKS-Wellen nahe dieser Stelle ein abrupter Anstieg der seismischen Anisotropie gemessen wurde (Huang et al. 2000), der sich ebenfalls als Grenze zwischen seismisch isotropem Material im bis dorthin nach Norden vorgedrungenen indischen Mantel und dem weiter nördlich davon befindlichen, anisotropen Mantel Zentraltibets

interpretieren lässt. Die Anisotropie wird als Fließen von heißer Asthenosphäre unmittelbar unterhalb der Moho Zentraltibets interpretiert, die in Richtung Osten zwischen Indien und Eurasien herausgedrückt wird. Diese Vorstellung deckt sich mit den Ergebnissen der Receiver-Function-Analyse.

Unter Nordtibet konnte der nach Süden subduzierte Asiatischen Lithosphärische Mantel (ALM) abgebildet werden (siehe auch GFZ Zweijahresbericht 2000/2001). Diese Struktur ist nur am äußersten Nordende des INDEPTH-3-Profils zu beobachten, konnte jedoch weiter östlich bis weiter nach Norden verfolgt werden (Kind et al, 2002). Die Ergebnisse des Projektes INDEPTH-3 bestätigen dennoch die bereits von Kosarev et al. (1999) postulierte Existenz einer nach Süden gerichteten Subduktion Eurasiens, während die indische kontinentale Lithosphäre subhorizontal bis etwa Zentraltibet vorgedrungen ist, dabei jedoch nahe der Oberfläche verblieben ist. Die BNS dagegen ist nach den neuesten Ergebnissen eine auf die Nähe der Oberfläche beschränkte Struktur und steht in keinem direkten Zusammenhang mit den dort beobachteten Änderungen der tieferen Krusten- und Mantelstruktur.

Die geodynamische Evolution des westlichsten Mittelmeerraums - das TEDESE-Projekt

Der westlichste Teil des Mittelmeerraums ist eine tektonisch sehr aktive Zone, die von der Kollision der Afrikanischen und der Iberischen Platte charakterisiert ist. Die Plattengrenze ist keine klare Linie, sondern vielmehr eine bis zu 200 km breite diffuse Zone. Das sich ausdehnende Alboran-Becken ist umgeben von den orogenen Aufschiebungsgürteln des Rif (Marokko) und der Betics (Spanien) und unterlagert durch eine Nord-Südorientierte, seismisch aktive Zone mittlerer Tiefe (40 bis 150 km). Es existieren mehrere Modelle, welche die geodynamische Evolution dieses Gebietes zu erklären versuchen. Unter diesen befindet sich auch das Modell einer Lithosphären-Delamination, das die Existenz von Lithosphärenblöcken im oberen Mantel postuliert.

Seit Ende 2001 wird in Ergänzung der bereits seit einigen Jahren bestehenden vier GEOFON-Stationen zusammen mit den Partnern von der Universidad Complutense de Madrid und des spanischen Marineobservatoriums San Fernando um die Alboran-See herum im Rahmen des TEDESE-Projektes („Terremotos y Deformacion Cortical en el Sur de Espana“) ein temporäres seismologisches Breitbandnetz betrieben (Abb. 2.77). Ziel des Projek-tes ist für die spanischen Kollegen die Lokalisierung und Bestimmung der Herdparameter kleinerer Beben in der Region, um das regionale Spannungsfeld besser bestimmen zu können und die Natur der rezenten Deformationen zu analysieren. Dieses Teilprojekt wird auch durch GPS-Kampanien unterstützt. Am GFZ Potsdam wird im Rahmen von TEDESE eine Receiverfunktionsstudie durchgeführt, die eine Analyse von Details der Krusten- und oberen Mantelstruktur zum Ziel hat. Erste Ergebnisse zeigen sehr komplizierte Verhältnisse im krustalen und subkrustalen Bereich. Die Moho-Tiefe schwankt ziemlich stark (17 bis 28 km, Abb. 2.78), in der Regel ist die Kruste in der internen Zone des orogenen Gürtels (Küstenregionen) und dem Guadalquivir Becken mächtiger als in der externen Zo-ne, wo sie z.T. stark gestört ist. Speziell unter dem zentralen Teil der Betics ist keine seismische Moho nachzuweisen.

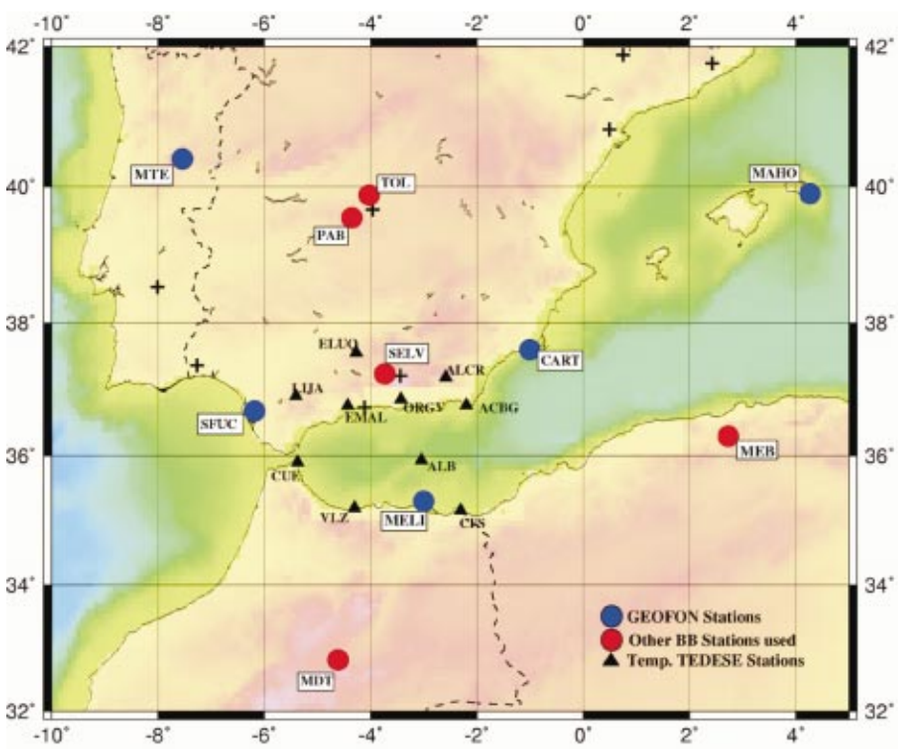


Abb. 2.77: *Verfügbare Breitbandstationen im westlichen Mittelmeerraum (blaue Punkte GEOFON-Stationen, rote Punkte MedNet- und IRIS-Stationen, schwarze Dreiecke temporäre TEDESE-Stationen, schwarze Kreuze weitere Stationen, nicht in dieser Studie benutzt).*

Available broadband stations in the western Mediterranean (blue dots - GEOFON stations, red dots - MedNet and IRIS stations, black triangles - the temporary TEDESE BB network, black crosses - other BB stations, not included in this study).

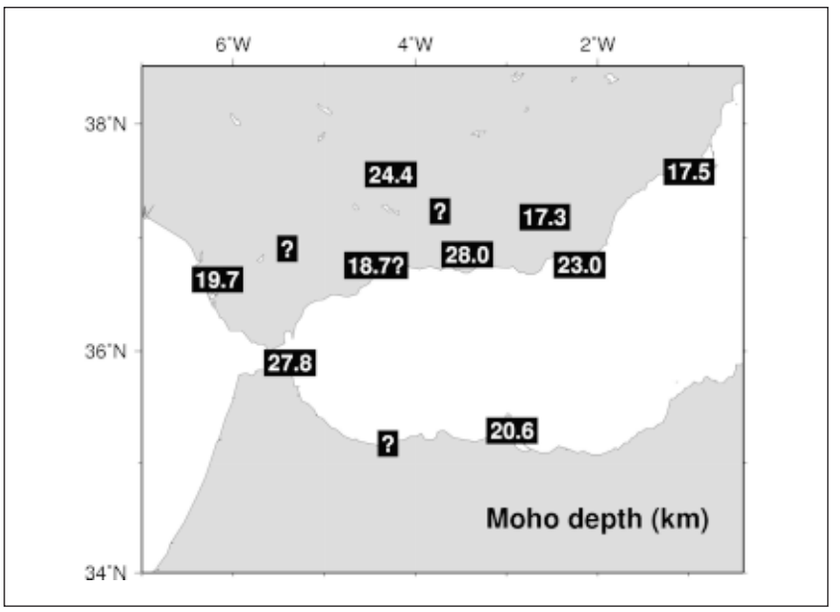


Abb. 2.78: *Die aus Receiverfunktionen bestimmten Moho-Tiefen variieren sehr stark. In einigen Bereichen der internen Zone des orogenen Gürtels sind keine klaren Moho-Phasen erkennbar (mit ? gekennzeichnet).*

The Moho depths derived from receiver functions are varying very strongly. In some parts of the internal zone of the orogenic belt no clear Moho phases can be identified (marked with ?).

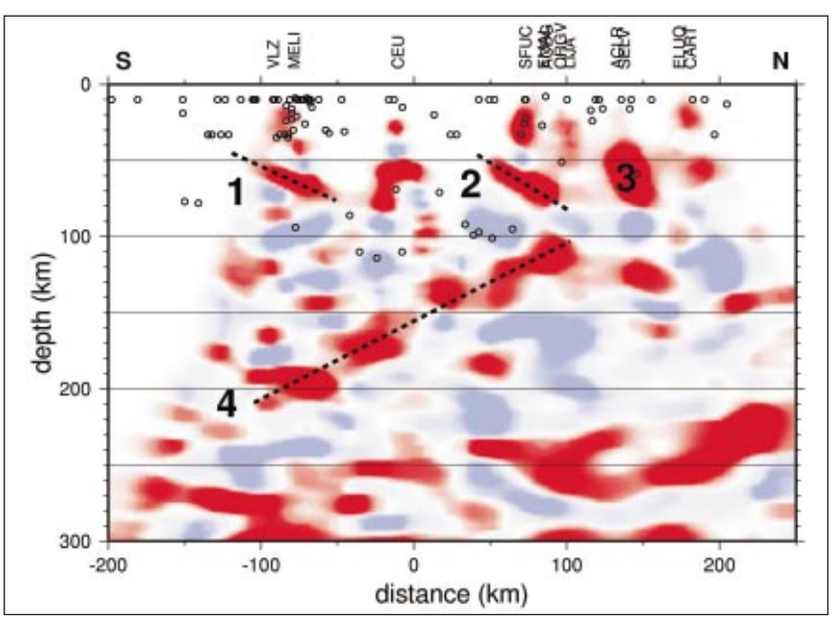


Abb. 2.79: *Tiefenmigrierte Receiverfunktionen, die auf eine S-N-Sektion projiziert wurden, zeigen vor allem eine starke südlich einfallende Phase (4) in einem Tiefenbereich von 100 bis 200 km. Diese Phase könnte mit der Oberkante einer positiven Geschwindigkeitsanomalie assoziiert werden, die wiederum möglicherweise die delaminierte Iberische Platte darstellt. Außerdem können drei weitere nordwärts einfallende Phasen (1, 2 und 3) in 50 bis 70 km Tiefe identifiziert werden.*

Depth migrated receiver functions projected onto a S-N section show a south dipping phase (4) at a depth range of 100 to 200 km. This phase could be associated with the top boundary of a positive velocity anomaly, to be possibly explained as the delamination of the subducted Iberian plate. Three north dipping positive conversion phases (phases 1, 2 and 3) can also be identified in this section at a depth range of 50 to 70 km.

