Schlußbericht
zum BMBF Projekt 03G0149A

CASCADIA II (ImageFlux)

SO 149 Expedition

Untersuchung von thermisch oder tektonisch initiiertem Fluidaufstieg mit Hilfe hochauflösender seismischer Messungen und gezielter Beprobung oberflächennaher Sedimente

Fachbereich Geowissenschaften
Universität Bremen
Prof. Dr. V. Spieß, Prof. Dr. H. Villinger, Dr. L Zühlsdorff

Gliederung:

1. Einleitung
2. Expeditionsdurchführung
3. Internationale Kooperationen
4. Auswertearbeiten und Publikationen
   - 4.1. Überblick (AGU Poster 2000, 2001)
   - 4.2. Hydrothermaler Fluidfluß durch die Kruste über eine Entfernung von 50 km, Ein- und Austritt über Seamounts (veröffentlicht in *Nature*)
   - 4.3. Auswertung des 3D Testgrids am Cascadia Margin (formell akzeptiert bei *Geology*)
   - 4.4. Auswertung des 3D Grids am First Ridge (eingereicht bei *Basin Research*)
   - 4.5. Muster des hydrothermalen Fluidaufstiegs am First Ridge (akzeptiert bei *Journal of Geophysical Research*)
   - 4.6. Herkunft, stratigraphische Architektur und hydrogeologische Eigenschaften der Turbidite im nordwestlichen Cascadia Becken (eingereicht bei *Journal of Sedimentary Research*)
   - 4.7. In-situ Messungen der elektrischen Leitfähigkeit (Manuskript für *Marine Geology*)
5. Ausblick

Anhänge (Verzeichnis auf Seite 3)

Verzeichnis der Anhänge:

A) Kurzfassungen von Vortrags- oder Posterbeiträgen auf Tagungen und Workshops (Auswahl)
B) Ausschnitte aus den AGU Postern 2000, 2001
C) Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank (*Nature*, 421, 618-621, 2003)
D) Auswahl aus der Medienresonanz auf die Veröffentlichung in *Nature*
E) 3D seismic characterization of a venting site reveals compelling indications for natural hydraulic fracturing (*Geology*, formell akzeptiert)
F) Sedimentation patterns, forced folding and fluid upflow above a buried basement ridge – results from a high resolution seismic 3D survey (*Basin Research*, eingereicht)
G) Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (*Journal of Geophysical Research*, akzeptiert)
H) Provenance, stratigraphic architecture, and hydrogeologic effects of turbidites in northwestern Cascadia Basin, Pacific Ocean (*Journal of Sedimentary Research*, eingereicht)
I) In-situ-measurement of electrical resistivity of marine sediments, results from Cascadia Basin (Manuskript)
J) In-situ-Messungen der elektrischen Leitfähigkeit mariner Tiefseesedimente, Beispiele aus dem Cascadia Becken (Diplomarbeit)
K) The hydogeologic architecture of basaltic oceanic crust: compartmentalization, anisotropy, microbiology, and crustal-scale properties on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (IODP Bohrvorschlag)

1. Einleitung

Das Forschungsvorhaben Cascadia II (ImageFlux) mit dem Förderkennzeichen 03G0149A wurde für den Zeitraum von 31 Monaten vom 01.06.2000 bis zum 31.12.2002 vom Bundesministerium für Forschung und Technik gefördert. In den Bewilligungszeitraum fielen die Planung, die Vorbereitung und die Durchführung verschiedener Messungen während der Expedition SO 149 (FS Sonne) sowie die nachfolgende Auswertung ausgewählter Datensätze.

Das Vorhaben basierte auf den Ergebnissen der Reise SO 111 (1996), die in Villinger et al. [1996], Zühlsdorff et al. [1999, 2000] und Zühlsdorff und Spieß [2001] zusammengefaßt sind, sowie auf den Erkenntnissen, die während Ocean Drilling Program (ODP) Leg 168 gewonnen wurden [z.B. Fisher et al., 2000]. Auf Grundlage der damaligen Arbeiten entstand eine Reihe von Kooperationen mit amerikanischen und kanadischen Wissenschaftlern, die nun auch im Rahmen dieses Forschungsvorhabens fortgesetzt wurden. Dies beinhaltete im Wesentlichen die Arbeitsteilung während der Datengewinnung mit zwei zeitgleich in den Arbeitsgebieten operierenden Schiffen (Seismik und in situ Messungen auf FS Sonne [Spieß et al., 2001], in situ Messungen und geologische/geochemische Beprobung auf R/V Thomas Thompson (Fahrtleitung: A. Fisher)), aber natürlich auch die gemeinsame Publikation der Ergebnisse.

Die geowissenschaftliche Expedition SO 149 fand vom 16.08.2000 bis zum 16.09.2000 statt. Während dieses Zeitraums wurde im Wesentlichen das im Antrag definierte Arbeitsprogramm verfolgt. Dazu gehörten die Untersuchung des aktiven Juan de Fuca Rückens im Bereich des Middle Valleys, eines mit Sedimenten bedeckten Rückens namens First Ridge an der Ostflanke des Juan de Fuca Rückens, und der Bereiche rauhen Basements im Cascadia Becken (Second Ridge, Southern Outcrops, Deep Ridge). Zu für den späteren Meßbetrieb nötigen Testzwecken wurde unterwegs noch kurzfristig die Untersuchung eines Teilbereichs des nördlichen Cascadia Margins in das Meßprogramm integriert. Alle diese Meßgebiete wurden auch bereits im Rahmen des Ocean Drilling Programs (ODP) untersucht (ODP Legs 139, 146, 168 und 169).

