

GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

GeoForschungsZentrum Potsdam

Zweijahresbericht

2000/2001

Zweijahresbericht

GeoForschungsZentrum
Potsdam

2000/2001

IMPRESSUM

Herausgeber:
GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
Stiftung des öffentlichen Rechts
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Redaktion:
Dr. Jörn Lauterjung
Franz Ossing

Layout:
Otto Grabe (GFZ) & Druckerei Arnold

Druck:
Druckerei Arnold
Am Wall 15
14979 Großbeeren

© GFZ Potsdam 2002

Das GFZ Potsdam ist Mitglied
der Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft
Deutscher Forschungszentren e.V.

DESERT - eine multinationale und interdisziplinäre Studie des Dead Sea Rifts

DESERT Team (*)

(*) *DESERT Team: M. Weber¹, K. Abu-Ayyash², A. Abueladas², H. Al-Amoush¹, A. Agnon³, Y. Bartov⁴, M. Baumann⁵, Z. Ben-Avraham⁶, G. Bock¹, J. Bribach¹, M. Daoud¹, R. El-Kelani⁷, U. Frieslander⁸, Z. Garfunkel³, S. Grunewald², V. Haak¹, Ch. Haberland¹, A. Hördt⁹, A. Hofstetter⁸, K.-H. Jäckel¹, D. Kesten¹, R. Kind¹, N. Maercklin¹, J. Mechie¹, B. Milkereit¹⁰, A. Mohsen¹, M. Neubauer⁹, I. Qabbani², O. Ritter¹, G. Rümpker¹, T. Ryberg¹, F. Scherbaum⁵, A. Schulze¹, S. Sobolev¹, M. Stiller¹, J. Stoll¹¹, H. Thoss¹, U. Weckmann¹, K. Wylegalla¹.*

¹GFZ Potsdam, Germany; ²Natural Resources Authority, Amman, Jordan; ³Hebrew University, Jerusalem, Israel; ⁴National Ministry of Infrastructure, Jerusalem, Israel; ⁵University of Potsdam, Germany; ⁶Tel Aviv University, Israel; ⁷An-Najah National University, Nablus, the Palestine Territories; ⁸Geophysical Institute of Israel, Lod, Israel; ⁹University of Köln, Germany; ¹⁰University of Kiel, Germany; ¹¹University of Göttingen, Germany.

The Dead Sea Rift / Dead Sea Transform acts as the hinge between the Alpine-Himalayan-Mountain Belt, stretching East-West from the Mediterranean to Indonesia, and the largest active continental rift system, the Afro-Arabian Rift System, which runs South-North from East Africa to the Dead Sea. Except for a mild compressional deformation starting about 180 Ma ago, the Dead Sea Region has remained a stable platform almost since its formation in the late Proterozoic. This tectonic stability was only recently (ca. 18 Ma ago) interrupted by the formation of a transform with a left-lateral motion of about 105 km as of today (Fig. 1 and Fig. 2). The simplicity of this system, especially in the Arava Valley, the valley between the Dead Sea and the Red Sea, puts it in strong contrast to other large fault systems like the North Anatolian Fault System, which is in the middle of an orogenic belt, and the San Andreas Fault System, which suffered repeated accretional episodes and the interaction with a triple junction. The simplicity of the Dead Sea Rift / the nearly linear Dead Sea Transform provides a natural laboratory to study and understand transform faults, one of the three key elements of Plate Tectonics together with subduction and rifting. Despite the central role of this world geological site, up to now no geophysical profile has crossed the Dead Sea Rift/the Dead Sea Transform (DST).

*The **DEAD SEA Rift Transect (DESERT)** is a multinational and interdisciplinary study of the Dead Sea Rift and the main goal of the DESERT project is to help address a fundamental question of plate tectonics: How do shear zones work and what controls them, on different scales?*

The project began with fieldwork in February 2000 and first experiments were completed by the DESERT Team in May 2000. The seismic, seismological, and magnetotelluric experiments presented here, along with the future electromagnetic, gravity, magnetic, petrological, geothermal, geodynamic, and geological studies, will provide the geophysical and geodynamic frame for further geoscientific research.

Within the DESERT project, scientists from Germany, Israel, Jordan, and the Palestine Territories joined together for the first time to study the crust and upper mantle, the main shear zones, and the geodynamics of the DST. Over 30 scientists of the GFZ, the universities of Potsdam, Kiel, Köln, and Göttingen; the universities of Tel-Aviv and Jerusalem, the National Ministry of Infrastructure and the Geophysical Institute of Israel; the Natural Resources Authority, Jordan; and the An-Najah University in Nablus and the Palestine Water Authority, Palestine Territories; work together in this project. The 260-km-long transect across the DST traverses Israel, Jordan, and the Palestine Territories.

First results of the geophysical experiments show - contrary to the expectations - basically no up-doming of the Moho under the rift, suggesting that the mantle has played a rather insignificant role in the extension process associated with the Dead Sea Rift. The role of an 8 km thick structure, imaged as a band of strong reflections in the lower crust under the elevated rift shoulder in Jordan, in the dynamics of the rift / transform requires additional geophysical studies planned for next year. On the kilometer scale a 3-D tomographic image of the fault regions shows significant changes in the seismic P-velocities across the fault, and the analysis of fault guided waves indicates a low-velocity zone with a velocity reduction of 15 to 25% and a thickness of only 10 to 20 meters at the surface location of the Arava Fault. This fault is also the location where a roughly 1.5 km thick body with very good conductivity in 2 km depth stops abruptly, possibly indicating the contact of sediments with saline brines to the west of the fault with a high velocity body with bad conductivity to the east.

Einleitung

Das Dead Sea Rift/die Dead Sea Transform ist das Scharnier zwischen dem Alpin-Himalaya-Gebirgsgürtel, der vom Mittelmeer bis Indonesien reicht, und dem größten aktiven kontinentalen Riftsystem, dem Afro-Arabischen Rift System, dass sich von Ost-Afrika bis zum Toten Meer erstreckt. Abgesehen von einer leichten Deformation, welche vor etwa 180 Millionen Jahren begann, war die Region des Toten Meeres seit ihrer Entstehung im späten Proterozoikum eine stabile Platte. Diese tektonische Stabilität wurde erst vor ca. 18 Millionen Jahren durch die Bildung einer links-lateralen Scherzone unterbrochen, welche heute einen Versatz von etwa 105 km aufweist (Abb. 1 und Abb. 2). Die Einfachheit dieses Systems, insbesondere im Arava-Tal zwischen dem Toten Meer und dem Roten Meer, steht in starkem Kontrast zu anderen großen Systemen von Scherzonen wie dem Nord-Anatolischen System, welche in einem orogenen Gürtel liegt, und dem San Andreas-System, welches wiederholt akretionale Perioden und die Interaktion mit einer *triple junction* erfuhr. Die Einfachheit des Dead Sea Rifts/der nahezu linearen Dead Sea Transform stellt ein natürliches Labor zum Studium und dem Verständnis von *transform faults* dar, welche eines der drei Schlüsselemente der Plattentektonik sind, zusammen mit Subduktion und *Rifting*. Trotz der zentralen Rolle dieser Lokation, hatte bisher kein geophysikalisches Profil das Dead Sea Rift / die Dead Sea Transform (DST) überquert.