Dafür ist in etwa 40 km Tiefe die Oberkante eines sehr starken Konverters im oberen Mantel zu erkennen, der vermutlich nach Norden einfällt. Zwei weitere, etwa S-N geneigte, Strukturen im gleichen Tiefenbereich sind in der migrierten RF-Sektion in Abb. 2.79, die einen Schnitt durch den oberen Mantel in Süd-Nord-Richtung zeigt, sowohl unter der iberischen als auch der afrikanischen Küstenlinie nachzuweisen. In größerer Tiefe (100 bis 200 km) bildet eine nach Süden einfallende Struktur die Oberkante eines Hochgeschwindigkeitskörpers, der vermutlich die 410 km Diskontinuität durchstößt (auf 300 km stark gestört) und durch die gesamte Mantelübergangszone bis zur 660 km Diskontinuität hinunterreicht (Abb. 2.80). Dabei dürfte es sich um die delaminierte Lithosphäre handeln. Da die Dicke der Übergangszone normal ist, dürfte es dabei keine anomalen Temperaturen im oberen Mantel geben. In Anbetracht der extrem komplexen Strukturen bedarf es noch wesentlich mehr Daten, um diese ersten Erkenntnisse erhärten und im Detail auflösen zu können.

TRANSALP

Die Gebirgsbildung der Alpen ist das Ergebnis der Konvergenz und Kollision zwischen Europa und Adriatischer Mikroplatte seit der späten Kreidezeit. Während dieses Prozesses wurde europäische Unterkruste nach Süden unter die rheologisch festere adriatische Unterkruste geschoben, wodurch ein asymmetrischer und komplexer Krustenaufbau des Orogens resultierte. Dieser ist seit Ende der 80er Jahre in den westlichen und zentralen Alpen mit reflexionsseismischen Verfahren detailliert untersucht worden. Im Rahmen des internationalen TRANSALP- Projektes konnte das hochauflösende Abbild der alpinen Kruste nun auf die Ostalpen erweitert werden (TRANSALP Working Group, 2001, 2002). Als wichtiger Bestandteil von TRANSALP wurde 1998 und 1999 ein temporäres seismologisches Netzwerk installiert. Die registrierten teleseismischen Daten

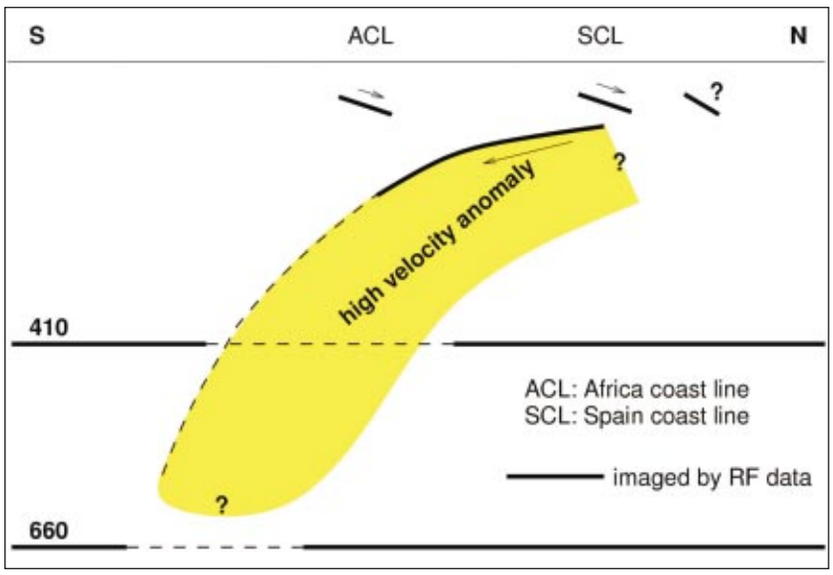


Abb. 2.80: *Sketch der Struktur des oberen Mantel unter der Afrika-Iberia-Kollisionszone, die mutmaßlich die delaminierte Iberischen Lithosphäre zeigt. Diese durchstößt die 410-km-Diskontinuität auf etwa 300 km und reicht hinunter bis zur 660-km-Diskontinuität.*

Sketch of the possible upper mantle structure beneath the Africa-Iberia collision zone showing the delaminated Iberian lithosphere. It penetrates the 410 km discontinuity in a range of 300 km and reaches down to the 660 km discontinuity.

wurden am GeoForschungsZentrum Potsdam mithilfe der Receiver-Functions-Methode und der Polarisationsanalyse bestimmter Erdbebenwellen (SKS-Phasen) untersucht. Die Receiver-Functions (RF) erlauben, insbesondere in Kombination mit den Ergebnissen der parallel vermessenen Steilwinkelseismik, die Kartierung von Geschwindigkeitsdiskontinuitäten in der Kruste, während aus den SKS-Phasen die Anisotropieeigenschaften und damit die Deformation im Oberen Mantel bestimmt werden können.

Receiver Functions

Receiver Functions nutzen Scherwellenenergie, die unterhalb des Empfängers an Geschwindigkeitskontrasten aus Kompressionswellen von fernen Erdbeben umgewandelt wird. Ähnlich wie reflexionsseismische Spuren die Antwortfunktion des Untergrundes bzgl. des Reflexionsverhaltens darstellen, sind RF ein Maß für das Konversions-

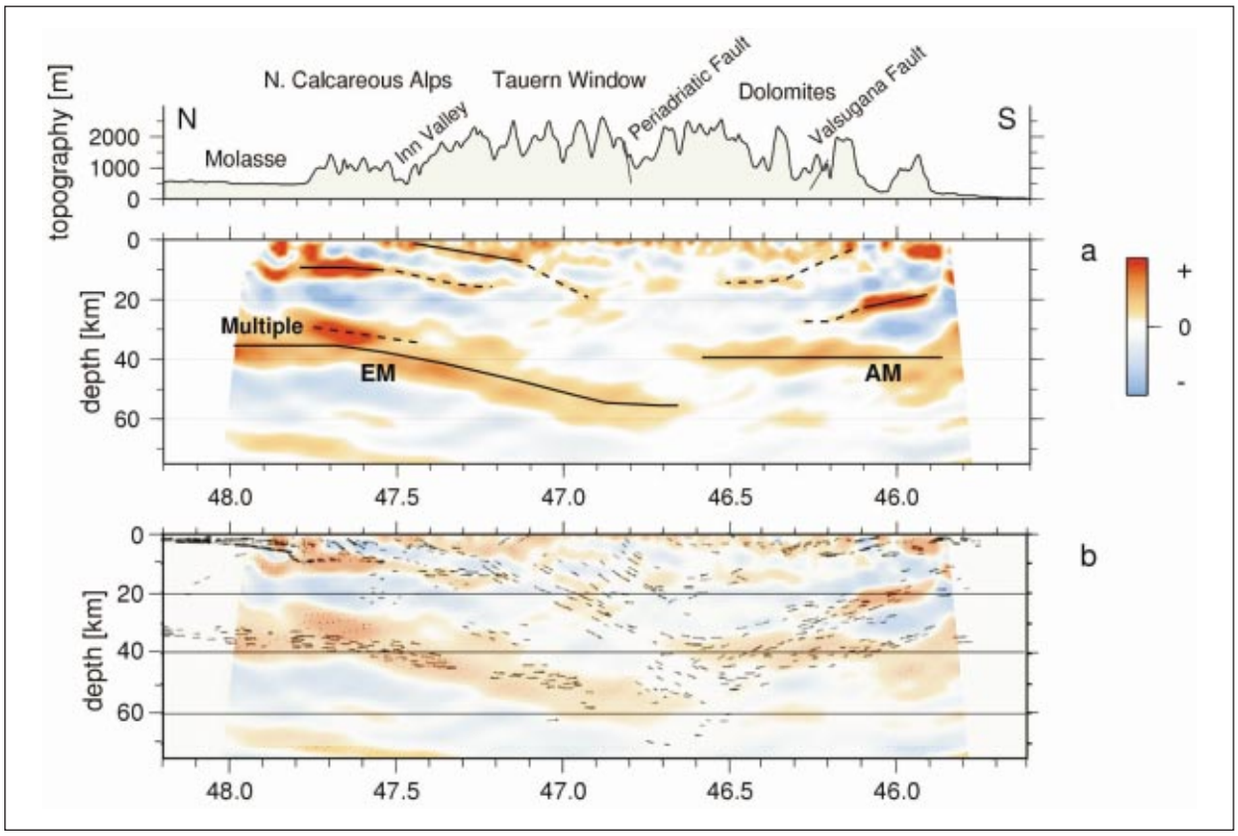


Abb. 2.81: *Migrierte RF- Sektion entlang des TRANSALP- Profiles* ***(a)*** *und in Überlagerung mit den sprengseismischen line drawings* ***(b)****, s.a. TRANSALP Working Group, 2002).*

Migrated receiver function section along the TRANSALP line ***(a)*** *and overlay of the seismic line drawings from steep angle reflexion seismics* ***(b)****, see also TRANSALP Working Group, 2002).*

verhalten. Entsprechend weist auch das Processing der beiden Methoden große Übereinstimmung auf, wenngleich der Frequenzbereich der RF etwa eine Größenordnung niedriger liegt als in der Krustenseismik. War die RF-Methode bisher vor allem auf Untersuchungen der Kruste-Mantelgrenze und von Diskontinuitäten im Oberen Mantel beschränkt, so ermöglicht die außerordentlich dichte Stationsverteilung des TRANSALP-Netzes auch die Anwendung auf innerkrustale Grenzflächen. Abb. 2.81 zeigt eine tiefenmigrierte RF-Sektion entlang des NS- verlaufenden TRANSALP- Profils bis in 75 km Tiefe. Die line drawings der Steilwinkelseismik sind in Abb. 2.81b überlagert.

Insgesamt ist eine gute Korrelation zwischen reflexionsseismischen Horizonten und Bereichen positiver RF-Amplituden (rot) offenkundig. Die vergleichsweise langwelligen RF lassen die Hauptstrukturen deutlich erkennen: Die Kruste-Mantelgrenze (Moho) erreicht eine Maximaltiefe von etwa 55 km im zentralen Bereich der Alpen und ist durch einen vertikalen Sprung zwischen Europäischem und Adriatischem Teilabschnitt um etwa 15 km gekennzeichnet. Eine sehr prominente Grenzfläche in der Adriatischen Kruste, die in etwa 20 bis 30 km Tiefe nach N einfällt, wird besonders durch die RF angezeigt. Tiefkrustale Seismizität westlich des TRANSALP-Profils lässt sich mit dieser Grenzfläche assoziieren. Wir interpretieren sie als aktive Retroscherzone im südlichen Teil der Alpen.

SKS Shear Wave Splitting

Das Polarisationsverhalten von SKS-Wellen ist besonders geeignet, die großräumige seismische Anisotropie, d.h. die Richtungsabhängigkeit der Geschwindigkeiten, im Untersuchungsgebiet zu bestimmen. Ein anisotroper Bereich verursacht die Aufspaltung der zuvor linear polarisierten SKS-Welle in zwei Quasischerwellen, die sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit fortpflanzen und orthogonal zueinander polarisiert sind. Durch die Phasenverschiebung ist die am Empfänger gemessene Polarisation elliptisch. Die Anisotropie lässt sich in guter Näherung durch die zwei Parameter dt (Verzögerungszeit) und phi (Richtung der schnellen Achse) beschreiben.

Wir benutzen ein Mehrkanalverfahren (Chevrot, 2000), das diese beiden Größen robust berechnet. Die Richtung der schnellen Achse ist sehr homogen entlang des TRANSALP- Profils und beträgt ca. 65°N (Abb. 2.82). Sie ist damit annähernd parallel zum Streichen der Alpen (in deren zentralem und östlichem Bereich). Die Werte von dt sind weniger einheitlich (0,5 bis 2,4s), im Mittel aber hoch (1,2 s). Eine plausible Erklärung für die beobachteten Ergebnisse ist, dass sich die anisotropen Mantelminerale (vor allem Olivin) mit ihrer schnellen Achse parallel zum Fliessen im Oberen Mantel orientieren und die Fliessbewegungen dabei orogenparallel gerichtet sind, verursacht durch die seitliche Einengung. In den Alpen wirkt(e) die Adriatische Mikroplatte als rigider Indenter, der eine laterale Extrusion nach Osten in Richtung der dünnen und geschwächten Lithosphäre des Pannonischen Beckens auslöste (s.a. Meissner, 2002).