Der Schwerpunkt der Vermessungen lag auf hochauflösenden seismischen Mehrfrequenzdaten, die teilweise auch als 3D Datensätze aufgezeichnet wurden. Die seismischen Profile wurden mit den jeweils zeitgleich gewonnenen akustischen Daten der schiffseigenen Systeme Parasound (engbündelndes Sediment-Echolot) und Hydrosweep (Fächerlot) kombiniert, um maximale Auflösung in Oberflächennähe und eine möglichst lückenlose flächenhafte Abdeckung zu erzielen. Hinzu kamen außerdem in situ Messungen des Wärmeflusses, der Leitfähigkeit und der oberflächennahen Temperatur-gradienten. Weitere geo-technische, geologische, geo-chemische und sedimentphysikalische Beprobungen und Untersuchungen wurden auf Grundlage der auf FS Sonne gewonnenen seismischen und hydro-akustischen Daten durch die Wissenschaftler auf R/V Thomas Thompson durchgeführt.

Die Ziele der Expedition SO 149 beinhalteten u.a. die dreidimensionale Erfassung und Abbildung von potentiellen Wegsamkeiten für den Fluidaufstieg durch marine Sedimente, eine Abschätzung lateraler Gradienten der sediment-physikalischen Eigenschaften an Fluid-Austrittsstellen, Abschätzungen des lokalen Temperaturfeldes und des Wärmestroms im Bereich von Aufstiegszonen, und einen Vergleich der Charakteristika des Fluidaufstiegs in den geologisch sehr unterschiedlichen Arbeitsgebieten. Außerdem sollten Lokationen für die geologische und geochemische Beprobung sowie für Tiefseebohrungen definiert werden, was sowohl unserem Beitrag zur Kooperation mit den amerikanischen Wissenschaftlern entsprach als auch als Grundlage für einen neuen Bohrvorschlag im internationalen Bohrprogramm IODP diente.

Unter anderem deshalb bedeuten auch die in diesem Bericht dargestellten Ergebnisse keineswegs den Abschluß der Arbeiten an den Daten der SO 149 Expedition. Der IODP Vorschlag wurde beim letzten (inoffiziellen) Ranking hoch bewertet, so daß ein neues Leg im Cascadia Becken für 2004/2005 wahrscheinlich wird. Trotz der bisher gewonnenen umfassenden Erkenntnisse ist außerdem das Potential der gewonnenen seismischen Daten (und hier vor allem der 3D-Datensätze) noch längst nicht ausgeschöpft. Weiterführende

Arbeiten befinden sich auch im Rahmen einer fortgesetzten Kooperation mit amerikanischen Kollegen bereits in Planung.

Im Rahmen des Projekts entstandene Publikationen (Tagungsbeiträge siehe Anhang A):

Fisher, A., E. Davis, M. Hutnak, V. Spieß, L. Zühlsdorff, A. Cherkaoui, L. Christiansen, K. Edwards, R. Macdonald, H. Villinger, M. Mottl, G. Wheat, and K. Becker, Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank, *Nature*, 421, 618-621, 2003.

Jansen, D., In-situ Messungen der elektrischen Leitfähigkeit mariner Tiefseesedimente, Beispiele aus dem Cascadia Becken, Diplomarbeit, Universität Bremen, 145 Seiten, 2002.

Jansen, D., B. Heesemann, M. Pfender, A. Rosenberger, and H. Villinger, In-situ-measurement of electrical resistivity of marine sediments, results from Cascadia Basin, in preparation for *Marine Geology*.

Spinelli, G., L. Zühlsdorff, A. Fisher, G. Wheat, M. Mottl, V. Spieß, E. Giambalvo, Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res*., accepted, 2003.

Underwood, M., K. Hoke, A. Fisher, E. Giambalvo, E. Davis, and L. Zühlsdorff, Provenance, stratigraphic architecture, and hydrogeologic effects of turbidites in northwestern Cascadia Basin, Pacific Ocean, *J. Sediment. Res*., in review.

Zühlsdorff, L., and V. Spieß, 3D seismic characterization of a venting site reveals compelling indications for natural hydraulic fracturing, *Geology*, formally accepted, 2003.

Zühlsdorff, L., and V. Spieß, Sedimentation patterns, forced folding and fluid upflow above a buried basement ridge – results from a high resolution seismic 3D survey, *Basin Research*, in review.

Literatur (zitiert):

Fisher, A.T., E.E. Davis, and C. Escutia (Eds.), Proc. ODP Sci. Res., 168, College Station TX (Ocean Drilling Program), 2000.

Spieß, V., and Cruise Participants, Report and preliminary results of R/V Sonne Cruise SO 149, Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 179, 2001.

Villinger, H., und Fahrtteilnehmer, Fahrtbericht SO 111, Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, 97, 1996.