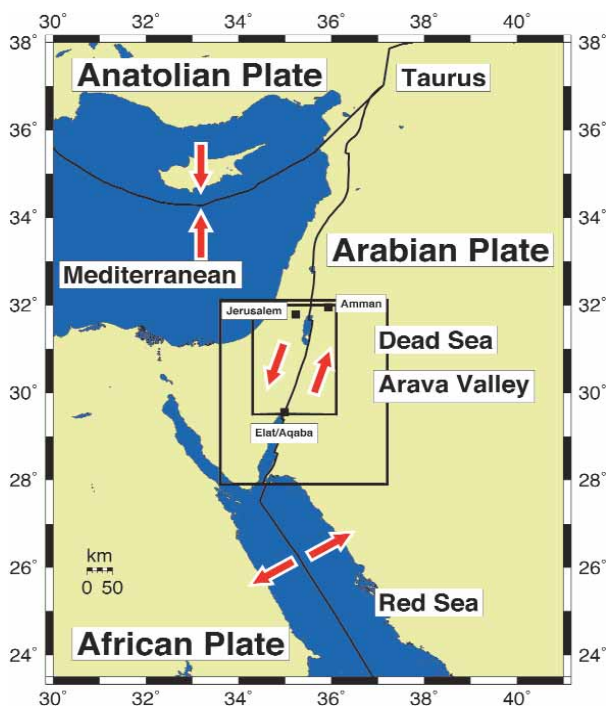


Abb. 1: Plattentektonik im östlichen Mittelmeer und im Nahen Osten. Die roten Pfeile geben die lokale Plattenbewegung an, und der kleine (große) Rahmen zeigt die Lage von Abb. 2 (Abb. 4, oben).

Tectonic setting of the eastern Mediterranean Region and the Middle East. The red arrows indicate local plate movement. The small (large) inserts show the locations of Fig. 2 (Fig. 4, top) respectively.

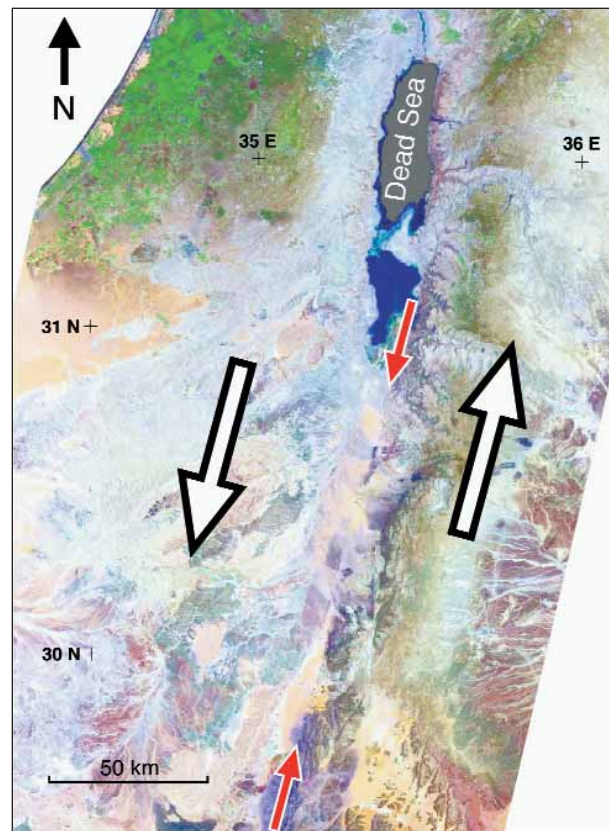


Abb. 2: Landsat-TM-Mosaik von Totem Meer, Arava-Tal und Umgebung (siehe kleinen Rahmen in Abb. 1). Zu sehen sind links Israel und die Palästinensischen Gebiete, sowie Jordanien auf der rechten Seite. Weiße Pfeile zeigen die links-laterale Bewegung entlang der DST. Die heutige Geschwindigkeit beträgt ungefähr 4 ± 2 mm/Jahr (Klinger et al. 2000 a,b) zwischen der Afrikanischen Platte (links) und der Arabischen (rechts). Die lineare Struktur mit einer Streichrichtung von 15° N im Arava-Tal ist die Arava-Störung (Abb: M. Munier, GFZ Potsdam).

Landsat TM Mosaic of the Dead Sea, the Arava Valley, and the surrounding area (see also small insert in Fig. 1). The coverage shows Israel and the Palestine Territories on the left and Jordan on the right. The white arrows indicate the left-lateral motion along the DST. Present-day motion is approximately 4 ± 2 mm/yr (Klinger et al. 2000 a,b) between the African plate (left) and the Arabian plate (right). The linear structure indicated by the red arrows, striking at 15° N in the Arava Valley, is the Arava Fault.

Das DEad SEA Rift Transect (DESERT)-Projekt ist eine multinationale und interdisziplinäre Studie des Dead Sea Rifts und das Hauptziel von DESERT ist, zur Klärung der Frage: „Wie funktionieren Scherzonen und was kontrolliert sie?“ beizutragen.

Das Projekt begann mit Feldarbeiten im Februar 2000, und die ersten Feldexperimente wurden vom DESERT Team im Mai 2000 abgeschlossen. Die seismischen, seismologischen und magnetotellurischen Experimente, welche im Folgenden vorgestellt werden, bilden zusam-

men mit den geplanten elektromagnetischen, gravimetrischen, petrologischen, geothermischen, geodynamischen und geologischen Untersuchungen die Grundlage für zukünftige geowissenschaftliche Forschung in dieser Region.

Im Rahmen des DESERT-Projekts arbeiten Wissenschaftler aus Deutschland, Israel, Jordanien und Palästina zum ersten Mal zusammen, um Kruste und oberen Erdmantel, die grossen Scherzonen und die Geodynamik des Dead Sea Rifts/der Dead Sea Transform (DST) (DESERT Team, 2000) zu untersuchen. Über 30 Kolleginnen und Kollegen des GFZ Potsdam, der Universitäten Potsdam, Kiel, Köln, und Göttingen, der Universitäten von Tel-Aviv und Jerusalem, des National Ministry of Infrastructure und des Geophysical Institute of Israel, der Natural Resources Authority, Jordanien, sowie der An-Najah University in Nablus und der Palestine Water Authority, Palästina arbeiten in diesem Projekt zusammen. Die 260 Kilometer lange Traverse über die DST überquert israelisches, jordanisches und palästinensisches Gebiet.

Erste Resultate der geophysikalischen Messungen zeigen überraschenderweise nahezu keine Aufwölbung der Moho unter dem Rift. Dies legt nahe, dass der Erdmantel eine eher untergeordnete Rolle beim Prozess des Rifting im Zusammenhang mit der Entstehung des Dead Sea Rifts gespielt hat. Ein Verständnis der Rolle einer ca. 8 km mächtigen Struktur, die sich als Band starker Reflektivität in der unteren Kruste unter der Riftschulter in Jordanien zeigt, für die Dynamik der Region erfordert weitere geophysikalische Untersuchungen, welche für das nächste Jahr vorgesehen sind. Auf der Kilometer-Skala zeigt das dreidimensionale tomographische Geschwindigkeitsmodell der Region um die Scherzone signifikante Änderungen in den seismischen Geschwindigkeiten über die Scherzone, und die Analyse von *fault guided waves* zeigt eine nur 10 bis 20 m breite Zone erniedrigter Geschwindigkeiten (-15 bis -25%) an der Stelle wo die Arava-Störung an der Oberfläche ausstreicht. Diese Scherzone ist auch der Ort, wo ein ca. 1,5 km mächtiger, guter Leiter in 2 km Tiefe abrupt endet, was z.B. durch den Kontakt von Sedimenten mit salinaren Wässern westlich der Scherzone mit einem schlecht leitenden, Hochgeschwindigkeitskörper östlich der Scherzone erklärbar ist.

Die Dead Sea Transform (DST) - Eine „World Geological Location“

Die DST ist eine sinistrale Scherzone, an der sich die Afrikanische und die Arabische Platte relativ zueinander bewegen (Abb. 1, Abb. 2). Das Spannungsfeld im Bereich der DST ist durch sinistrale Horizontalverschiebungen geprägt. Viele Details der Krustenstruktur und der Rolle, welche die DST in der Dynamik dieser Region spielt, sind allerdings unbekannt. Wesentliche bisher unbeantworteten Fragen sind:

1. Welche Form hat/haben die grosse Scherzone/n und wie ändern sich die Materialparameter in der Tiefe?

2. Welche Rolle spielen Fluide im System der DST?
3. Gibt es eine Korrelation der Seismizität mit Variationen der elektrischen Leitfähigkeit und seismischen Geschwindigkeitsanomalien entlang von Scherzonen?
4. Wie kontrollieren die Scherzonen die Dynamik der DST?
5. Was ist der Grund für die Topographieunterschiede von über 1000 m östlich und westlich des Rifts?
6. Was ist die Erklärung für den normalen bis niedrigen Wärmefluss im Bereich der DST [Ben-Avraham et al., 1978] im Gegensatz zu den hohen Werten im Roten Meer?