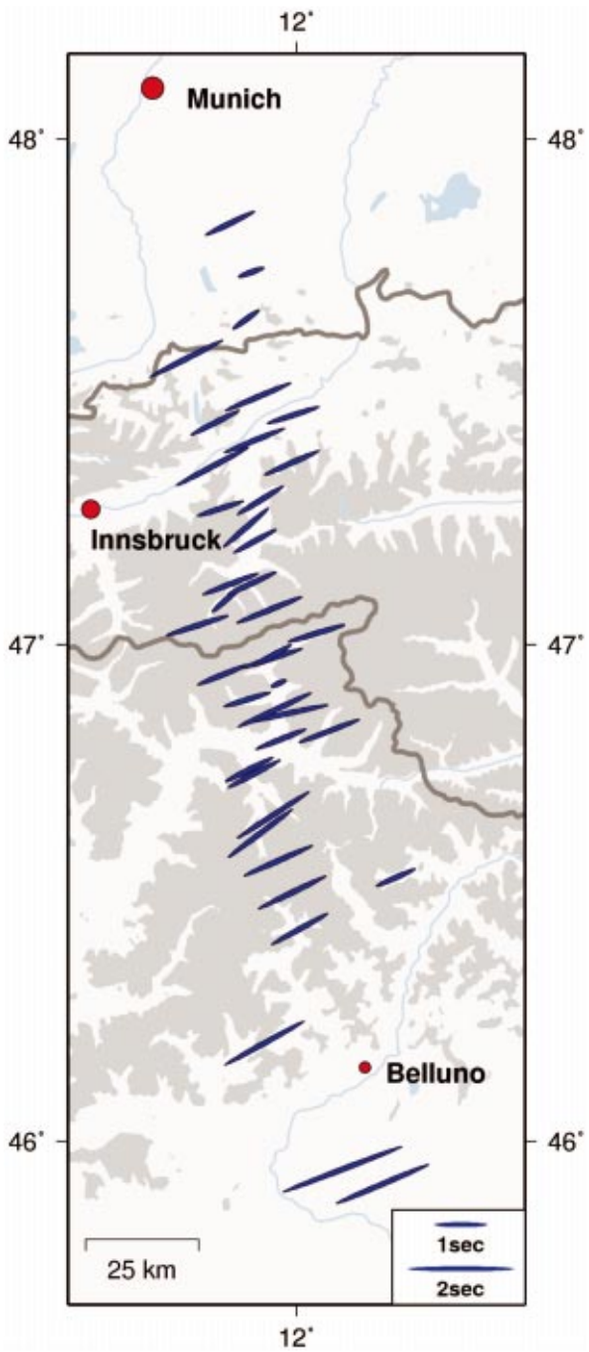


Abb. 2.82: *An den TRANSALP- Stationen gemessenen Anisotropieparameter dt and phi*

Splitting parameter dt and phi, obtained at the TRANSALP stations

BOHEMA – ein passives seismisches Experiment im westlichen Böhmischen Massiv

Das westliche Böhmische Massiv, wo sich Egergraben und Naab-Pritzwalk-Rostock-Lineament (inklusive der Marienbader Störung) kreuzen, ist aus geowissenschaftlicher Sicht ein hochinteressantes Gebiet. Es ist von vielen Besonderheiten geprägt: Aufstieg von CO_2-dominierten Fluiden aus dem oberen Erdmantel, periodisch wiederkehrende Schwarmerdbeben, tertiärer und quartärer Vulkanismus, rezente Krustenbewegungen und das Auftreten von Mineralquellen und Mofetten. Das Böhmische Massiv ist Teil des Variszischen Orogens, welches infolge der Kollision zwischen Laurasia (Laurentia-Baltica) und Afrika (Gondwana) entstand. Im Untersuchungsgebiet grenzen zwei variszisch konsolidierte Zonen aneinander: das Saxothuringikum und das Tepla-Barrandium/Moldanubikum. Diese Sutur stellt wahrscheinlich eine mechanische Schwächezone dar, die zur Entwicklung des känozoischen, ONO-WSW-streichenden Egergrabens führte. Er ist etwa 300 km lang und 50 km breit. Nahezu senkrecht zum Egergraben verläuft die Marienbader Störungszone. Im Kreuzungsbereich dieser beiden Strukturen tritt ein Großteil der Schwarmerdbeben auf. Anhand tomographischer Untersuchungen in anderen variszischen Massiven Europas, namentlich im französischen Zentralmassiv und im Rheinischen Massiv (Eifel-Plume-Projekt), wurden anomal niedrige seismische Geschwindigkeiten im oberen Mantel unter diesen Gebieten gefunden. Zusammen mit geochemischen Befunden ergab sich dort das Bild von aktiven asthenosphärischen Mantelfingern. Es wird vermutet, dass auch unter dem westlichen Böhmischen Massiv ein aktives Magmenreservoir als Ursache der o.g. Phänomene existieren könnte. Einen strukturellen Nachweis gibt es allerdings bisher nicht.

BOHEMA ist ein passives seismisches Experiment tschechischer, französischer und deutscher Partner mit dem Ziel, die Erdkruste und den oberen Erdmantel in diesem Gebiet zu untersuchen und abzubilden. Dabei werden verschiedene seismische Verfahren wie hochauflösende Tomographie, Receiverfunktionsanalyse, 3D-Anisotropiestudien sowie die Untersuchung von Xenolithen aus quartären Vulkaniten zum Einsatz gebracht. Im Zeitraum November 2001 bis Dezember 2003 wurden im westlichen Teil des Böhmischen Massivs auf tschechischem und deutschem Territorium 84 temporäre seismische Stationen zusätzlich zu den 61 permanenten Erdbebenstationen aufgestellt. Sie registrierten in unterschiedlichen Zeiträumen zwischen einem halben und anderthalb Jahren. Abb. 2.83 zeigt die Lage und Verteilung aller im Rahmen des BOHEMA-Projektes genutzten Stationen. Die gewonnenen Daten stehen allen beteiligten französischen, tschechischen und deutschen Projektpartnern zur Verfügung.

Am GFZ Potsdam erfolgt die Auswertung der seismischen Daten mittels Receiverfunktionsanalyse (*Vinnik, 1977; Yuan et al., 1997*). Bei dieser Methode werden sekundäre, konvertierte Wellen untersucht, die an Schichtgrenzen entstehen, wenn Erdbebenwellen steil von unten auf die Erdoberfläche einfallen. Einfallende Kompressionswellen (P-Wellen) werden so an Schicht-

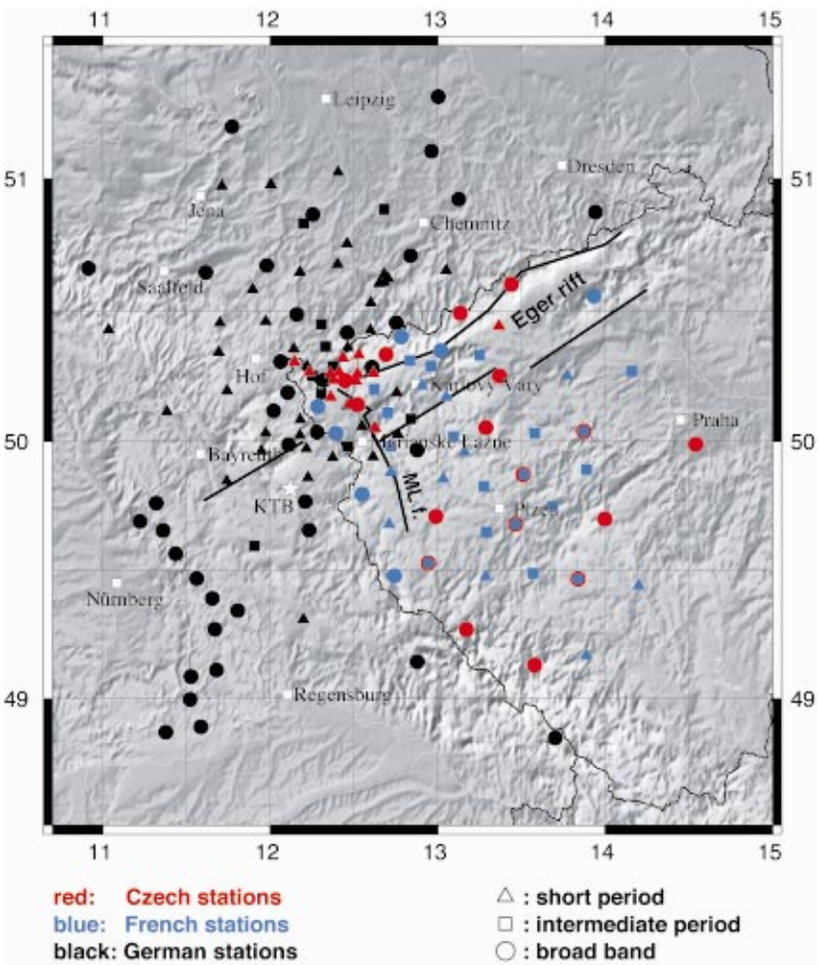


Abb. 2.83: *Verteilung der 145 französischen, deutschen und tschechischen Stationen im Untersuchungsgebiet an der deutsch-tschechischen Grenze. Die französischen Stationen sind blau, die tschechischen rot und die deutschen Stationen schwarz dargestellt. Sie bedecken eine Fläche von 160 km x 300 km, wobei die längere Ausdehnung etwa senkrecht zum Egergraben verläuft. ML f = Marianske Lazne fault*

Distribution of the 145 French, Czech and German stations in the area under investigation near the Czech-German border. The French stations are marked blue, the Czech stations red and the German stations black. They cover an area of 160 km x 300 km elongated perpendicular to the Eger rift. ML f. = Marianske Lazne fault

grenzen teilweise in vertikal polarisierte Scherwellen (SV-Wellen) konvertiert, die mit einigem zeitlichen Abstand dem P-Signal folgen. Die konvertierten Wellen erlauben es, Gesteinsgrenzen bis in große Tiefen zu kartieren. Ein Beispiel für Receiverfunktionen aus Daten des BOHEMA-Projekts (mobile deutsche Stationen) zeigt Abb. 2.84. Sehr deutlich und kohärent sind darauf die Moho-Konversion und die Moho-Multiplen zu erkennen. Liest man die Verzögerungszeiten der Moho-Konversion aus den Daten ab und stellt sie in einer Karte dar (Abb. 2.85), so zeigt sich, dass im Untersuchungsgebiet im westlichen Egergraben die Moho im Vergleich zur Umgebung aufgewölbt ist. Die dort gemessenen Verzögerungszeiten entsprechen etwa 27 bis 29 km Tiefe im Vergleich zu durchschnittlich 32 km in der Umgebung. Zusammen mit den Stationen, deren Daten bisher noch nicht prozessiert worden sind, ist ein sehr detailliertes und zuverlässiges Bild der Mohotopographie zu erwarten. Auch für die Diskontinuitäten im oberen Mantel in 410 km bzw. 660 km Tiefe sollen ähnliche Karten erstellt werden.