Zühlsdorff, L., V. Spieß, C. Hübscher, and M. Breitzke, Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Evidence for fluid migration? *J. Geophys. Res*., 104, 15351-15364, 1999.

Zühlsdorff, L., V. Spieß, C. Hübscher, H. Villinger, and A. Rosenberger, Implications for focused fluid transport at the northern Cascadia accretionary prism from a correlation between BSR occurrence and near-seafloor reflectivity anomalies imaged in a multi-frequency seismic data set, *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 655-667, 2000.

Zühlsdorff, L., and V. Spieß, Modeling seismic reflection patterns from Ocean Drilling Program Leg 168 core density logs: Insight into lateral variations in physical properties and sediment input at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res*., 106, 16119-16133, 2001.

2. Expeditionsdurchführung

Die Expedition SO 149 wurde im August/September 2000 unter Einsatz des mehrkanal-seismischen Instrumentariums der Universität Bremen durchgeführt. Bis zu vier seismische Quellen (eine GI-Gun mit einem Volumen von 2 x 1.7 l, eine GI-Gun mit einem Volumen von 2 x 0.4 l, zwei Waterguns mit einem Volumen von jeweils 0.16 l) kamen im alternierenden Modus zum Einsatz, um entlang desselben Profils Daten mit unterschiedlichem Frequenzgehalt aufzuzeichnen (Mehrfrequenzansatz). Da erstmalig durch die Universität Bremen auch 3D seismische Daten gewonnen werden sollten, wurden die Waterguns über den Seitenkran bzw. den Magnetikausleger von FS Sonne geschleppt, um die Dichte der Inlines für die hochauflösendste seismische Quelle zu erhöhen. Der Streamer hatte eine aktive Länge von 600 m und wurde mit Hydrophongruppenlängen von 6.25 m (GI-Guns) und 2.2-3.3 m (Waterguns) für den jeweiligen Frequenzbereich und die Wassertiefen angepaßt. Tiefe und Heading des Streamers konnten über Steuerbojen vom Labor aus kontrolliert werden. Auch die restlichen Komponenten des Meßsystems, inbesondere die beiden Aufzeichnungseinheiten und die Triggersteuerung, waren für die alternierende Aufzeichnung hochauflösender Daten optimiert.

Da die Aufzeichnung von 3D-seismischen Datensätzen nicht nur eine möglichst perfekte Kontrolle des seismischen Systems erforderte sondern auch an die Eigenschaften und Möglichkeiten des zur Verfügung stehenden Schiffes angepaßt werden mußte, erschien die Aufzeichnung eines Testdatensatzes sinnvoll. Um die folgenden 3D Messungen möglichst selten unterbrechen zu müssen, mußte u.a. der Verschleiß an Kanonen und Versorgungsleitungen beim Schleppen am Ausleger minimiert werden. Außerdem war im Vorfeld der Expedition noch nicht bekannt, wie gut sich mit FS Sonne Profilabstände von nur 25 m realisieren lassen und wie entsprechend ein seismisches Grid am effizientesten zu planen ist. Da sich für den minimale Wenderadius des Schiffes mit ausgebrachtem Streamer etwa 0.25 nm ergaben, und alle Profile entsprechend versetzt gefahren werden mußten, bedeuteten 25 m Profilabstand höchste Anforderungen sowohl an die Besatzung des Schiffes als auch an die Navigationsgenauigkeit.

Als Testgebiet wurde kurzfristig ein Bereich des nördlichen Cascadia Margins im Bereich zweier Bohrlokationen von ODP Leg 146 ausgewählt. Das Testgebiet lag erstens auf dem Weg zu den Hauptarbeitsgebieten im Cascadia Becken und am Juan de Fuca Rücken, und ergänzte diese zweitens um eine weitere Möglichkeit, tektonisch initiierten Fluidaufstieg zu untersuchen. Zudem hatten unsere kanadischen Kollegen um G. Spence, R. Chapman und R. Hyndman dort gerade Gashydrate direkt am Meeresboden beprobt und gaben uns somit die Möglichkeit, uns direkt an der aktuellen Forschung an dieser Lokation zu beteiligen.

Nach dem ersten erfolgreichen Test am Cascadia Margin wurden weitere 3D Messungen am First Ridge und im Middle Valley durchgeführt, die jeweils durch geo-technische Messungen im Bereich identifizierter Aufstiegszonen ergänzt wurden. Außerdem wurde ein quasi-3D Raster (mit größerem Profilabstand) im Bereich der geplanten ODP Bohrlokationen am Second Ridge vermessen. Für alle 3D Grids wurde außerdem durch ein dichtes Netz an zusätzlichen 2D-seismischen Linien eine Verbindung zu den regionalen geologischen Strukturen hergestellt. Eine Folge dieser Strategie ist eine sehr gute bathymetrische Überdeckung durch das Fächerlot, die innerhalb der Hauptarbeitsgebiete nahezu lückenlos ist.

Ebenso wie der Betrieb der schiffseigenen Echolotsysteme verliefen die seismischen Messungen nahezu problemlos. Ein zunächst gravierender Defekt am Lead-in des Streamers konnte ohne erwähnenswerten Verlust an Meßzeit zunächst durch eine geänderte Konfiguration des Systems kompensiert und schließlich mit Bordmitteln behoben werden.