Kataloge historischer Erdbeben der letzten Jahrtausende [z.B. Amiran et al., 1994], paläoseismologische Untersuchungen und Ergebnisse der instrumentellen Seismologie zeigen, dass eine Reihe zerstörerischer Erdbeben entlang der DST aufgetreten sind (Abb. 3). Folglich stellt die DST ein signifikantes seismisches Risiko für Israel, Jordanien und Palästina dar.

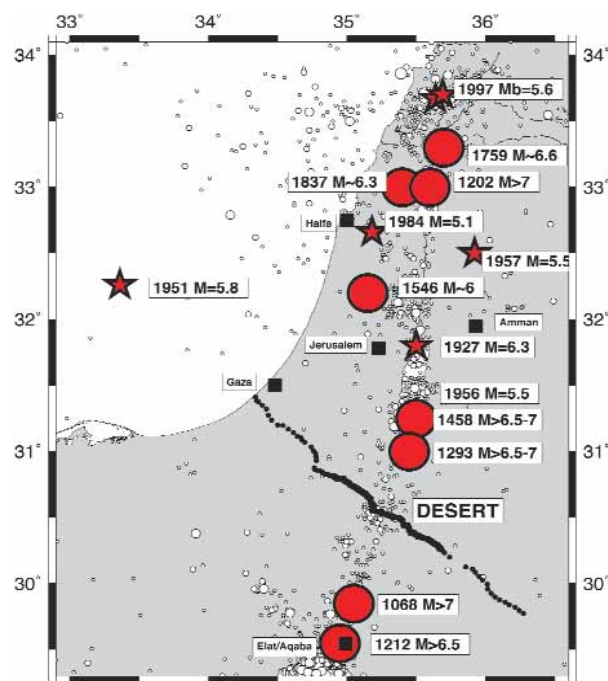
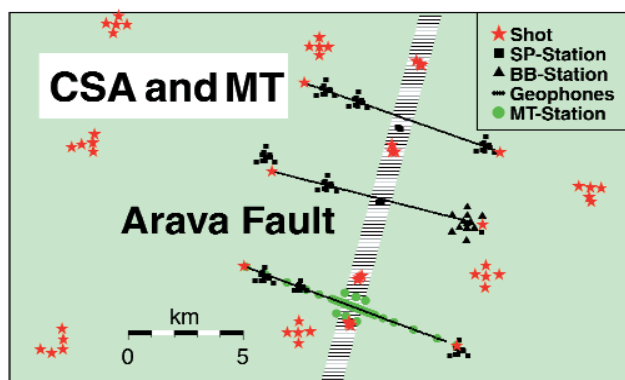
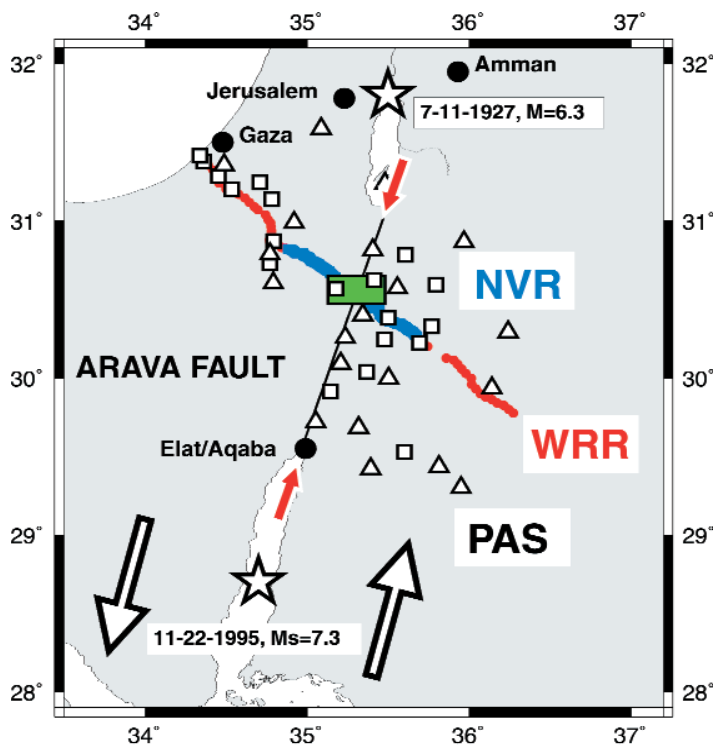


Abb 3: Historische Erdbeben im Nahen Osten (rote Punkte mit Jahr und Magnitude) nach Ellenblum et al. (1998) und Klinger et al (2000 b), Lokalisierungen von großen Beben des letzten Jahrhunderts (rote Sterne) und alle Beben mit einer Magnitude $m_l > 2$ von 1981 bis 1998 (weiße Punkte; A. Hofstetter, persönliche Mitteilung). Städte sind mit schwarzen Quadraten eingezeichnet und das DESERT-Profil mit schwarzen Punkten (DESERT Gruppe, 2000).

Historical earthquakes in the Middle East (red dots with year and magnitude) according to Ellenblum et al. (1998) and Klinger et al (2000 b); localizations of large earthquakes of the last century (red stars); and all events with Magnitude $m_l > 2$ from 1981 – 1998 (white dots, A. Hofstetter, personal communication). Cities are given by black squares. The DESERT Profile (DESERT Team, 2000) is shown by the black dots.



Der Schlüssel zum Verständnis der Geodynamik und der Plattentektonik in dieser Region ist eine detaillierte Kenntnis der Kruste und der Struktur des oberen Erdmantels. DESERT kreuzt deswegen die DST im mittleren Teil des Arava-Tals (Abb. 4 oben), wo die DST an der Erdoberfläche besonders „einfach“ zu sein scheint (vgl. Abb. 2). Die lokale Geologie der DST ist zusammen mit vielen flachen geophysikalischen Untersuchungen mit Tiefen kleiner als 2 km untersucht worden [z.B., Bartov et al., 1998; Sneh et al., 1998]. Frühere seismische Weitwinkel-Experimente, welche entweder in Israel oder Jordanien durchgeführt wurden [Ginzburg et al., 1979 a, b; El-Isa et al., 1987 a, b], haben eine solide Basis für DESERT gelegt.

Seismische, seismologische und magnetotellurische Experimente und erste Resultate

Von Februar bis März 2000 wurden drei seismische Experimente (Abb. 4), ein *Wide-angle Reflection/Refraction* Experiment (WRR), ein *Near-Vertical Reflection* Experiment (NVR), und ein *Controlled Source Array* Experiment (CSA), sowie eine magnetotellurische Pilotstudie (MT) durchgeführt. Das *PASSive array* Experiment (PAS) lief von Mai 2000 bis Juni 2001. Die Akquisitionsparameter der seismischen/seismologischen Experimente sowie ihre wesentlichen wissenschaftlichen Ziele sind der Einfachheit halber in der Tabelle zusammengefasst.

Abb. 4: (Oben) Geophysikalische Experimente im Nahen Osten (siehe auch großen Rahmen in Abb. 1). Das Weitwinkel-Reflexions-/Refraktionsprofil (WRR, rote und blaue Linie) mit einer Länge von etwa 280 km erstreckt sich über die Palästinensischen Gebiete, Israel und Jordanien, und das Steilwinkel-Reflexionsprofil (NVR, blaue Linie) ist etwa 100 km lang. Schwarze Quadrate und Dreiecke zeigen die Lage von kurzperiodischen bzw. Breitband-Stationen des passiven seismischen Arrays (PAS). Der grüne Kasten, 25 x 16 km, überdeckt das Gebiet des Controlled Source Array Experiments (CSA) und der magnetotellurischen Pilotstudie (MT). Weiße Sterne geben die Lage zweier großer Beben im letzten Jahrhundert wieder. Der Verlauf der Arava-Störung ist durch eine schwarze Linie und die beiden roten Pfeile gekennzeichnet (siehe auch Abb. 3). Die weißen Pfeile zeigen die links-laterale Bewegung von 105 km zwischen der Afrikanischen und der Arabischen Platte. (Unten) Ausschnittsvergrößerung des grünen Kastens oben. Gezeigt ist die Konfiguration von seismischen Schusspunkten (rote Sterne) und Empfängern des CSA Experiments (Quadrate entsprechen kurzperiodischen und Dreiecke Breitband-Stationen) sowie die Lage der MT-Stationen (grüne Punkte). Die WRR- und NVR-Profile verlaufen entlang der südlichen CSA-Linie.