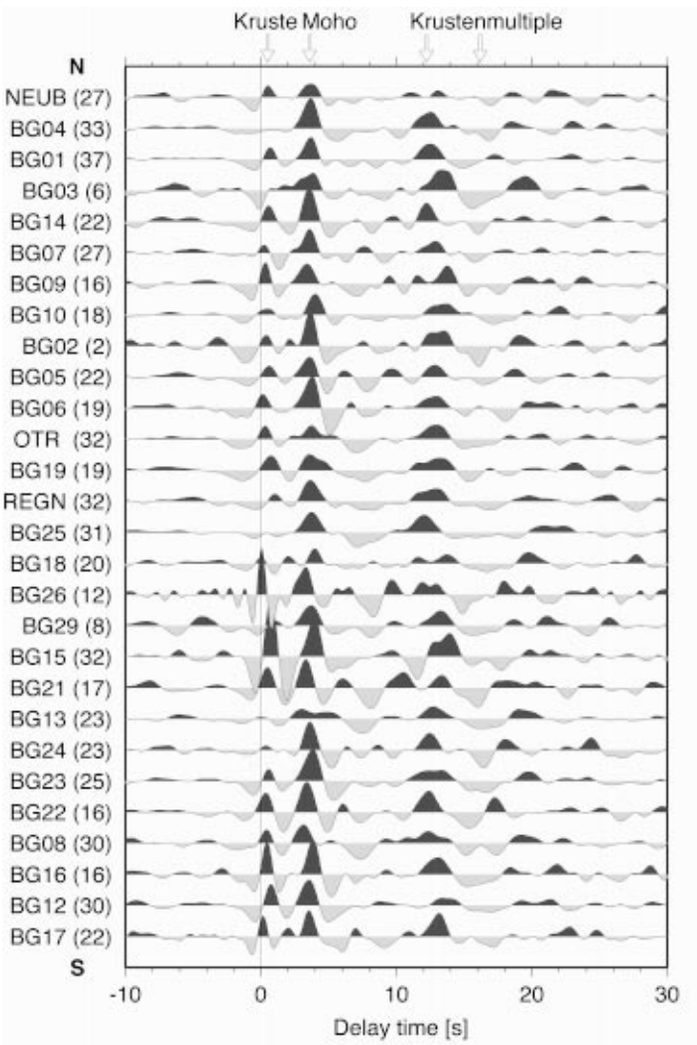


Abb. 2.84: *Summenspuren der Receiver Funktionen der deutschen temporären BOHEMA-Stationen für Daten aus dem Zeitraum Januar 2001 bis April 2003. Die Daten sind zwischen 1 s und 12 s gefiltert und moveout-korrigiert. Die Mohokonversion und die Mohomultiplen sind deutlich zu erkennen und kohärent. Hinter den Stationsnamen steht in Klammern die Anzahl der Einzelspuren, aus denen die Summenspur gebildet worden ist. Die Stationen sind von S (unten) nach N (oben) geordnet.*

Sum traces of receiver functions processed from German mobile BOHEMA stations. Events from the time span January 2001 till April 2003 were used. The data are filtered between 1 s and 12 s and moveout corrected. Moho conversion and Moho multiples are coherent and can be seen clearly. Behind the station names the number of single traces used for the summation is given in brackets. The stations are sorted from S (bottom) to N (top).

In ersten Untersuchungen deutet sich an, dass die Signale der Manteldiskontinuitäten im Vergleich zum Erdmodell IASPEI91 verspätet eintreffen, was auf verringerte seismische Geschwindigkeiten im Mantel oberhalb 410 km Tiefe (möglicherweise durch erhöhte Temperaturen/Fluide) hinweist. Weiterhin zeigen die Daten möglicherweise Hinweise auf Reste alter Subduktion im oberen Mantel, die weiter untersucht werden sollen. Dafür eignet sich besonders die neue Methode der Sp-Receiverfunktionen (*Farra und Vinnik, 2000; Vinnik, 2002; Li et al., 2003*). Sie hat den großen Vorteil, dass die konvertierten P-Wellen vor dem S-Signal eintreffen und daher nicht von Multiplen überdeckt werden.

Die Lage und Abtauchrichtung von Paläo-Subduktionszonen unter Mitteleuropa ist bis heute nicht eindeutig geklärt. Parallel zu den strukturellen Untersuchungen der seismischen Daten erfolgt in Zusammenarbeit mit Department 4 am GFZ Potsdam eine Untersuchung von Xenolithen aus der Kruste und dem oberen Mantel. Die aus geophysikalischen Untersuchungen abgeleiteten strukturellen Ergebnisse sollen damit stofflich verifiziert werden (Berechnung der Herkunftstiefe und der Bildungstemperatur aus Mineral-Austauschgleichgewichten, Abschätzung des Dichtekontrastes an Diskontinuitäten). Die Xenolithe wurden im Umfeld des Vulkans Zelezna Hurka im Kreuzungsbereich von Egergraben und Naab-Pritzwalk-Rostock-Lineament in einem Schurfgraben gewonnen. Die vorkommenden Mantelxenolithe und Xenokristalle (Wehrlite, Klinopyroxenite, Hornblendite sowie Olivin-, Klinopyroxen-, Amphibol- und Phlogopit-Megakristalle) sind Hinweis auf einen stark metasomatisch überprägten oberen Mantel. Vorläufige Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Mantelxenolithe aus einem Tiefenbereich von etwa 50 bis 25 km stammen und es möglicherweise eine breite Kruste-Mantel-Übergangszone gibt.

Wenn die Auswertungen mittels Receiverfunktionsanalyse und die Untersuchungen anhand der Xenolithe abgeschlossen sind, sollen die Ergebnisse mit den Ergebnissen der anderen

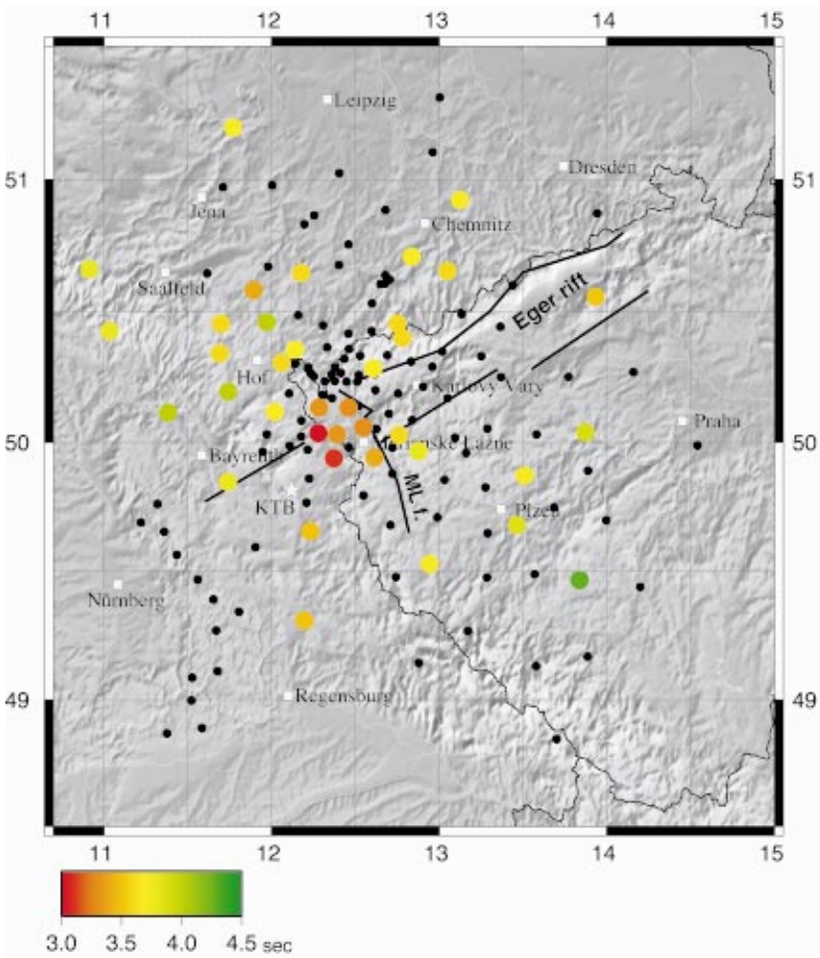


Abb. 2.85: *Karte der Moho-Ps-Verzögerungszeiten. Die Ps-Verzögerungszeiten wurden aus den Summenspuren der prozessierten Stationen abgelesen und farblich kodiert. Sie betragen zwischen 3,1 s und 4,3 s. Die Moho-aufwölbung unter dem westlichen Egergraben, die bereits in vorhergehenden Untersuchungen beobachtet worden ist, bestätigt sich hier deutlich.*

Map of Moho Ps delay times. The Ps delay times were picked in the sum traces of the processed stations and displayed in a color scheme. They vary between 3.1 s and 4.3 s. The Moho updoming beneath the western Eger rift which was already observed in earlier studies can be clearly confirmed.

Arbeitsgruppen von BOHEMA (Manteltomografie-Gruppe Prag/Strasbourg, Krustentomographie-Gruppe Leipzig, Anisotropiegruppe Prag) verglichen, diskutiert und gemeinsam interpretiert werden (*Babuska & Plomerova, 2003*). Ziel ist es, ein geodynamisches Modell der Lithosphäre und des oberen Erdmantels unter dem westlichen Egergraben zu erarbeiten, das geologische, geophysikalische und petrologische Aspekte erfasst. Das aus Voruntersuchungen vorgeschlagene Modell wird in Abb. 2.86 (aus *Geissler et al., 2003*) gezeigt. Es stellt die Interaktionen zwischen Erdmantel und Erdkruste dar und umfasst Vorschläge zur Erklärung der Fluidaufstiege aus dem oberen Erdmantel und von magmatisch-tektonischen Prozessen. Die Existenz eines aktiven Magmenkörpers unter dem westlichen Egergraben soll im weiteren nachgewiesen oder widerlegt werden.

Seismische Überwachung des Pump- und Injektionsexperiments an der KTB.

Seit zwei Jahren wird an der KTB in der Oberpfalz in der Nähe der Gemeinde Windischeschenbach ein hydraulisches Experiment im Rahmen der ICDP-Initiative durchgeführt, an dem das GFZ Potsdam maßgeblich beteiligt ist.

Mit diesem Experiment wird zum erstenmal versucht, das hydraulische Verhalten eines bekannten Störungssystems (SE2-Reflektor in 4 km Tiefe) in situ zu überwachen. Dabei wird über einen langen Zeitraum die Fluidentnahme (Pumpversuch) aus der kristallinen Kruste und die für das Frühjahr 2004 geplante, massive Injektion mit seismischen Messungen begleitet. Sowohl die über einen langen Zeitraum angelegten hydraulischen Experimente, als auch deren seismische Überwachung, stellen einen völlig neuen Typ geohydraulischer und geophysikalischer Experimente dar.

Innerhalb dieses Projekts soll die durch Porendruckänderungen induzierte, mikroseismische Aktivität im kristallinen Untergrund der KTB detektiert, lokalisiert und ausgewertet werden.

Außerdem werden die druckinduzierten Neigungsänderungen an der Oberfläche mit Bohrlochneigungsmessern aufgezeichnet. Dieser Teil des Experiment wird von der Arbeitsgruppe KTB Hydromechanics unter Prof. G. Jentzsch an der Universität Jena durchgeführt.