Auch die Zusammenarbeit mit A. Fisher und seinen Kollegen auf dem amerikanischen Schiff klappte ausgezeichnet. Eine Abstimmung der jeweiligen Messungen erfolgte fast täglich über Funk, und ein Datenaustausch erfolgte regelmäßig über Email. Größere Datenmengen, seismische Plots und Karten wurden nach der Hälfte der Reise bei einem Rendez-vous auf hoher See bei schlechtem Wetter über eine improvisierte Boje ausgetauscht.

3. Internationale Kooperationen

Gleich mehrere Kooperationen mit verschiedenen Gruppen nordamerikanischer Wissenschaftler bestanden entweder bereits im Vorfeld der Expedition oder ergaben sich unterwegs. Die Zusammenarbeit mit A. Fisher (University of California, Santa Cruz), M. Mottl (University of Hawaii), C.G. Wheat (University of Alaska, Fairbanks) und E.E. Davis (Pacific Geoscience Center, Sidney, Canada) basierte auf unserer Arbeit mit den auf der Reise SO 111 gesammelten Daten. Sie mündete nach längerer Vorbereitung in die gemeinsame Operation mit zwei Schiffen. Mit R. Chapman und G. Spence (beide University of Victoria, Canada) und Roy Hyndman (Pacific Geoscience Center, Sidney, Canada) ergab sich ein Datenaustausch für den Bereich der Gashydratfundstelle am Cascadia Margin sowie einige gemeinsame Präsentationen dieser Daten (siehe **Anhang A, ausgewählte Präsentationen auf Tagungen und Workshops**). Steve Swift, Susan Humphris and Rob Zierenberg (alle WHOI, USA) und Kristin Rohr (University of Victoria, Canada) haben Interesse daran, mit uns im Middle Valley zusammenzuarbeiten. Diese Zusammenarbeit ruht allerdings momentan, da der entsprechende Antrag auf amerikanischer Seite abgelehnt wurde. Gleiches gilt für G. Itturino (Lamont, USA). Entsprechende Kontakte bestehen jedoch weiterhin. Aufbauend auf den Daten, die während der Reise SO 149 gesammelt wurden, ist außerdem eine zukünftige Zusammenarbeit mit G. Spinelli und M. Underwood (beide University of Missouri, Columbia, USA) geplant.

Wie aus den Anhängen ersichtlich ist, führten diese Kooperationen zu einigen gemeinsamen Publikationen. Außerdem entstand, u.a. basierend auf den seismischen Daten der Expedition SO 149, ein gemeinsamer IODP Bohrvorschlag. Insgesamt ist zu erwarten, daß die internationale Zusammenarbeit mit all den genannten Gruppen weiter fortgesetzt wird.

4. Auswertearbeiten und Publikationen

Im Folgenden werden die Hauptergebnisse des Forschungsvorhabens kurz zusammengefaßt. Eine ausführlichere Darstellung, so wie sie schließlich zur Veröffentlichung kam oder entsprechend eingereicht wurde, ist dann jeweils in den Anhängen zu finden.

4.1 Anhang B: Überblick (AGU Poster 2000, 2001)

Zühlsdorff, L., V. Spieß, H. Villinger, A. Fisher, G. Wheat, E. Davis, M. Mottl, K. Rohr, T. Schwenk, and R/V Sonne and R/V Thomas Thompson Shipboard Scientific Parties, *Integrated geophysical, geological and geochemical investigation of large-scale and small-scale fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank – A joint German-US two-ship operation in the Cascadia Basin with R/V Sonne and R/V Thomas Thompson, AGU Fall Meeting, San Francisco, 2000.*

Zühlsdorff, L., V. Spieß, F. Meier, T. Schwenk, A. Fisher, M. Hutnak, *Seismic and hydro-acoustic constraints on sediment distribution, tectonics, and fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank, AGU fall meeting, San Francisco, 2001.*

Erste Ergebnisse der Expedition SO 149 wurden jeweils 2000 und 2001 auf der Herbsttagung der American Geophysical Union (AGU) in San Francisco vorgestellt (Kurzfassungen siehe Anhang A). In Anhang B sind Ausschnitte aus den beiden Postern dargestellt. Im Wesentlichen sind darin wichtige erste Ergebnisse zu den einzelnen Meßgebieten sowie ein Vergleich zwischen einigen dieser Gebiete dargestellt:

a) *Bathymetrie*: Die vollständigste Bathymetrie, die es für das Cascadia Becken und die Ostflanke des Juan de Fuca Rückens überhaupt gibt, wurde zusammengesetzt aus Daten der Reisen SO 111, SO 149 (FS Sonne, 1996, 2000) und TN116 (R/V Thomas Thompson, 2000). Außerdem flossen Daten ein, die freundlicherweise von A. Bobbitt (NOAA-PMEL) zur Verfügung gestellt wurden. Die Daten wurden an der Uni Bremen editiert, bezüglich des Geschwindigkeitsprofils re-prozessiert und schließlich zusammengesetzt. Von Bedeutung ist die resultierende Karte nicht nur, um im Rückenbereich auf