(Top) Coincident geophysical experiments in the Middle East (see also large insert in Fig. 1). The wide-angle reflection/refraction profile (WRR, the central part coincides with NVR, the outer parts are marked by red dots) crossing the Palestine Territories, Israel, and Jordan is ~260 km long. The near-vertical reflection profile (NVR, blue line) covers ~100 km. The full squares (triangles) indicate the locations of short-period (broad-band) seismic stations of the passive array experiment (PAS). The green box, 25 km x 16 km, represents the location of the controlled source array experiment (CSA) and the magnetotelluric pilot study (MT). White stars indicate large earthquakes of the last century. The Arava Fault is indicated as a thin black line and by the two red arrows; see also Fig. 3. The white arrows indicate the left-lateral motion of 105 km between the African and Arabian plates. (Bottom) Blow-up of the green box (top) showing the configuration of seismic shots points (red stars) and receivers (black triangles are broad-band, black squares are short-period stations) of the CSA experiment and the MT stations (green dots). The WRR and NVR profiles run along the southern CSA line.



Abb. 5: Schwieriges Gelände auf dem WRR-Profil in der Negev-Wüste, Israel (Foto: Ch. Haberland, GFZ)
 Difficult going along the WRR profile in the Negev, Israel

Abb. 6: (Unten) Zweidimensionales P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell in km/s von Kruste und oberem Mantel unter palästinensischem Territorium, Israel und Jordanien entlang der WRR-Linie (siehe Abb. 4). Der vertikale Versatz des Basements östlich des Rifts beträgt etwa 5 km. Dagegen weist die Moho nur eine maximale Topographie von einem km auf, überlagert von einem Abtauchen von etwa 28 km im Westen des Profils zu etwa 38 km im Osten. (Oben) Ergebnisse früherer Weitwinkel-Untersuchungen in den 70er und 80er Jahren des vergangenen Jahrhunderts. (Bottom) Two-dimensional P-wave velocity model of the crust and upper mantle under Palestine Territories, Israel and Jordan along the WRR line (see Abb. 4). Velocities are in km/s. The vertical displacement of the basement at the east side of the rift is about 5 km, but the Moho shows only a maximum topography of 1 km superimposed on the gradual increase from a depth of about 28 km under the westernmost to about 38 km under the easternmost resolved part of the profile. (Top) Results of previous wide-angle studies in the 70s and 80s.

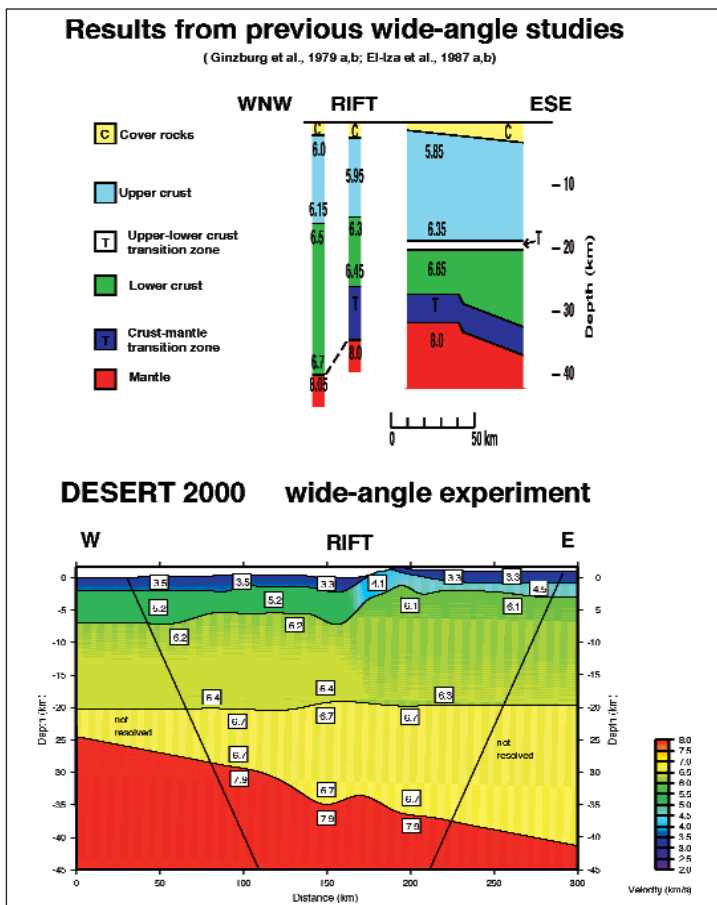


Abb. 6 (unten) zeigt das mittels der 13 Schüsse (siehe Tabelle) abgeleitete 2-D-Modell der P-Wellengeschwindigkeiten entlang des 260 km langen WRR-Profiles von Gaza (Nordwesten) bis ins jordanische Hochland im Südosten. Das *basement* ($v_p > 6$ km/s) zeigt einen Versatz von nahezu 5 km im Bereich des Rifts, während die Moho-Tiefe von ca. 28 km auf etwa 38 km von NW nach SO graduell anwächst. Überraschend ist, dass sich im Gegensatz zu klassischen Rifts, wenn überhaupt, nur eine kleine Änderung der Moho-Topographie unter dem „Rift“ nachweisen lässt. Dieses seismische Abbild legt nahe, dass der Erdmantel eine eher untergeordnete Rolle beim Prozess des Rifting im Zusammenhang mit der Entstehung des Dead Sea Rifts gespielt hat. Der Vergleich mit den früheren Arbeiten (Abb. 6, oben) bestätigt für den Südosten im Wesentlichen die Ergebnisse von El-Isa et al. (1987 a,b). Das bisherige Bild der Geschwindigkeitsstruktur im Rift und westlich davon muss allerdings sowohl bei der Geschwindigkeit als auch bei der Moho-Tiefe signifikant revidiert werden, siehe Abb. 6 (oben).



Abb. 7: Israelische Vibratormannschaft auf dem NVR-Profil in den Bergen nahe der antiken Stadt Petra/Jordanien (Foto: A. Schulze, GFZ)
Israeli vibrator crew on the NVR profile in the mountains near Petra, Jordan

Im Rahmen des NVR-Experiments war es zum ersten Mal möglich, dass auch in Jordanien ein israelischer Vibroseis-Messtrupp arbeiten konnte. Entlang des gesamten 100 km langen Steilwinkelprofils wurde bis auf wenige, logistisch bedingte Ausnahmen im 50-m-Abstand mit 5 schweren Vibratoren angeregt. Entgegen der sonst bei der Vibroseismik üblichen Aufzeichnungsmethode (Korrelation und Vertikalstapelung für jeden Vibratorpunkt direkt im Feld) wurden hier die (insgesamt 17.260) einzelnen „Sweeps“ von der jeweils aktuellen Empfängerauslage, bestehend aus 180 Geophongruppen des GFZ-Gerätepools im 100-m-Abstand, kontinuierlich registriert. Dies erlaubt ein detailliertes Pre-Processing der Originalspuren vor der eigentlichen Bearbeitung im Datenzentrum. Bereits im standardaufbereiteten Einzelrecord aus einem Profilabschnitt der östlichen Riftschulter in Jordanien (Abb. 8, links) zeigt sich eine insgesamt gute Reflektivität unterschiedlicher Neigungen innerhalb der ersten 5 Sekunden Zweiweg-Laufzeit (two-way-traveltime, TWT). Auffällig ist aber auch eine Schicht mit kräftigen Reflexionen zwischen 10,5 und 11 sec TWT, welches dann in der aufwendig prozessierten, 90-fach untergrund-überdeckten CDP-Stapelung (Abb. 8, rechts) noch deutlicher hervortritt. Legt man für die Zeit-Tiefen-Transformation der NVR-Sektion das WRR-Geschwindigkeitsmodell zugrunde, so liegt die Unterkante dieser ca. 2 km mächtigen Schicht erhöhter Reflektivität bei ca. 29 km,