Um die induzierte Seismizität während des Pump- und Injektionsexperiments zu überwachen, wurde ein temporäres, seismologisches Netz installiert, das die Daten in Echtzeit zentral bereitstellen kann. Dies ist eine wesentliche Forderung für die Überwachung des geplanten Injektionsexperiments und erlaubt eine präzise Detektion und Lokalisierung der induzierten Seismizität, sowie deren räumlich-zeitliche Entwicklung. Damit erfasst man einen zentralen Punkt zur Charakterisierung des Spannungszustands, des Fluidtransports und der Gebirgsstabilität im Bereich der Pump-/Injektionsstelle. Um das Signal/Noise-Verhältnis zu erhöhen und die Detektionsschwelle zu senken, wurde eine Seismometersonde in der Hauptbohrung in 4 km Tiefe installiert. Die dort herrschende Temperatur von 120 °C stellt eine große Herausforderung an die Sensoren und die

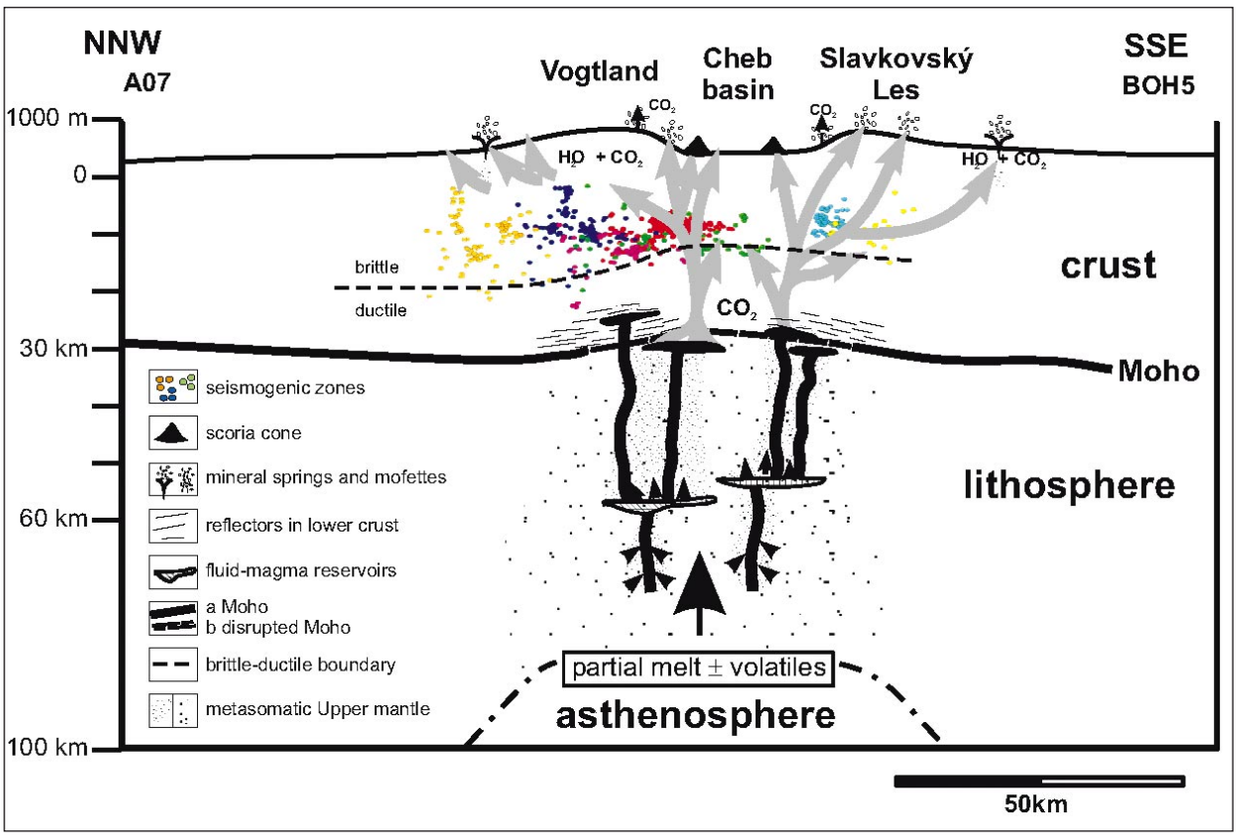


Abb. 2.86: *Modell zur Veranschaulichung der Kruste-Mantel-Wechselbeziehungen im nordwestlichen Böhmischen Massiv. Rezente Krustenbewegungen sind wahrscheinlich auf aktive magmatische Prozesse im obersten oberen Mantel und möglicherweise in der unteren Kruste unterhalb des westlichen Egergrabens zurückzuführen. Das CO_2 könnte von flachen Intrusionen im Mantel freigesetzt werden. Die verringerten Verzögerungszeiten und das teilweise Fehlen klarer Mohokonversionen unterhalb des westlichen Egergrabens weisen auf magmatische und tektonische Überprägung der Kruste-Mantel-Grenze hin. (Geissler et al., JGR, eingereicht)*

Model illustrating mantle-crust interaction in the northwestern Bohemian Massif. Recently active processes in the upper crust are probably related to ongoing magmatic processes within the uppermost mantle and possibly the lower crust beneath the western Eger rift. The CO_2 could be released from tabular intrusions in the mantle. Reduced delay times or lacking of the Moho conversions beneath the western Eger rift points to overprinting of the crust-mantle boundary by magmatic and tectonic processes. (Geissler et al., subm. to JGR)

Abb. 2.87: *Turm der KTB-Hauptbohrung im Sommer 2003 (Foto: F. Ossing, GFZ)*

Drillsite of the KTB in summer 2003

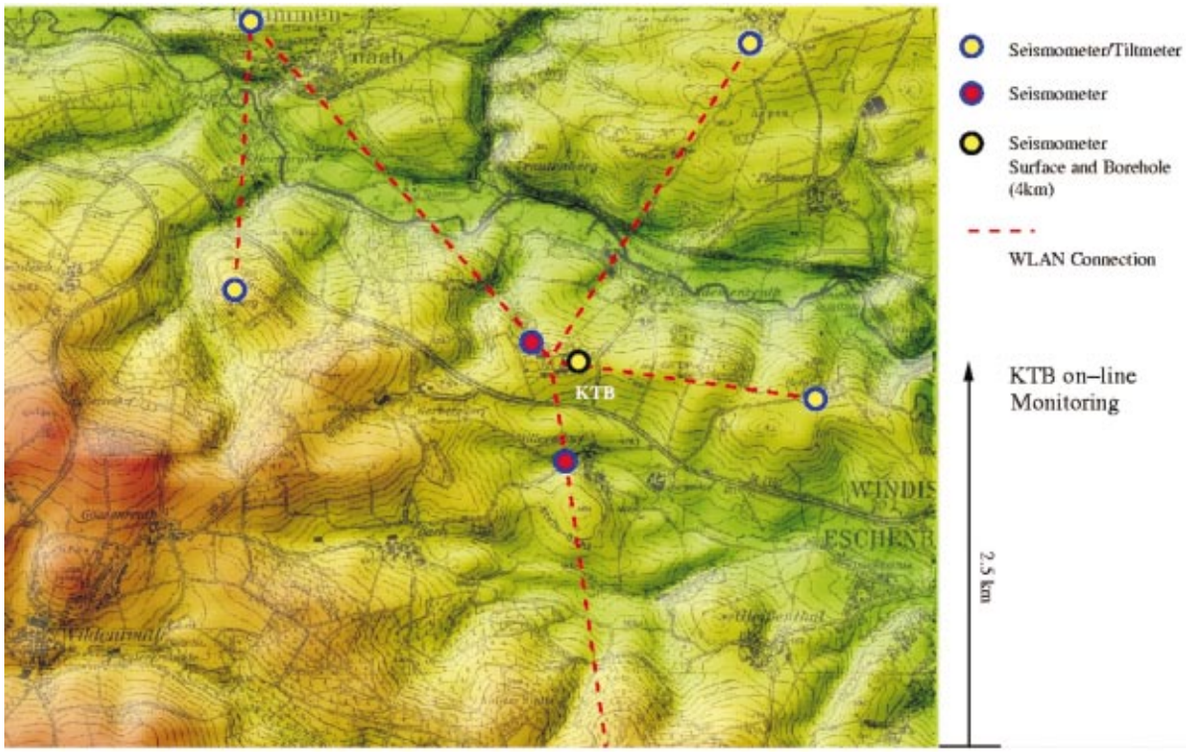


Abb. 2.88: *Seismologisches Überwachungsnetz der on-line-Stationen an der KTB im Rahmen des ICDP-Pump- und Injektionsexperiments. (Mit freundlicher Genehmigung des Bayerischen Landesvermessungsamts)*

Sketch of the seismological on-line monitoring sites of the ICDP pump an injection experiment at the KTB site.

Abb. 2.89: *Bohrmannschaft beim Vorbereiten der Tiltmeter/Seismomter-Station Mittelberg (MIT) (Foto: G. Asch, GFZ)*

Drilling crew preparing the tiltmeter/seismometer station Mittelberg (MIT)

Elektronik im Langzeitbetrieb dar. Außerdem wurden 5 weitere Seismometer in bis zu 50 m tiefen Bohrlöchern betrieben (Abb. 2.88). Diese Sensoren wurden im Laufe des Jahres gemeinsam mit den ASKANIA-Bohrlochneigungsmessern installiert (Abb. 2.89).

Eine wesentliche Forderung des Experiments ist die Echtzeitüberwachung während der aktiven Injektionsphase in der KTB-Vorbohrung, die für das Frühjahr 2004 geplant ist.

Das Problem bei seismischen on-line-Überwachungen ist in der Regel die Anbindung der Außenstationen. Bei der zu überwachenden Mikroseismizität sind die Signale sehr schwach und die Signalfrequenzen vergleichsweise hoch, so dass die benötigten Bandbreiten für die Datenübertragung groß sind. Im vorliegende Fall gilt es, neun Stationen innerhalb eines Radius von etwa 2,5 km um die Hauptbohrung bei Abtastraten von 3 * 200 Hz pro Station, in Echtzeit zu übertragen. Dazu kommt noch die Tiefensonde, die mit 3 * 1 kHz abgetastet wird.

Zusätzlich zu den Seismometern werden auch die Daten der Neigungsmesser mit übertragen, die allerdings mit deutlich geringeren Abtastraten arbeiten. Die Dynamik der eingesetzten Datenlogger (EDL, Gerätepool GFZ Potsdam) erreicht 140 dB und deckt den gesamten Bereich der zu erwartenden Signalamplituden ab. Alle Registriersysteme werden mittels GPS synchronisiert, so dass eine Zeitgleichheit der Messwerte im µsec-Bereich gewährleistet ist.

Da pro Tag an jeder Station etwa 70 MByte Daten anfallen (an der Bohrlochsonde sogar 600 MByte), sind schnelle Datenverbindungen eine grundlegende Voraussetzung für den Betrieb des Überwachungsnetzes. Entfernungen von mehreren Kilometern mit Breitbandverbindungen zu überbrücken, war in der Vergangenheit entweder sehr störanfällig oder sehr teuer. Mit dem Aufkommen preiswerter und standardisierter WLAN-(Wireless Local Area Network-) Komponenten für den PC-Markt, war es möglich, diese Technik auch zum Vernetzen von seismologischen Stationen zu verwenden.

Auf dem Turm an der KTB-Hauptbohrung wurden die zentralen Komponenten eines WLAN-Netzes installiert und sämtliche Außenstationen in dieses Netz eingebunden (Abb. 2.90). Die WLAN-Technik erlaubt es, auch Stationen, die keine direkte Sichtverbindung zum Bohrturm haben, über Außenstationen, die dann als Repeater arbeiten, einzubinden. Innerhalb der Reichweite einer WLAN-Zelle kann man zusätzliche Stationen, auch temporäre, ohne großen Aufwand on-line in das Netz einbinden. Dies erlaubt eine sehr flexible Konfiguration und Erweiterbarkeit des gesamten Netzes. Darüber hinaus ist das seismologische Überwachungsnetz so ausgelegt, dass jede Station die registrierten Daten auch lokal über einen Zeitraum von mehreren Wochen vorhalten kann, wenn Probleme mit der Funkverbindung auftreten. Nach deren Beseitigung holt sich der zentrale Archivserver die Daten dann automatisch von der betreffenden Station. Die eingesetzte Kommunikationssoftware SEEDLINK wurde am GFZ Potsdam im Rahmen des GEOFON-Projektes entwickelt und hat sich in der Praxis als sehr zuverlässig und flexibel erwiesen. Dank des modularen Aufbaus der Software konnten über zusätzliche Module, die Daten der Bohrlochneigungsmesser in den on-line-Datenstrom der seismologischen Stationen eingebunden werden. Die eingesetzte Software, die Datenlogger eingeschlossen, basiert auf dem open-source-Betriebssystem LINUX.

Das WLAN-Netz an der KTB hat sich als sehr robust und extrem zuverlässig erwiesen. Obwohl der Turm selber einmal einen direkten Blitzschlag erhielt und die gesamte Stromversorgung in der Zentrale zusammenbrach, lief die Datenübertragung, gepuffert durch USV-Systeme, weiter. Das gesamte Netz, inklusive der Außenstation ist vom GFZ Potsdam aus über eine ISDN-Verbindung administrierbar und die Daten auf dem Archivserver sind durch ein RAID5-System vor Ausfällen und Datenverlusten geschützt.