tektonische Prozesse rückschließen zu können, sondern auch, um vor allem im Becken einen Überblick über die Lokation von Seamounts zu erhalten. Die Seamounts („Bares“, „Outcrops“), d.h. Krustenberge, die die vergleichsweise gering permeable Sedimentdecke durchstoßen, dienen als potentielle Fluidleiter, sogenannte „*permeable penetrators*“. Um das Fluidregime an der Ostflanke des Juan de Fuca Rückens verstehen zu können, muß man daher wissen, wie sich jene Stellen verteilen, an denen ein direkter Fluidaustausch zwischen Kruste und Ozean möglich ist. Die wichtigsten Seamounts finden sich im Gebiet der Southern Outcrops (Grinnin‘ Bare, Grizzly Bare) und am Second Ridge (Mama Bare, Papa Bare, Baby Bare). Ein weiterer Seamount ist der so getaufte „Zona Bare“, der bereits während der Reise SO 111 überlaufen wurde aber erst durch die sorgfältige und umfassende Datenbearbeitung während und nach der Expedition SO 149 sichtbar wurde. Obwohl nicht das gesamte Gebiet überdeckt werden konnte, ist es wahrscheinlich, daß die wichtigsten Bares hiermit erfaßt wurden.

b) *Middle Valley*: Das Middle Valley ist ein sedimentiertes Spreizungszentrum am nördlichen Ende des Juan de Fuca Rückens. Es entstand durch Extension, Sedimentation und zeitgleichen Vulkanismus. Die relativ gering permeable Sedimentdecke ist sehr jung und verhindert einen direkten hydrothermalen Fluidaustausch zwischen Kruste und Ozean. Es ist zu erwarten, daß in geringer Krustentiefe vergleichsweise hohe Temperaturen vorherrschend sind und dadurch auch die treibenden Kräfte für den Fluidaufstieg größer sind als im Cascadia Becken.

Seismische Daten im Bereich der ODP Bohrungen von Leg 139 und 169 zeigen, daß sowohl die interne Struktur als auch die physikalischen Eigenschaften der Sedimente auf sehr kleinen Skalen beeinträchtigt werden durch die Krustentektonik einerseits und den Fluß von Fluiden andererseits. Dies äußert sich u.a. durch deutliche laterale und vertikale Variationen der Reflexionsamplitude, die auf unterschiedliche Phasen der Alteration schließen lassen. Außerdem sind in den hochauflösenden Daten eine ganze Reihe von Störungen erkennbar, was in dieser Form in früheren Datensätzen, die von verschiedenen Gruppen im Middle Valley gesammelt wurden, nicht der Fall war.

Es handelt sich also um den bisher besten Datensatz, mit dem versucht werden kann, die lokale Tektonik zu rekonstruieren.

Im zentralen Middle Valley wurde eine Erhöhung des Meeresbodens beobachtet, die auf eine lokale Erhöhung des Basements zurückzuführen ist. Dieses Basementhoch scheint eine Barriere für Turbidite zu bilden, die aus dem Norden in das Gebiet eingetragen werden. Das ergibt sich aus einem Vergleich der Sedimentmächtigkeiten und des Reflexionscharakters der Parasound Daten nördlich und südlich der Barriere.

Aktiver oder ehemaliger Fluidfluß äußert sich u.a. durch die Bildung großer, polymetallischer Sulfidkomplexe. Bent Hill, der durch inzwischen abgeklungenes hydrothermales Venting entstanden ist, läßt sich seismisch durch einen kompletten Verlust an kohärenter Reflexionsenergie charakterisieren.

Ähnliche seismische Strukturen und Amplitudeneffekte, wie sie oben beschrieben wurden, lassen sich auch am Dead Dog Vent Field beobachten.

c) *Sedimentationsmuster am First und Second Ridge*: Turbiditische Sedimente werden über Kanäle in Form von Trübeströmen eingetragen. Diese Suspensionswolken werden jedoch an Basementerhebungen reflektiert, abgelenkt oder gestoppt. Am First Ridge wird ein mächtiges Sedimentkissen beobachtet, das entsteht, wenn Turbidite zwischen zwei aufeinander zulaufenden Basementrücken gefangen werden.

Sowohl die Quellen als auch die Sedimentationsraten sind unterschiedlich in unterschiedlichen Bereichen des Beckens. Sedimentationsraten wurden abgeschätzt, indem synthetische Seismogramme aus Kernlogs berechnet und in die gemessenen Seismogramme eingehängt wurden. Auf diese Art ließen sich Zeitmarken, die in den Kernen anhand von Mikrofossilien bestimmt wurden, mit einzelnen Reflektoren in Verbindung bringen. Es ließ sich damit auch das Alter der Basis der wichtigsten Sedimentationskanäle auf etwa 0.28 Millionen Jahre schätzen.