während der Kruste-Mantel-Übergang (Moho) für das WRR-Modell in diesem Profilbereich bei ca. 36 km ermittelt wurde. Im dargestellten Ausschnitt der NVR-Stapelensektion werden aber auch weitere, im Einzelrecord noch kaum erkennbare Reflexionen unterhalb dieser Schicht abgebildet, deren Unterkante bei ca. 12,5 sec TWT mit einem leichten Einfallen nach Osten dann sehr gut mit der Tiefenlage der WRR-Moho koinzidiert. Somit handelt es sich bei diesem Band erhöhter Reflektivität zwischen 10 und 12,5 sec TWT um eine unterkrustale Struktur, deren Rolle und Bedeutung für die Dynamik der DST noch eine offene Frage ist - insbesondere da die Unterkante des vermutlich selben Reflexionsbandes unter der westlichen Schulter des Rifts in Israel (hier nicht abgebildet) direkt mit der WRR-Mohotiefe übereinstimmt. Über die Tiefenfortsetzung der Arava-Störung selbst lässt sich, auch aus der inzwischen tiefenmigrierten NVR-Sektion, im derzeitigen Processing-Stadium noch keine verlässliche Aussage treffen. Es müssen daher in der zweiten Phase von DESERT unbedingt magnetotellurische, gravimetrische, petrologische und geothermische Daten für eine integrative Interpretation ergänzend akquiriert werden.

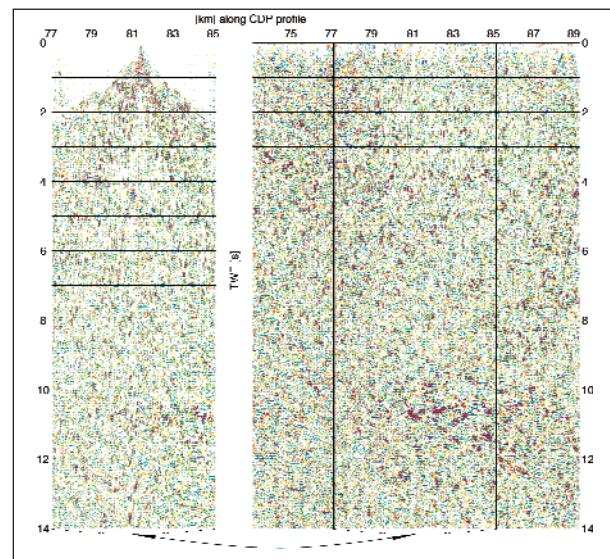


Abb. 8: Erste Ergebnisse des NVR-Experiments. (Links) 8 km breite Vibroseis-Sektion eines einzelnen Quellpunktes auf der Riftschulter in Jordanien. Die Daten sind zehnfach vertikal gestapelt, korreliert, bandpassgefiltert von 10 bis 48 Hz und amplitudennormiert. (Rechts) Gestapelte, unmigrierte Sektion mit signifikant verbessertem Signal-Rausch-Verhältnis wegen 90-facher Überdeckung. Der Bereich der Einzelsektion links wird durch die schwarzen Linien begrenzt.
First results of NVR experiment. (Left) 8 kilometer wide vibroseis record from a single source location on the rift shoulder in Jordan. The data are vertically stacked (10 fold), correlated, band-pass filtered (10 to 48 Hz), and amplitude balanced. (Right) Stacked, but unmigrated, travel-time section with a significant signal/noise improvement due to the 90-fold coverage. The position of the single record from (Left) is indicated by black vertical lines.



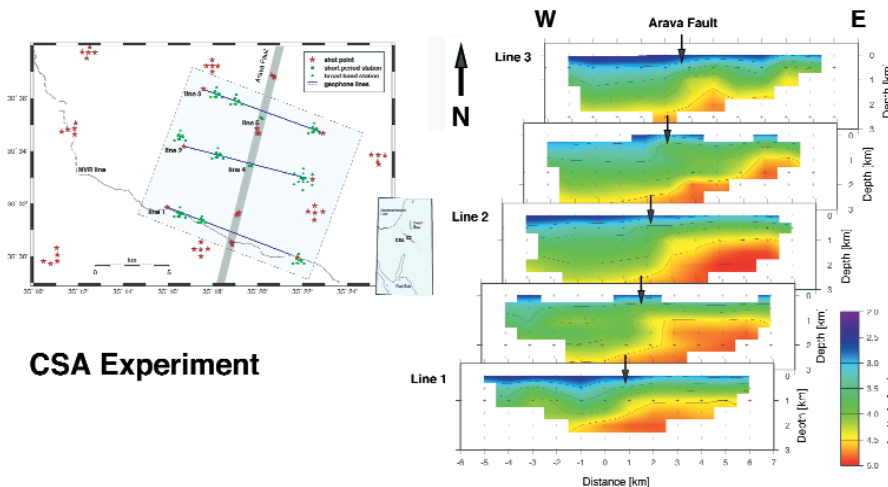
Abb. 9: Nach dem Sandsturm: seismische Station im Dünengebiet des CSA-Experiments (Foto: C. Haberland, GFZ)
 Seismic station after a sandstorm in the dune area of the CSA

Im CSA-Experiment wurden im Bereich der Arava Fault 53 Schüsse in Israel und Jordanien an 93 3-Komponentenseismometern in 9 Mini-Arrays mit etwa 1 km Apertur sowie an 300 Geophongruppen registriert, vgl. Abb. 4 (unten). Das Hauptziel dieses Experiments ist die Bestimmung der 3-D-Struktur der Arava Fault und ihrer unmittelbaren Umgebung. Abb. 10 zeigt die Konfiguration des Experiments und 5 vertikale Schnitte mit P-Wellengeschwindigkeiten in dem in Abb. 10 (links) gestrichelt gezeichneten Gebiet. Allen Schnitten gemeinsam ist der signifikante Kontrast der Geschwindigkeiten rechts und links der Arava Fault (Abb. 10, rechts). Während auf der östlichen Seite spätestens ab 1 km Tiefe hohe Geschwindigkeiten vorliegen, sind westlich der Scherzone nur niedrige Geschwindigkeiten, wahrscheinlich bedingt durch relativ mächtige Sedimente, anzutreffen. Die Scherzone trennt also zwei sehr unterschiedliche Strukturen, was zwar bei einem Horizontalversatz von 105 km nicht verwundert, die Schärfe dieses Übergangs ist allerdings überraschend (siehe auch Abb. 8). Weiterhin sind auch Änderungen östlich der DST entlang der Arava Fault

sichtbar, die durch weitere seismische und magnetotelurische Messungen in Verbindung mit geologischen Untersuchungen genauer analysiert werden sollen.

Abb. 10: (Links) Seismische Quellen und Empfänger, die während des CSA-Experiments betrieben wurden. Der gestrichelte Rahmen zeigt den Rand des Geschwindigkeitsmodells für P-Wellen auf der rechten Seite. Als graue Linie ist zusätzlich der Verlauf der NVR-Linie gezeigt. Die Empfänger-Arrays (kurzperiodische und Breitband-Stationen) zeichneten Daten kontinuierlich für etwa eine Woche auf, während die Geophonlinien getriggert oder in vorher definierten Zeitfenstern betrieben wurden. (Rechts) Dreidimensionales P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell in der Umgebung der Arava-Störung. Gezeigt sind Tiefenschnitte entlang der drei Geophonlinien und zweier Linien dazwischen (siehe gestrichelten Rahmen auf der Karte rechts).