Beim Injektionsexperiment im Frühjahr 2004 werden die on-line-Stationen durch 30 weitere temporäre seismologische Stationen aus dem Gerätepool des GFZ Potsdam ergänzt. Diese Stationen werden wöchentlich gewartet und die Daten off-line in den Archivserver eingespielt. Diese Daten ergänzen die zum on-line Monitoring verwendeten Datenströme und erlauben eine präzisere Lokalisierung der aufgezeichneten Mikroseismizität.

Die hier vorgestellte Lösung zum on-line Betrieb seismologischer Netze hat sich bereits in der Pilotphase bewährt und ist richtungsweisend für zukünftige Monitoringaufgaben, wie sie beispielsweise bei der Vulkanüberwachung oder bei der aktiven Überwachung im Tunnelbau benötigt werden. Die Datenlogger des Gerätepools des GFZ Potsdam stellen alle dafür benötigten Grundfunktionen zur Verfügung.

Wissen wann die Erde bebt - das GEOFON-Erdbeben-Monitoring-System

Obwohl ursprünglich nicht für Echtzeit-Monitoringaufgaben konzipiert, liefert das seismologische Breitbandnetz GEOFON des GeoForschungsZentrums heute unter Einbeziehung einiger anderer gleichartiger Stationen in Europa die schnellsten überregionalen Informationen über weltweite Erdbeben. In den letzten Jahren wurden die für die seismologische Grundlagenforschung ent-

Abb. 2.90: *WLAN-Antenne zur Außenstation Eiklasdorf (EIK) auf dem Turm an der KTB-Hauptbohrung (Foto: G. Asch, GFZ)*

WLAN antenna pointing to the on-line station Eiklsadorf (EIK), installed at the tower located at the KTB main drilling site.

wickelten GEOFON-Stationen mit speziellen Datenkommunikationssystemen ausgestattet, die es erlauben, die registrierten Daten über jede Art von elektronischen Kommunikationswegen (Internet, Satellitenlinks, Funkstrecken, Telefon- und ISDN-Leitungen) von jedem Punkt der Erde ins GFZ Potsdam zu übertragen. Da dieses sogenannte SeisComP-Konzept (Seismological Communication Processor) des GeoForschungsZentrums u.a. im Rahmen des EU-Projektes MEREDIAN bereits von über 40 anderen Institutionen innerhalb und außerhalb von Europa übernommen wurde und dabei ist, zu einem weltweiten Standard zu werden, ist es heute leicht, über das Internet beliebige Stationen mit ganz unterschiedlicher Instrumentierung zu neuen einheitlichen regionalen oder globalen virtuellen Netzen zu verknüpfen und deren Daten gemeinsam zu nutzen.

Das virtuelle seismologische Echtzeitnetz des GFZ Potsdam besteht zur Zeit aus 23 GEOFON-Stationen und 22 weiteren Stationen des Deutschen Regionalnetzes, der österreichischen, tschechischen, slowakischen, rumänischen und griechischen Breitbandnetze, sowie Stationen der supranationalen Projekte MedNet (Italien) und IRIS (USA). Abb. 2.91 zeigt die Stationsverteilung in Europa und dem Mittelmeerraum. Automatische Prozesse suchen die normalerweise mit einer Verzögerung von wenigen Sekunden (kontinuierliche Datenverbindungen) bis maximal 30 Minuten (Dial-up-Verbindungen) hereinströmenden Daten jeder Station auf eventuelle Datenfehler und seismische Ereignisse ab. Bei kurz aufeinanderfolgenden Detektionen an benachbarten Stationen wird versucht, Richtung und Auftauchwinkel der seismischen Wellen zu bestimmen, die durch das virtuelle Netz laufen (Abb. 2.92). Wenn genügend sichere Vorinformationen über ein mögliches Erdbeben vorliegen, wird mit Hilfe eines mittleren Erdmodells (IASP91) versucht, das Hypozentrum möglichst genau zu orten und eine Netzwerk-Magnitude zu bestimmen.

Bereits maximal 2 Minuten nach dem Eintreffen der Daten von mindestens fünf Stationen, die das Erdbeben registriert haben, werden die gewonnenen Herdinformationen per Email bzw. bei sehr starken Beben per SMS und Pager an verschiedene nationale und internationale seismologische und Naturkatastrophen-Institutionen, die Deutsche Task Force Erdbeben mit Sitz am GFZ Potsdam sowie einzelne Seismologen und interessierte Personen aus der Öffentlichkeit verschickt. Gleichzeitig werden die Informationen zusammen mit detaillierten Karten des Herdgebietes auf der GEOFON-Seite im Internet veröffentlicht (Abb. 2.93, http://www.gfz-potsdam.de/geofon/alerts). Die stärksten Beben werden im globalen GEOFON Seismic Monitor angezeigt (http://www.gfz-potsdam.de/geofon/monitor). Mit den hinzukommenden Informationen später eintreffender Daten anderer Stationen werden die Herdinformationen im Laufe der nächsten 30 Minuten noch verbessert und stellen für die meisten Beben die weltweit wohl schnellste und zuverlässigste Erdbeben-Information eines einzelnen Netzes dar. Die Informationen und Daten von GEOFON werden vom EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) und dem NEIC (National Earthquake Information Center der USA, World Data Center B) zusammen mit den Informationen anderer Netze zu noch genaueren Herdparametern weiterverarbeitet.

Für Mitteleuropa und den östlichen Mittelmehrraum erlaubt die Stationsdichte des virtuellen Netzes auch die Bestimmung der Epizentren und lokalen Magnituden für kleinere Beben (ML ~ 3).

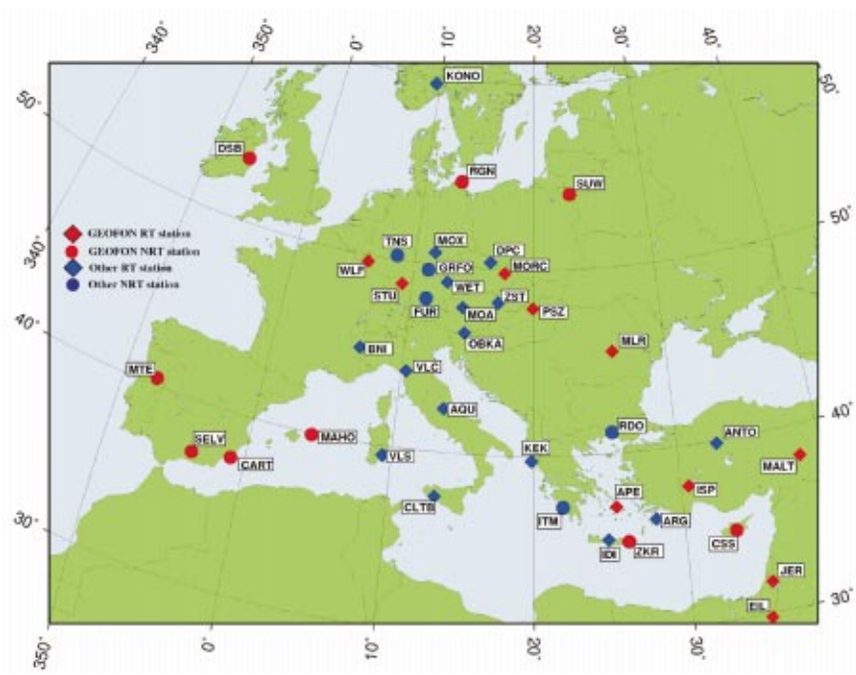


Abb. 2.91: *Stationsverteilung des virtuellen seismologischen Echtzeitnetzes des GFZ Potsdam in Europa und im Mittelmeerraum für das Monitoring der regionalen und globalen Seismizität. Kern des Netzes sind die meisten Stationen des GEOFON-Netzes (rote Symbole). Dazu kommen viele Stationen von Partnern im MEREDIAN-Projekt (blaue Symbole), in dem in ganz Europa seismologische Breitbandnetze nach dem SeisComP-Konzept des GFZ Potsdam homogenisiert und die Daten in Echtzeit verfügbar gemacht werden.*

Station distribution of the seismological GFZ real-time network in Europe and the Mediterranean, used for monitoring of regional and global seismicity. Kernel of the network are most stations of the GEOFON network (red symbols). Many stations from MEREDIAN project partner networks have been added. These networks have been homogenized and data made available in (near) real-time following the SeisComP concept of the GFZ Potsdam.

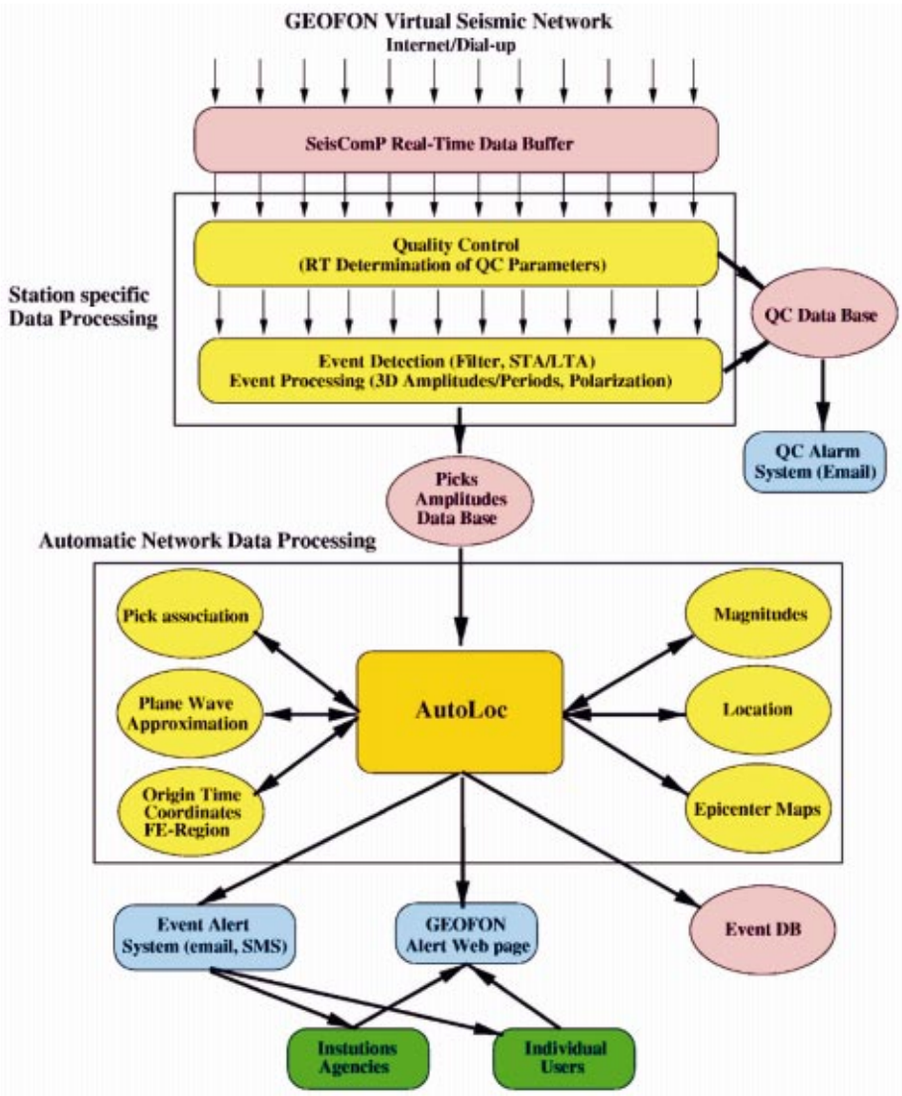


Abb. 2.92: *Daten- und Informationsfluss im GEOFON-Echtzeit-Datenprozessingsystem. Nach einer Datenqualitätskontrolle werden die hereinkommenden Datenströme auf seismische Ereignisse hin untersucht. Die einzelnen Eventtrigger werden netzwerkweit assoziiert und, falls möglich, wird das Epizentrum und die Magnitude des zugrundeliegenden Erdbeben bestimmt. Die gewonnenen Informationen werden unmittelbar per Email und SMS an die registrierten Nutzer gesendet und auf der GEOFON-Seite im Internet veröffentlicht.*

Data and information flow within the GEOFON real-time data processing system. After a data quality control, the incoming data streams are checked for seismic events. The individual event triggers are assoziated networkwide and, if possible, the epicenter and magnitude of the recorded earthquake is determined. The obtained information is immediately distributed to registered users by email and SMS services and published on the GEOFON Internet page.