d) *Tektonik und Vulkanismus*: Die hochauflösenden Daten zeigen in allen Gebieten Störungen, die auf eine tektonische Re-Organisation der Kruste abseits der Rückenachse schließen lassen. Die Ausbildung von Growth-Faults

scheint am Second Ridge vor 0.28 Millionen Jahren geendet zu haben, wohingegen die Aktivität am First Ridge jünger zu sein scheint. Eine deutliche Änderung der Basementstruktur ist zwischen dem Second Ridge und den Southern Outcrops zu beobachten. Während das Basement am Second Ridge generell als rauh beschrieben werden kann und parallele Basement Rücken beobachtet werden, ist das Basement im Bereich der Southern Outcrops eher glatt, wobei aber die vereinzelten Seamounts selbst deutlich ausgeprägter sind als vergleichbare Strukturen am Second Ridge. Detaillierte Basementkarten wurden aus der Vielzahl der vorhandenen seismischen Linien extrahiert und dienen, u.a., als Grundlage für die Positionierung vorgeschlagener Bohrlokationen.

e) *Fluß von Fluiden*: Am First Ridge beobachtet man schmale Zonen geringerer Amplitudenabnahme, die mit dem Aufstieg von Fluiden in Verbindung gebracht werden können. Eine Kartierung dieser potentiellen Aufstiegszonen aufgrund eines Teils der Parasound Daten zeigt, daß die Amplitudenanomalien zwar im Wesentlichen der Achse des First Ridge folgen, daß sich die Verteilung dieser Zonen jedoch komplexer gestaltet als zunächst angenommen worden war.

Auch an den Seamounts wurden mit chemischen Methoden Fluidbewegungen detektiert. Es zeigt sich allerdings, daß es an solchen Seamounts sowohl zum Fluidaustritt als auch zum Fluideintritt kommen kann, d.h. Informationen über Sedimentmächtigkeit und Basementtopographie alleine reichen noch nicht aus, um das Fluidsystem zu verstehen.

Weiterführende Ergebnisse sind in den folgenden Anhängen beschrieben.

4.2 Anhang C: Hydrothermaler Fluidfluß durch die Kruste über eine Entfernung von 50 km, Ein- und Austritt über Seamounts (Medienresonanz in Anhang D (Auswahl))

Fisher, A., E. Davis, M. Hutnak, V. Spieß, L. Zühlsdorff, A. Cherkaoui, L. Christiansen, K. Edwards, R. Macdonald, H. Villinger, M. Mottl, G. Wheat, K. Becker, *Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank, Nature, 421, 618-621, 2003.*

Die Abkühlung ozeanischer Lithosphäre bis zu einem Krustenalter von etwa 65 Millionen Jahren erfolgt zu einem hohen Prozentsatz über den Wärmetransport hydrothermaler Fluide. In Anbetracht der relativ gering permeablen Sedimente, die die meisten Rückenflanken bedecken, war es jedoch schwierig zu erklären, wie es zu einem effektiven Austausch dieser hydrothermalen Fluide zwischen Kruste und Ozean kommen kann. In diesem Artikel kann gezeigt werden, daß isolierte Erhebungen des permeablen Basements, die die Sedimentdecke durchdringen, den Fluidaustausch über eine Distanz von 50 km hinweg kontrollieren können. Der Nachweis gelingt durch eine Integration bathymetrischer, seismischer und chemischer Daten sowie vor allem durch eine detaillierte Messung des Wärmestroms.

4.3 Anhang E: Auswertung des 3D Testgrids am Cascadia Margin

Zühlsdorff, L., and V. Spieß, *3D seismic characterization of a venting site reveals compelling indications for natural hydraulic fracturing, Geology, formally accepted, 2003.*

Auf der Basis eines hochauflösenden 3D seismischen Datensatzes kann gezeigt werden, daß hydraulisches Fracturing einen effizienten Prozeß darstellt, um Wegsamkeiten für Fluidaufstieg durch gering permeable Sedimente zu schaffen. Es wurde eine auf einem akkretionierten Rücken beobachtete längliche Pockmark-Struktur untersucht. An dieser Stelle hat der bodensimulierende Reflektor (BSR), der die Untergrenze der Gashydrat-Stabilitätszone repräsentiert, einen lokalen Höhepunkt, und es kann angenommen werden, daß der Fluiddruck lokale Höchstwerte erreicht. Hydraulisch (durch Porenüberdruck) entstandene Wegsamkeiten sind entlang

der lokalen Hauptspannungsrichtung orientiert, d.h. senkrecht zur Ebene einiger Störungsflächen, die in der Nähe beobachtet werden. Charakterisiert sind diese Wegsamkeiten durch geringere Reflexionsamplituden in seismischen Daten. Eine räumliche Analyse dieser Daten zeigt außerdem, daß die Randwälle der Pockmark-Struktur bevorzugt entlang ihrer Achse ausgebildet werden. Aufgrund dieser Beobachtungen läßt sich nun ein Szenario ableiten, das laterale seismische Amplitudenvariationen in Beziehung setzt zur Sedimentverteilung, zur regionalen Tektonik, zu episodischem Fluidfluß, sowie zur Bildung und Zersetzung von Gashydraten. Dieses Szenario erklärt außerdem, wie große Mengen an Methan durch die Stabilitätszone gelangen können, um die Bildung von Gashydrat an der Sedimentoberfläche zu ermöglichen. Dieses Szenario unterliegt keiner prinzipiellen lokalen Beschränkung und kann als Erklärungsmodell für die Form und Orientierung von Aufstiegszonen weltweit in Betracht gezogen werden.