(Left) Seismic sources and receivers deployed during the CSA experiment. The dashed box indicates the boundaries of the P-velocity model shown on the right. The NVR line is also shown as a gray line. The receiver arrays (short-period and broad-band stations) recorded data continuously for approximately one week, the geophone lines were triggered or operated within predefined time windows. (Right) Depth slices along the three geophone lines and two lines in between, showing P-velocity in the dashed box (see left) around the Arava Fault.



Unter der Annahme, dass sich im Zentrum des CSA-Untersuchungsgebiets die Arava Fault als Niedergeschwindigkeitszone bemerkbar macht, wurde ein Experiment zur Anregung und Detektion von „Fault Zone Guided Waves“ (FZGW) durchgeführt. Hierzu wurden 12 der 53 CSA Schüsse an Stellen gezündet, an denen aus Satellitenbildern und Oberflächenmorphologie die Scherzone vermutet wurde. Zur Registrierung der in solchen Niedergeschwindigkeitszonen geführten Wellen, wurden zusätzlich zu den 3 je 10 km langen Profilen mit 100 m Abständen der Geophongruppen, 2 Linien aus jeweils 20 3-Komponentenseismometern mit 10 m Abstand über die dort vermutete Arava Fault aufgebaut (siehe Abbildung

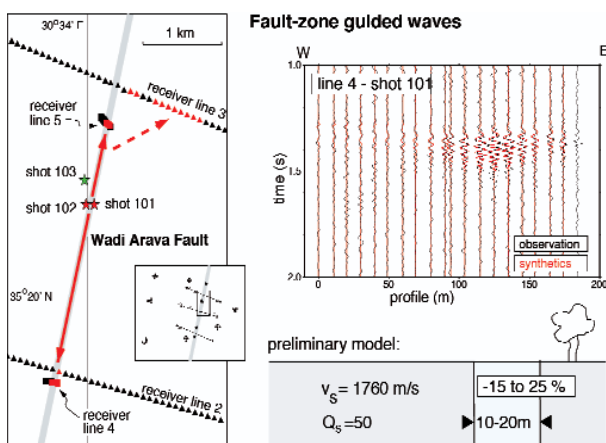


Abb. 11: Beispiele für geführte Wellen in der DST (fault zone guided waves, FZGW). (Links) Konfiguration des Experiments (Ausschnitt aus dem CSA-Gebiet, Abb. 10) in der Umgebung der Arava-Störung. Rote Sterne (Schüsse 101, 102) markieren Schüsse in der Störung, die FZGW anregen, der grüne Stern (103) einen Schuss, der keine FZGW anregt. Seismische Stationen, an denen FZGW beobachtet (nicht beobachtet) werden, sind durch rote (schwarze) Dreiecke gekennzeichnet. (Rechts oben) Datenbeispiel von FZGW, angeregt von Schuss 101 und aufgezeichnet auf Linie 4. Rot sind die synthetische Seismogrammspuren. (Rechts unten) Vorläufiges Modell. Die Beobachtungen können mit einer 10 bis 20 m breiten Niedergeschwindigkeitszone (Reduktion von 15 bis 25 %) erklärt werden, die mit der an der Oberfläche sichtbaren Störungszone zusammenfällt.

Examples of fault zone guided waves (FZGW) at the DST. (Left) Experiment design (zoom into CSA experiment area, Abb. 10) at the Arava Fault. Red stars (shot 101, 102) denote shots within the Arava Fault which generate FZGW, the green star (shot 103) is a shot that does not produce FZGW. Seismic stations recording (not recording respectively) guided waves are shown as red (black) triangles. (Right Top) Data example of FZGW generated by shot 101 recorded at seismic line 4 (black traces), and synthetic traces (red traces). (Bottom Right) Preliminary model. The observations can be explained by a narrow low-velocity channel (10 to 20 m wide with a velocity reduction of 15 to 25%) which coincides with the surface trace of the DST.

11). Die Abbildung zeigt Schüsse und Stationen, die FZGW erzeugen bzw. registrieren in rot. Der grüne Stern zeigt die Lage eines Schusses, der keine FZGW anregt. Abb. 11 (rechts oben) zeigt ein Datenbeispiel solcher FZGW. Wie schon aus den Seismogrammen ersichtlich ist, ändert sich das Wellenfeld zwischen Stationen, die nur 10 bis 20 m voneinander entfernt sind, z.T. deutlich. Erste Modellierungen zeigen, dass die Arava Fault an dieser Stelle nur etwa 10 bis 20 m breit ist und dass diese Zone eine Geschwindigkeitsreduktion von etwa 15 bis 25 % aufweist. Solch eine schmale Zone erniedrigter Geschwindigkeiten ist mit tomographischen Methoden nicht nachweisbar, da die Laufzeitverzögerung einer P-Welle, welche durch diese Zone läuft, weniger als eine Millisekunde ist. Dies ist der Grund, warum die Scherzone selbst in Abb. 10 (CSA Tomographie) nicht sichtbar ist. Während die hier abgeschätzte Geschwindigkeitsreduktion (15 bis 20 %) durchaus Werte wie in anderen grossen Scherzonen aufweist, ist die räumliche Begrenzung auf nur 10 bis 20 m sehr klein, wenn man sie mit der Breite anderer Scherzonen, wie z.B. der San Andreas Fault vergleicht, wo die Niedergeschwindigkeitszone(n) 100 bis 200 m breit sind.

In der MT-Pilotstudie wurden 5-Komponenten-Daten im Frequenzbereich von 0,001 bis 1000 Hz an 37 Lokationen gemessen (Abb. 4, unten). Das Ziel dieses Experiments war es, Ausdehnung und Neigung der DST als Funktion der Tiefe zu bestimmen. Weiterhin sollten Leitfähigkeit und Mächtigkeit der Sedimente im zentralen Arava-Tal vermessen werden. Abb. 12 zeigt Ergebnisse der Seismik, kombiniert mit den Ergebnissen der Magnetotellurik. Der obere Teil ist das P-Geschwindigkeitsmodell der Kruste von der Mittelmeerküste (Gaza) bis ins jordanische Hochland (Maan) (für Details und Diskussion siehe Abb. 6). Das mittlere und das untere Bild zeigen dieselbe 10 km breite Zone um die Arava Scherzone (Fault) bis in einige Kilometer Tiefe. Auffällig im mittleren Bild (P-Geschwindigkeit) ist der signifikante Geschwindigkeitssprung über die Scherzone hinweg. Die niedrigen P-Geschwindigkeiten in der Seismik westlich der Scherzone korrelieren mit extrem gut-leitenden Gebieten im unteren Bild (Magnetotellurik). Der etwa 1,5 km mächtige gute Leiter ist möglicherweise durch saline Wässer verursacht. Die mehrere Kilometer tief reichende, nahezu senkrecht stehende Grenze zum schlechter leitenden Gebiet östlich dürfte die westliche Begrenzung der eigentlichen Scherzone sein, die in weiteren kombinierten seismischen und magnetotellurischen Experimenten vermessen werden soll. In den obersten 300 Metern östlich der Scherzone fällt weiterhin ein guter Leiter auf, der ebenfalls an der Arava Fault endet und wahrscheinlich auch durch Fluide verursacht wird. Zusammengefasst lässt sich sagen, dass bereits die Kombination der Ergebnisse kleiner Teile von nur zwei geophysikalischen Datensätzen (Seismik und Magnetotellurik) Hinweise auf deutliche geologische und geodynamische Prozesse an diesem world geological site der Dead Sea Transform liefern.