Das MEREDIAN-Projekt

Im Rahmen des EU-Projektes MEREDIAN (Mediterranean-European Rapid Earthquake Data Information and Archiving Network) soll die in Europa existierende, bisher weitgehend heterogene Erdbebeninfrastruktur homogenisiert und vernetzt werden. Am Projekt nehmen Partner aus 18 europäischen Ländern teil. Die Gesamtkoordinierung des Projektes liegt in der Hand von ORFEUS, der europäischen Organisation für Breitbandseismologie. Die beiden zentralen Aufgaben sind dabei der Aufbau von kompatiblen Langzeit-Archiven von qualitativ hochwertigen Breitbanddaten der einzelnen Netze, die der seismologischen Gemeinschaft über standardisierte Schnittstellen (z.B. AutoDRM) für jede Art von Forschungsaufgaben offen stehen, sowie die Bereitstellung von Echtzeitdaten u.a. zur schnellen Bestimmung der wichtigsten Erdbebenparameter zur Frühwarnung sowie der Gefährdungs- und Schadensabschätzung bei größeren Beben im europäisch-mediterranen Raum. Die Standardisierung der Echtzeitdatenkommunikation zwischen den einzelnen Stationen der individuellen Netze zum einen und den Datenzentren zum anderen wurde im wesentlichen mit Hilfe des SeisComP-Konzeptes des GFZ Potsdam realisiert (http://www.gfz- potsdam.de/geofon/seiscomp), das für das GEOFON-Netz entwickelt wurde. In der Endphase des Projektes (Ende Oktober 2003) sind bereits in fast allen Datenzentren des MEREDIAN-Konsortiums und darüber hinaus in vielen weiteren Institutionen SeedLink- (SeisComP-Datenkommunikationsprotokoll) Server installiert, die die Verknüpfung beliebiger Stationen zu virtuellen, grenzübergreifenden Netzen erlauben. Neben dem virtuellen GEOFON-Netz betreibt auch das ORFEUS-Datenzentrum in De Bilt (Holland) ein großes virtuelles Netz, das Daten von über 80 Stationen sammelt. Daneben existieren mehrere regionale virtuelle grenzübergreifende Netze in Mittel- und Südeuropa. Das GeoForschungsZentrum hat im Rahmen von MEREDIAN eine ganze Reihe von Partnerinstitutionen bei der Modernisierung ihrer Stationsnetze und der Installation von SeisComP unterstützt. Auch beim ab 2004 geplanten koordinierten Wiederaufbau der seismologischen Infrastruktur auf dem Balkan durch die Administration des EU-Balkan-Stabilitätspaktes soll GEOFON zusammen mit ORFEUS eine koordinierende Rolle übernehmen.

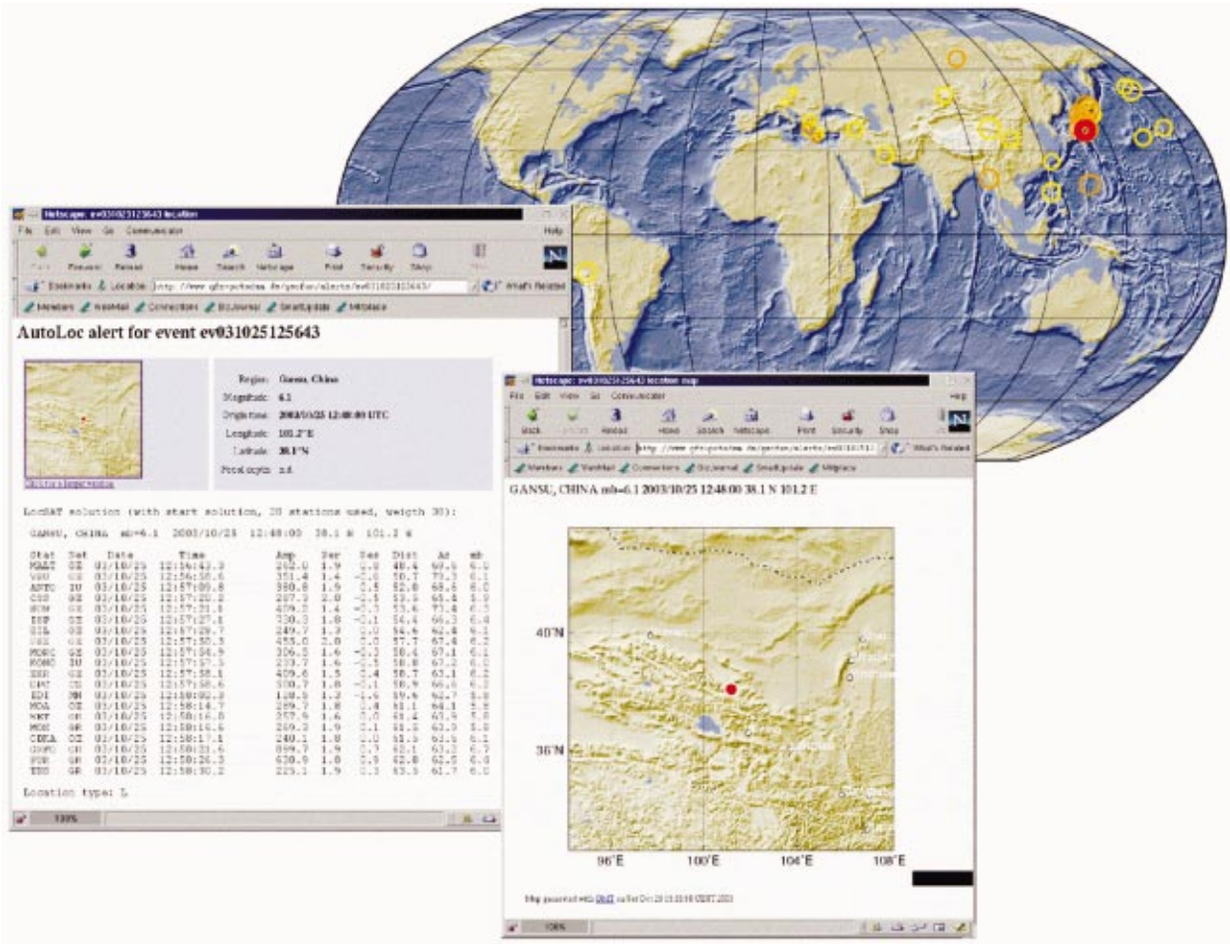


Abb. 2.93: *Internet-"Produkte" des GEOFON-Erdbeben-Monitoring-Systems. Für jedes lokalisierte Erdbeben wird eine eigene Webseite erzeugt, in der die Einsatzzeiten und Magnituden der einzelnen Stationen aufgelistet sind, sowie eine Detailkarte des Epizentralgebietes dargestellt ist. Im „Globalen Seismischen Monitor" werden Epizentren der größten Beben der letzten zwei Wochen markiert. Das Epizentrum des letzten großen Bebens blinkt rot.*

Internet products of the GEOFON earthquake monitoring system. For each earthquake location a separate web page is generated, where the arrival times and magnitudes for all stations are listed. In the „Global Seismic Monitor" the epicenters of all larger earthquakes of the last two weeks are marked. The epicenter of the last big earhquake is blinking red.

Literatur:

Babeyko, A.Yu., S.V. Sobolev, R.B. Trumbull, O. Oncken and L.L. Lavier, 2002. *Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau*, Earth Planet. Sci. Lett. **199**, 373-388.

Babuska, V., Plomerova, J. and the BOHEMA working group (2003), *Seismic experiment searches for active magmatic source in deep lithosphere, Central Europe*, EOS Trans., AGU, 84, 409-417

Bakun, W.H., Joyner, W.B., 1984: *The M_L Scale in Central California.* Bull. Seism. Soc. Am. 74, 1827-1843.

Bauer, K., Trumbull, R.B., and Vietor, T., (2003): *Geophysical images and a crustal model of intrusive structures beneath the Messum ring complex, Namibia*, Earth Planet. Sci. Lett., 216, 65-80.

Bijwaard, H., W. Spakman, and E. Engdahl, *Closing the gap between regional and global travel time tomography*, J. Geophys. Res., 103, 30,055-30,078, 1998.

Bina, C. R. and G. Helffrich, 1994. *Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography*, J. Geophys. Res. 99, 15853-15860.

Bonin, B. (1986): *Ring Complex Granites and Anorogenic Magmatism*, North Oxford Academic, Oxford, 186 pp.

Chevrot, S. L., L. Vinnik and J.-P. Montagner, 1999. *Global-scale analysis of the mantle Pds phases*, J. Geophys. Res. 104, 20203-20219.

Chevrot, S. *Multichannel analyis of shear wave splitting.* J. Geophys. Res., 105 (B9):21.579-21.590, 2000.

Delouis, B., Vallée, M., 2003: *The Boumerdes (Algeria) Earthquake: Source Process from Teleseismic Data.* CSEM/EMSC Newsletter, N° 20, September, 8-9.

Dziewonski, A., and D. Anderson, *Preliminary reference Earth model*, Phys. Earth Planet. Inter.,25, 297-356, 1981.

Ekström, G. and A. M. Dziewonski, 1998. *The unique anisotropy of the Pacific upper mantle*, Nature 394, 168-172.

Erdik, M., Demircioglu, M., Sesetyan, K., Aydinnoglu, N., Gul, M., Siyahi, B., Önem, G., Tüzün, C., Salkin, A., Kaya, Y, 2003. *May 01, 2003 Bingöl (Turkey) Earthquake.* http://www.eeri.org/lfe/pdf/turkey_bingol_reconnaissance_report_erdik.pdf

Estabrook, C. & Kind, R., 1996. *The nature of the 660-kilometer upper mantle seismic discontinuities from precursors to the PP phase*, Science, 274, 1179-1182.

Farra, V. and L. Vinnik, *Upper mantle stratification by P and S receiver functions*, Geophys.J. Int., 141, 699-712, 2000.

Farra, V., Vinnik, L. (2000), *Upper mantle stratification by P and S receiver functions*, Geophys. J. Int., 141, 699-712

Flanagan, M. P. and P. M. Shearer, 1998. *Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors*, J. Geophys. Res. 103, 2673-2692.

Flanagan, M.P., & Shearer, P.M., *A map of topography of the 410-km discontinuity from PP precursors*, Geophys. Res. Let., 26, 549-552.

Fuenzalida, H., L. Dorbath, A. Cisternas, H. Eyidogan, A. Barka, L. Rivera, H. Haessler, H. Philip,and N. Lyberis, 1997. *Mechanism of the 1992 Erzincan earthquake and its aftershocks, tectonics of the Erzincan Basin and decoupling on the North Anatolian Fault*, Geophysical Journal International, **129** (1), 1-28, 1997.

Garcia, R., Chevrot, S., & Weber, M., 2003, *Non-linear wave form and delay time analysis of triplicated core phases*, J. Geophys. Res., in press.

Geissler, W.H., Kämpf, H., Kind, R. Klinge, K., Plenefisch, T., Horalek, J., Zednik, J., Nehybka, V. (2003), *Presently active magmatic underplating beneath the western Eger (Ohre) rift, Central Europe: Results from teleseismic receiver functions*, J. Geophys. Res., eingereicht.