4.4 Anhang F: Auswertung des 3D Grids am First Ridge (eingereicht für einen 3D-Seismik Sonderband der Fachzeitschrift *Basin Research*)

Zühlsdorff, L., and V. Spieß, *Sedimentation patterns, forced folding and fluid upflow above a buried basement ridge – results from a high resolution seismic 3D survey, Basin Research, in review.*

Auf Basis eines hochauflösenden seismischen 3D Grids wurde ein in sich konsistentes Reflektormodell von der stratigraphisch komplexen Zone um und auf dem First Ridge entwickelt. Daraus geht deutlich hervor, daß der Eintrag von Turbiditen durch den Basementrücken blockiert wurde, solange, bis die umgebenden Senken mit Sedimenten gefüllt und die Sedimentoberfläche nahezu eingeebnet war. Folgende Turbidite konnten entweder zum Teil die andere Seite des Rückens erreichen oder hatten ausreichend Energie, um generell ein größeres Areal bedecken zu können.

Oberhalb ausgeprägter Basementerhöhungen beobachtet man schmale Zonen geringerer seismischer Reflexionsamplitude, die bereits in früheren Arbeiten mit Zonen erhöhter Porosität in Verbindung gebracht werden konnten. Aufgrund des Reflektormodells läßt sich nun ausschließen, daß diese Zonen

durch eine topographisch gesteuerte Korngrößensortierung und die Ablagerung bevorzugt feinerer Partikel oberhalb des Rückens entstanden sind. Es ist dagegen wahrscheinlich, daß diese Zonen Ausdruck einer Dehnung der Sedimente im Zusammenhang mit sogenannten „Forced Folds“ sind. Diese sind entweder das Resultat tektonischer Relativbewegungen im Basement oder stehen in Verbindung mit Störungszonen innerhalb der Sedimentsäule. Da „Forced Folds“ und die durch sie geprägten Wegsamkeiten den hydrothermalen Fluidaufstieg über dem First Ridge zu fokussieren scheinen, wird angenommen, daß es sich bei den Zonen geringerer Reflektivität um potentielle Aufstiegszonen handelt. Zwar sind Zonen erhöhter Porosität und der Fluidaufstieg nicht direkt gekoppelt, die 3D Daten liefern jedoch Informationen über die Entwicklung eines Systems von Wegsamkeiten und damit ein generelles Verständnis des Fluidsystems entlang dieses Rückens.

4.5 Anhang G: Muster des hydrothermalen Fluidaufstiegs am First Ridge

Spinelli, G., L. Zühlsdorff, A. Fisher, G. Wheat, M. Mottl, V. Spieß, E. Giambalvo, *Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, J. Geophys. Res., accepted, 2003.*

In dieser Studie erstellen Spinelli et al. eine Karte des Fluidaufstiegs auf Basis der am First Ridge gewonnenen Sedimentkerne und der Informationen über Sedimentmächtigkeit und Basementtopographie aus seismischen Daten. Ausgewertet werden vor allem die Verteilung der physikalischen Eigenschaften der Sedimente über dem First Ridge und modellierte Werte für den topographisch bedingten Überdruck im Basement. Die abgeschätzten Aufstiegsraten werden in erster Linie durch den zur Verfügung stehenden Überdruck und die Sedimentmächtigkeit bestimmt, und erst in zweiter Linie durch die hydraulischen Eigenschaften der Sedimente. Die Verteilung der Sedimente wiederum scheint stark von Variationen der Meeresboden-topographie beeinflußt zu werden.

Modellierte Aufstiegsraten über dem First Ridge liegen zwischen 0 und 35 Millimetern pro Jahr, bei einem Durchschnitt von 1.4 Millimetern pro Jahr. Etwa die Hälfte des am First Ridge ausströmenden Fluidvolumens wird demnach aus

einem Areal freigegeben, daß nur 15% der Gesamtfläche des Arbeitsgebietes entspricht.

Die Karte der potentiellen Aufstiegszonen aus Anhang B korreliert recht gut mit dem Fluidmodell aus Spinelli et al.. In Anhang F wird im Detail diskutiert, warum das auch so erwartet wird. Es muß jedoch beachtet werden, daß eine topographische Kontrolle der Sedimentverteilung (durch eine Blockade oder Reflexion von Turbiditströmen und eine vertikale Korngrößensortierung) auf anderen Skalen stattfindet als die Bildung der schmalen Zonen geringerer Reflexionsamplitude, die über diesem Rücken in hochauflösenden seismischen Daten beobachtet werden. Zwar erklärt die Studie von Spinelli et al. die regionale Verteilung des Fluidflusses ebenso wie seine Größenordnung, die kleinräumigen Anomalien müssen jedoch getrennt betrachtet werden (siehe Anhang F).