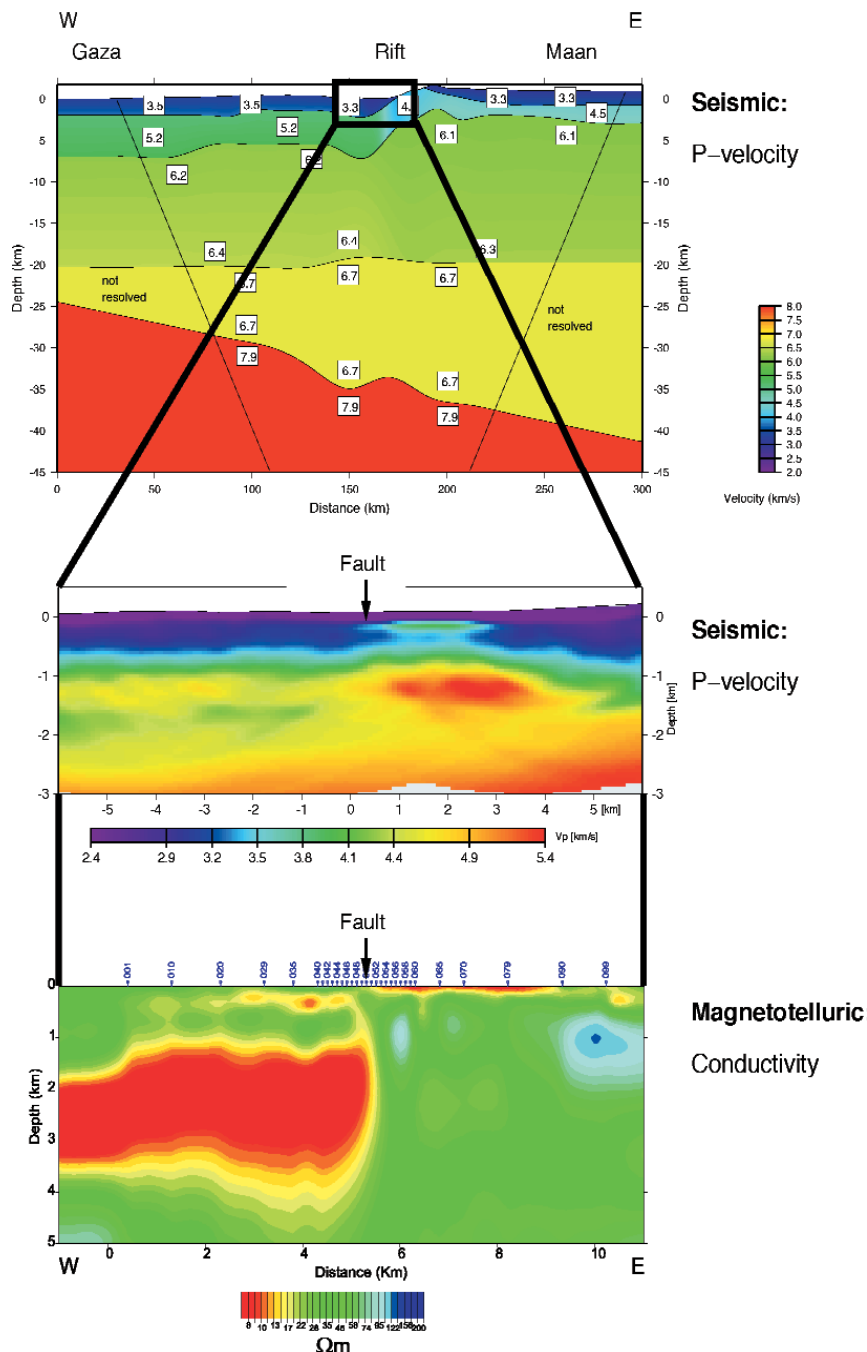


Abb. 12: (Oben) Zweidimensionales Geschwindigkeitsmodell für P-Wellen (WRR-Datensatz). Der Versatz an der Oberkante des Basements ist etwa 5 km, während die Aufwölbung der Moho unter dem Rift signifikant kleiner ist. (Mitte) P-Wellen-Geschwindigkeitsmodell für die oberen 3 km. Grundlage ist die tomographische Inversion von Ersteinsätzen des NVR-Datensatzes im Bereich der Arava-Störung. Niedrigere Geschwindigkeiten treten im Westen, höhere östlich der Störung auf. (Unten) Leitfähigkeitsmodell derselben Region wie in der mittleren Abbildung. Hier zeigt sich ein guter Leiter im Westen und ein schlechter östlich der Arava-Störung.

(Top) Two-dimensional P-wave velocity model (WRR data set). The displacement at the top of the basement is about 5 km, but the Moho uplift under the rift is significantly smaller. (Center) Shallow P-velocity model of the top 3 km, based on the tomographic inversion of first arrival time data (NVR data set) from the central part of the rift over the Arava Fault. Note low velocities to the West, and high velocities to the East of the surface trace of the Arava Fault. (Bottom) Conductivity image of the same location as in the middle. Note good conductor to the West and bad conductor to the East of the surface trace of the Arava Fault.

An einem letzten Beispiel aus DESERT soll das Ergebnis einer Messung mit teleseismischen Wellen gezeigt werden. Das PAS-Netz (Abb. 4, oben), wurde bis in den Sommer 2001 betrieben und die Auswertung ist noch im Gang. Deswegen wurden zum Studium von Anisotropie im Bereich der DST die Daten eines starken Erdbebens in Indonesien ($M_b=7,6$) an den 86 kontinuierlich registrierenden kurz-periodischen Stationen des NVR-Profiles genutzt. Anisotropie, welche hier durch die Analyse des SKS-Splittings untersucht wird, ist der einzig direkt messbare seismologische Parameter, der dynamische Prozesse in Kruste und Mantel abbildet. Die Analyse des SKS-Splittings erlaubte weltweit zum ersten Mal die Trennung der jeweiligen Beiträge von Kruste und Mantel. Dies war aufgrund des für SKS-Wellen ungewöhnlich hoch-frequenten Signals mit signifikanter Energie bis herunter zu 2 Sekunden und des kleinen Stationsabstand von ca. 1 km im NVR-Experiment möglich. Das aus dieser Messung abgeleitete Modell (Abb. 10) zeigt in einem etwa 40 km breiten Bereich westlich der Arava Fault eine stark anisotrope Kruste mit einer Orientierung der schnellen Richtung parallel zur grössten Hauptspannung von etwa N35W, möglicherweise aufgrund von sogenannter „crack-induced anisotropy“. Der obere Erdmantel unter der DST ist ebenfalls noch deutlich anisotrop, und die Richtung der schnellen Achse ist in etwa parallel zur DST. Der dominierende Prozess ist hier sehr wahrscheinlich LPO („Lattice Preferred Orientation“) des Olivins, wobei die schnelle Richtung parallel zur stärksten Deformation ist. Zu diesem Datensatz eines Bebens werden demnächst die Daten der 1-jährigen Registrierung des PAS-Netzes hinzukommen, um auch die Anisotropie in grösserer Entfernung zur DST zu untersuchen.

SKS - splitting observations

NVR (1 month)