Gossler, J. and R. Kind, 1995. *Seismic evidence for very deep roots of continents*, Earth Planet. Sci. Let. 138, 1-13.

Graeber, F. and G. Asch, *Three-dimensional models of P-wave velocity and P-to-S ratio in the southern central Andes by simultaneous inversion of local earthquake data*, J.Geophys.Res., 104, 20237-20256, 1999.

Grosser, H., M. Baumbach, H. Berckhemer, B. Baier, A. Karahan, H. Schelle, F. Krüger, A. Paulat, G. Michel, R. Demirtas, S. Gencoglu, and R. Yilmaz, 1998. *The Erzincan (Turkey) earthquake (Ms) 6.8) of March 13, 1992 and its aftershock sequence*, Pure and Applied Geophysics, 152 (3), 465-505.

Gu, Y., and A.M. Dziewonski, 2002. *Global variability of the transition zone thickness*, J. Geophys. Res. 107, 2135, 10.1029/2001JB000489.

Gülkan, P., Akkar, S., Yazgan, U., 2003: *A Preliminar Engineering Report on the Bingöl Earthquake of May 1, 2003*. http://www.eeri.org/lfe/pdf/turkey_bingol_preliminary_report_gulkan.pdf

Helffrich, G., 2000. *Topography of the transition zone seismic discontinuity*, Rev. Geophys. 38, 141-158.

Hemant, K. 2003. *Modelling and Interpretation of Global Lithospheric Magnetic Anomalies*. Disputation, 17.10.2003, Freie Universität Berlin.

Huang, W.C., J. F. Ni, F. Tilmann, D. Nelson, J. Guo, W. Zhao, J. Mechie, R. Kind, J. Saul, R. Rapine and T. M. Hearn, *Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau*, JGR 105, 27,979-27,989, 2000.

Husen, S., Kissling, E. and Flueh, E.R., *Local earthquake tomography of shallow subduction in norhtern Chile: A combined onshore and offshore study*. J. Geophys. Res., 105, 28183 –28198, 2000.

Karato, S., 1993. *Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography*, Geophys. Res. Lett. 20, 1623-1626.

Kennett, B., and E. Engdahl, *Travel times for global earthquake location and phase identification*, Geophys. J. Int., 105, 429-465, 1991.

Kind, R., J. Ni, W. Zhao, J. Wu, X. Yuan, L. Zhao, E. Sandvol, C. Reese, J. Nabelek and T. Hearn, *Evidence from earthquake data for a partially molten crustal layer in southern Tibet*, Science 274, 1692-1694, 1996.

Kind, R., X. Yuan, J. Saul, D. Nelson, S.V. Sobolev, J. Mechie, W. Zhao, G. Kosarev, J. Ni, U. Achauer and M. Jiang, *Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: Evidence for Eurasian plate subduction*, Science 298, 1219-1221, 2002.

Kosarev, G., R. Kind, S.V. Sobolev, X. Yuan, W. Hanka and S. Oreshin, *Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet*, Science 283, 1306-1309, 1999.

Lee, W.H.K., S.M. Valdes, 1985.HYPO71PC: A Personal Computer Version of the HYPO71 Earthquake Location Program, *U. S. Geol. Surv. Open File Report* 85-749, 1-43.

Li, X., Kind, R., Yuan, X., Wölbern, I., Hanka, W., *Rejuvenation of the lithosphere by the Hawaiian plume*, Nature, 2004 (Vol. 727, Nr. 6977, S. 827-829 .

Li, X., R. Kind and X. Yuan, 2003a. *Seismic study of upper mantle and transition zone beneath hotspots*, Phys. Earth Planet. Inter. 136, 79-92.

Li, X., R. Kind, X. Yuan, S.V. Sobolev, W. Hanka, D.S. Ramesh, Y. Gu, and A.M. Dziewonski, 2003b. *Seismic observation of narrow plumes in the oceanic upper mantle*, Geophys. Res. Lett., 30, 1334, doi:10.1029/2002GL015411.

Lühr, H., M. Rother, S. Maus, W. Mai and D. Cooke, 2003a. *The diamagnetic effect of the equatorial Appleton anomaly: Its characteristics and impact on geomagnetic field modelling*. Geophys. Res. Lett., Vol. 30, 17, 1906, 10.1029/2003GL017407.

Lühr, H., S. Maus, and M. Rother, *The noon-time equatorial electrojet, its spatial features as determined by the CHAMP satellite*, J. Geophys. Res., **108,** (in press) 2003b.

Macmillan, S., S. Maus, T. Bondar, A. Chambodut, V. Golovkov, R.Holme, B. Langlais, V. Lesur, F. Lowes, H. Lühr, W. Mai, M. Mandea, N. Olsen, M. Rother, T. Sabaka, A. Thomson and I. Wardinski, 2003. *The 9th -Generation International Geomagnetic Reference field*. Geophys. J. Int., 155, 1051-1056.

Maus, S., H. Lühr, G. Balasis, M. Rother, M. Mandea, 2003. *Introducing POMME, the Potsdam Magnetic Model of the Earth*. submitted to CHAMP Mission, Results II, Springer 2004.

Maus,S. and V. Haak, 2003. *Magnetic field annihilator: invisible magnetisation at the magnetic equator*. Geophys. Journ. Int., 155, 509-513.

Meissner, R., W.D. Mooney, and I. Artemieva. *Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens.* Geophys. J. Int., 149:1-14, 2002.

Milner, S.C. (1997): *Geological map of Namibia, Sheet 2114-Omaruru, 1:250000*, Ministry of Mines and Energy, Windhoek.

Ritter, J., U. Achauer, U. Christensen, and Eifel Plume Team, *The teleseismic tomography experiment in the Eifel region, Central Europe: Design and first results*, Seism. Res. Lett., 71, 437-443, 2000.

Ritter, O. ,H. Lühr, A. Viljanen, O. Amm, A. Pulkkinen and I. Sillanpää, 2003. *Ionospheric currents estimated simultaneously from CHAMP satellite and IMAGE ground-based magnetic field measurements: A statistical study at auroral latitudes*. Ann. Geophys., 21, in press.

Ritter, O., T. Ryberg, U. Weckmann, A. Hoffmann-Rothe, A. Abueladas, Z. Garfunkel, DESERT-group, 2003. *Geophysical images of the Dead Sea Transform in Jordan reveal an impermeable barrier for fluid flow.* Geophys. Res. Lett., 30(14), p. 1741-1744, doi: 10.1029/2003GL017541.

Ritter, O., U. Weckmann, T. Vietor and V. Haak, 2003. *A Magnetotelluric study of the Damara Belt in Namiba 1. Regional scale conductivity anomalies*. Phys. Earth. Planet. Int., p. 138, 71-90, doi: 10.1016/S0031-9201(03)00078-5.

Robinson, R. (2003). *Fault interactions and subduction tectonics: a re-examination of the Weber, New Zealand, earthquake sequence of 1990*, Geophys. J. Int., **154,** 745-753

Rost, S. & Weber, M., 2002. *Structure of transition zone discontinuities beneath the Pacific*, Earth and Plan. Science Lett., 204, 347-361..

Runcorn, S. K., 1975. *On the interpretation of Lunar magnetism*. Phys. Earth Planet. Inter., 10, 327-335.

Scherbaum, F., Krüger, F. & Weber, M., 1997. *Double Beam Imaging: Mapping lower mantle heterogeneities using combinations of source and receiver arrays*, J. Geophys. Res., 102, 507-522.

Schurr, B., G. Asch, A. Rietbrock, Chr. Haberland, 2003. *Generation and transport of fluids and melts in the central Andean subduction zone.* Earth and Planet. Sci. Let., submitted.

Sobolev, S. V., H. Zeyen, M. Granet, U. Achauer, C. Bauer, F. Werling, R.Altherr, and K.Fuchs, *Upper mantle temperature and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations*, Tectonophys., 275, 143-164, 1997.

Sobolev, S., and A.Babeyko, *Modeling of mineralogical composition and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks*, Surveys in Geophysics, 15, 515-544, 1994.

Sobolev, S.V., M. D. Zoback and A.Yu. Babeyko, *A thermo-mechanical model of the San Andreas Fault system in central and northern California*, J. Geophys. Res., submitted, 2003.

Stammler, K., R. Kind, N. Petersen, G. Kosarev, G. Vinnik and Q. Liu, 1992. *The upper mantle discontinuities: correlated or anticorrelated?* Geophys. Res. Lett. 19, 1563-1566.

Stein, R.S., A.A. Barka, and J.H. Dieterich, 1997. *Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering*, Geophys. J. Int., **128**, 594-604.

Tapponnier, P., X. Zhiqin, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wittlinger and Y. Jingsui, *Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau*, Science 294, 1671-1677, 2001.

Thomas, Ch. & Weber, M., 1997. *P-velocity heterogeneities in the lower mantle determined with the German Regional Seismic Network: Improvement of previous models and results of 2-D modeling*, Phys. Earth Planet. Inter., 101, 105-117.

Thomas, Ch., Kendall, M. & Weber, M., 2002. *The lowermost mantle beneath northern Asia: (1) Multi-azimuth studies of a D" heterogeneity*, Geophys. J. Int., 151, 279-295.

Thomas, Ch., Weber, M. & Scherbaum, F., 1999. *Small scatterers in the lower mantle observed at German broadband arrays*, J. Geophys. Res., 104, 15073-15088.

TRANSALP Working Group. *European Orogenic Processes Research Transects the Eastern Alps*. EOS Trans. Am. Geophys. Union, 82:455-461, 2001.

TRANSALP Working Group. *First deep seismic reflection images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges and transcrustal ramps*. Geophys. Res. Lett., 29(10): 92-1-92-4, 2002.

Tyler, R., S. Maus and H. Lühr. 2003. *Satellite observations of magnetic fields due to ocean flow*. Science, Vol. 299, 239-241.

Vinnik, L. P. (1977), *Detection of waves convertes from P to SV in the mantle*, Phys. Earth Planet. Inter., 15, 39-45

Vinnik, L. P. (2002), *Subcratonic low-velocity layer and flood basalts*, Geophys. Res. Lett., 29, 4, 10.1029/2001GL014064

Wang, R., F. Lorenzo, and F. Roth, 2003. *Computation of deformation induced by earthquakes in a multi-layered elastic crust - FORTRAN programs EDGRN/EDCMP*, Computer and Geosciences, **29**, 195-207.

Webers, W., 2002. *Downward field continuation in combining satellite and ground-based internal magnetic field data.* J. Geodynamics, Vol. 33/1-2, pp 101-116.

Weckmann, U., O. Ritter and V. Haak, 2003. *A magnetotelluric study of the Damara Belt in Namibia 2. MT phases over 90° reveal the internal structure of the Waterberg Fault/Omaruru Lineament*. Phys. Earth. Planet. Int., 138, p. 91-112, doi: 10.1016/S0031-9201(03)00079-1.

Yelles-Chaouche, A.K., Djellit, H., Hamdache, M., 2003 *The Boumerdes-Algiers (Algeria) Earthquake of May 21st, 2003 (Mw=6.8).* CSEM/EMSC Newsletter, N° 20, September, 3-5.

Yuan, X., Ni, J., Kind, R., Mechie, J. And Sandvol, E. (1997), *Lithospheric and upper mantle structure of sorthern Tibet from a seismological passive source experiment*, J. Geophys. Res., 102, 27491 - 27500

Yuan, X., S.V. Sobolev, R. Kind, O. Oncken and others, 2000. *Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases*, Nature **408**, 958-961.

Zhao, W., J. Mechie, L. D. Brown, J. Guo, S. Haines T. Hearn, S. L. Klemperer, Y. S. Ma, R. Meissner, K. D. Nelson, J. F. Ni, P. Pananont, R. Rapine, A. Ross and J. Saul, *Crustal structure of central Tibet as derived from project INDEPTH seismic data*, GJI 145, 486-498, 2001.