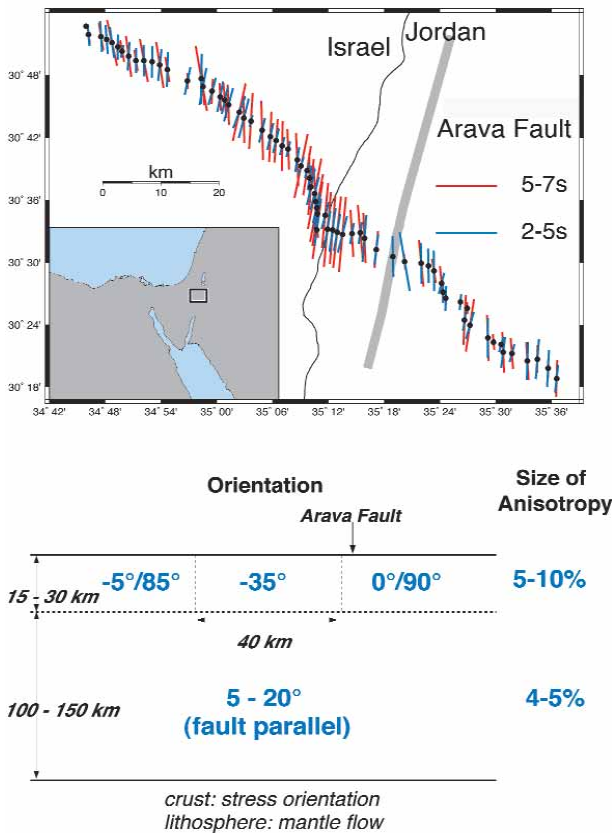


Abb. 13: (Oben) Lage von 86 kurzperiodischen Dreikomponenten-Stationen (schwarze Punkte), die, aufgestellt über die Arava-Störung (grau) für einen Monat, kontinuierlich Daten registrierten. Rote (blaue) Balken zeigen die beobachteten Splitting-Parameter entlang dieses Profils im Periodenbereich von 5 bis 7 s (2 bis 5 s). Der Azimut der Balken gibt die schnelle Polarisationsrichtung an und die Länge die zeitliche Differenz zwischen schneller und langsamer S-Welle mit Maximalwerten von 2,1 s. (Unten) Ein zugehöriges Modell der Anisotropie in Kruste und oberem Mantel. Die schnelle Richtung in der Kruste variiert signifikant entlang des Profils. Die Anisotropie in einer 40 km breiten Zone westlich der Arava-Störung wird wahrscheinlich durch die Orientierung des Spannungsfeldes hervorgerufen. Im oberen Mantel unter der Kruste ist die schnelle Richtung ungefähr parallel zur Arava-Störung ausgerichtet und bedingt durch Manteldeformation (Mantelfluss). Abhängig von der Mächtigkeit des anisotropen Teils der Kruste kann die Anisotropie Werte zwischen 5 und 10 % in der Kruste erreichen.

(Top) Location of the 86 short-period 3-component instruments (black circles) continuously recording for 1 month, deployed across the Arava Fault indicated in gray. Red (blue) bars indicate the observed splitting parameter along the profile in the frequency range of 5-7 sec (2-5 sec). The azimuth of the bars shows the fast polarization direction and the length of the bars gives the time delay between the fast and the slow S-wave, with maximum values of 2.1 sec. (Bottom) A corresponding model of anisotropy in the crust and upper mantle. The fast direction in the crust varies significantly across the

profile. The anisotropy in a 40 km wide zone to the west of the Arava Fault and is most likely due to stress orientation. The sub-crustal upper mantle has a fast direction that is roughly parallel to the Arava Fault and is produced by mantle deformation (flow). Depending on the thickness of the anisotropic part of the crust, the anisotropy could reach values between 5 to 10% in the crust.

Zusammenfassung und Ausblick

Die ersten Ergebnisse von DESERT zeigen, dass entgegen der ursprünglichen Annahme unter dem Dead Sea Rift keine Aufwölbung der Moho wie bei einem klassischen Rift vorliegt. Dies deutet auf eine komplexe Wechselwirkung von Kruste und Mantel beim Übergang vom Rifting im Toten Meer in die strike-slip-dominierte Bewegung der DST hin. Ein besseres Verständnis dieser Prozesse auf krustalem Massstab erfordert die Kombination mit elektromagnetischen, gravimetrischen, geodynamischen und geologischen Untersuchungen in dieser Region, was für die zweite Phase von DESERT (2002 bis 2003) geplant ist. Die hochauflösenden Studien, welche die Brücke zwischen Mantelprozessen und Strukturen im krustalen Massstab bis in die Größenordnung von Metern schlagen (siehe Abb. 11), zeigen zum ersten Mal Scherzonen, die nur 10 bis 20 m mächtig sind. Ob solch schmale Scherzonen nur typisch für die Arava Fault sind und in DESERT nur deshalb beobachtet wurden, weil hier sehr engabständig gemessen wurde, oder ob solche Dimensionen auch an anderen Scherzonen beobachtbar sind, sollen hochauflösende Untersuchungen an anderen grossen Scherzonen, wie z.B. an der San Andreas Fault, zeigen.

Ohne die Unterstützung durch das National Ministry of Infrastructure of Israel, der Natural Resources Authority of Jordan, und der An-Najah University in Nablus, Palästina, wäre die Durchführung des Projekts nicht möglich gewesen. Die Instrumente wurden vom Geophysikalischen Gerätepool des GFZ Potsdam zur Verfügung gestellt. Die seismischen und seismologischen Experimente wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem GFZ, und dem Minerva Dead Sea Research Center; die magnetotellurische Pilot-Studie durch das GFZ Potsdam finanziert.

Die Feldmannschaft bestand aus W. Abdehl-Hafetz, A. Abueladas, H. Al-Amoush, A. Al-Musry, J. Bartlakowski, F. Bleibinhaus, G. Bock, S. Bourguignon, J. Bribach, G. Chaim, M. Daoud, R. El-Kelani, S. Grunewald, Ch. Haberland, R. Hassan, A. Hofstetter, K.-H. Jäckel, D. Kesten, R. Kind, N. Maercklin, J. Mechie, A. Mohsen, K. Otto, I. Qabbani, H. Ribhi, O. Ritter, G. Rümpker, T. Ryberg, M. Sabha, T. Scharf, F. Scherbaum, A. Schulze, M. Stiller, H. Thoss, M. Weber, U. Weckman, und K. Wylegalla.

Weitere Informationen zu DESERT sind zu finden unter:

<http://www.gfz-potsdam.de/html/projekte.html>

Literatur

Amiran, D. H. K., A. Arieh, & T. Turcotte, *Earthquakes in Israel and adjacent areas: Macroseismicity observations since 100 B.C.E.*, Israel Explor. J., 41, 261-305, 1994.

Bartov, Y., Y. Arvi, R. Calvo, & U. Frieslander, *The Zofar Fault—A major intra-rift feature in the Arava Rift Valley*, Geological Survey of Israel, Curr. Res., 11, 27-32, 1998.

Ben-Avraham, Z., R. Haenel, & H. Villinger, *Heat flow through the Dead Sea Rift*, Mar. Geol., 28, 253-269, 1978.

DESERT Team, 2000. *DESERT 2000 – Multinational geoscientific research effort kicks off in the Middle East*, EOS, 81, 609-617.

Ellenblum, R., Marco, S., Agnon, A., Rockwell, T. & Boas, A., 1998, *Crusader castle torn apart by earthquake at dawn, 20 May 1202*, Geology, 26, 303-306.

El-Isa, Z., J. Mechie, C. Prodehl, J. Makris, & R. Rihm, *A crustal structure study of Jordan derived from seismic refraction data*, Tectonophys., 138, 235-253, 1987a.

El-Isa, Z., J. Mechie, & C. Prodehl, *Shear velocity structure of Jordan from explosion seismic data*, Geophys. J. R. Astr. Soc., 90, 265-281, 1987b.

Garfunkel, Z., & Z. Ben-Avraham, *The structure of the Dead Sea basin*, Tectonophys., 266, 155-176, 1997.

Ginzburg, A., J. Makris, K. Fuchs, C. Prodehl, W. Kaminski, & U. Amitai, *A seismic study of the crust and upper mantle of the Jordan-Dead Sea Rift and their transition toward the Mediterranean Sea*, J. Geophys. Res., 84, 1569-1582, 1979a.

Ginzburg, A., J. Makris, K. Fuchs, B. Perathoner, & C. Prodehl, *Detailed structure of the crust and upper mantle along the Jordan-Dead Sea Rift*, J. Geophys. Res., 84, 5605-5612, 1979b.

Klinger, Y, Avouac, J.P., Abou Karaki, N., Dorbath, L., Bourles & Reys, J.L., 2000a. *Slip rate on the Dead Sea transform fault in northern Arava valley (Jordan)*, Geophys. J. Int., 142, 755-768.

Klinger, Y, Avouac, J.P., Dorbath, L., Abou Karaki, N. & Tisnerat, N., 2000b. *Seismic behavior of the Dead Sea fault along Arava valley (Jordan)*, Geophys. J. Int., 142, 769-782.

Sneh, A., K. Ibrahim, Y. Bartov, I. Rabba, T. Weissbrod, K. Tarawneh, & M. Rosensaft, *Compilation of earth science data: Dead Sea - Wadi Arava*, Ministry of National Infrastructures, Israel and Natural Resources Authority, Jordan, Maps 1:250.000, 1998. Authority, Jordan, Maps 1:250.000, 1998.