4.6 Anhang H: Herkunft, stratigraphische Architektur und hydrogeologische Eigenschaften der Turbidite im nordwestlichen Cascadia Becken

Underwood, M., K. Hoke, A. Fisher, E. Giambalvo, E. Davis, L. Zühlsdorff, *Provenance, stratigraphic architecture, and hydrogeologic effects of turbidites in northwestern Cascadia Basin, Pacific Ocean, J. Sediment. Res., in review.*

In dieser Studie von Underwood et al. werden die geologischen Aspekte der Turbidite am First Ridge näher untersucht. Obwohl andere Quellen denkbar sind, ist der wahrscheinlichste Herkunftsort für die Turbidite Vancouver Island. Der Ablagerungsraum auf der subsidierenden Rückenflanke zeichnet sich durch eine graduelle (aber unregelmäßige) Progradierung der Turbidit-Fazies nach Westen hin aus. Die stratigraphische Sektion ist im Allgemeinen nach oben hin durch grobkörnigere und mächtigere jüngere Einheiten charakterisiert. Die Intervalle, in denen Turbidite den First Ridge beeinflussen, sind starken Variationen unterworfen, da sie durch unterschiedliche Prozesse beeinflußt werden. Dazu gehören die Blockade von Turbiditströmen durch die Basementerhöhung, die Remobilisierung von Sedimenten durch Slides und Debris Flows und episodische Wechsel der Lokation von aktiven

Transportkanälen. Die räumlichen und zeitlichen Variation der Sedimentakkumulation führen zwangsläufig zu räumlichen Variationen im Kompaktions- und Konsolidierungsverhalten der Sedimente. Diese Änderungen wiederum haben einen Einfluß auf den Austausch hydrothermaler Fluide zwischen Basement und Ozean (siehe auch Anhang G für einen großräumigen Überblick sowie Anhang F für eine Untersuchung des kleinräumigen Fluidaufstiegs).

4.7 Anhang I: In-situ Messungen der elektrischen Leitfähigkeit

Jansen, D., B. Heesemann, M. Pfender, A. Rosenberger, H. Villinger, *In-situ-measurement of electrical resistivity of marine sediments, results from Cascadia Basin, Marine Geology, in review.*

Während der Fahrt SO 149 wurde eine kombinierte Wärmestrom-/ Wärmeleitfäigkeitssonde erfolgreich eingesetzt. Damit konnte ohne zusätzliche Schiffzeit gleichzeitig mit den Wärmestromdichtemessungen ein detailliertes Profil des spezifischen Widerstandes des durchteuften Sedimentes gemessen werden. Aus dem elektrischen Widerstand wurde dann über empirische Beziehungen die Porosität berechnet. Insgesamt wurden 84 Messungen durchgeführt, von denen 75 auswertbare Datensätze lieferten. Damit war es möglich, auf ausgesuchten Profilen laterale Änderungen der Porosität oberflächennaher Sedimente zu kartieren. Insbesondere konnte die Hypothese bestätigt werden, daß eine in den seismischen Kartierungen auffällige Zone niedriger akustischer Reflektivität auf dem First Ridge mit einer Erhöhung der Porosität um ca. 10% verknüpft ist. Die aus den Widerständen berechneten Porositäten stimmen im übrigen sehr gut mit den Ergebnissen überein, die durch konventionelle Messungen der Porosität an Kernmaterial ermittelt wurden.

Diese Daten wurden ursprünglich im Rahmen einer Diplomarbeit (**Anhang J**) im Detail ausgewertet, aus der dann zunächst das Manuskript in Anhang I hervorging.

5. Ausblick

Die Auswertung der auf der Reise SO 149 gewonnen Daten führte zu einem substantiellen Gewinn an Erkenntnissen am First Ridge, am Second Ridge und an den Southern Outcrops, sowie am Cascadia Margin. Die bisherigen Ergebnisse wurden veröffentlicht oder sind zur Veröffentlichung eingereicht bzw. stehen kurz davor. Damit ist die Datenauswertung jedoch noch nicht abgeschlossen. Gerade die 3D seismischen Datensätze besitzen ein außerordentlich hohes Potential für weitere Detailstudien, und auch die Möglichkeiten der hochauflösenden 2D Seismik konnten, vor allem für die dicht vermessenen Hauptarbeitsgebiete, innerhalb der begrenzten Projektlaufzeit noch längst nicht ausgeschöpft werden.

Im Verlauf des Forschungsvorhabens wurden bestehende Kooperationen mit internationalen Partnern intensiviert und neue Kooperationen gegründet. Diese Kooperationen werden ebenfalls fortgesetzt. U.a. ist geplant, die Interaktion von Turbiditströmen und topographischen Erhebungen auf der Grundlage unseres 3D Datensatzes am First Ridge zu modellieren (Zusammenarbeit mit G. Spinelli und M. Underwood). Außerdem laufen Anträge unserer amerikanischen Partner um G. Itturino und S. Humphris für Arbeiten im Middle Valley. Innerhalb dieser Kooperationen werden die seismischen Arbeiten in diesem Gebiet ebenfalls fortgesetzt.

Die Arbeiten an diesem Projekt führten schließlich zu einem IODP Bohrvorschlag (**Anhang K**). Darin wird ein multidisziplinäres Arbeitsprogramm vorgeschlagen, mit einem primären Arbeitsgebiet (Second Ridge) und zwei sekundären Arbeitsgebieten (First Ridge, Deep Ridge). Zu den Zielen gehören die Untersuchung der Verteilung von Wegsamkeiten innerhalb des hydrothermalen Systems, die Definition von Beziehungen zwischen der Fluidzirkulation, der Alteration und mikrobiellen Prozessen, sowie die Untersuchung der Beziehung zwischen seismischer und hydrologischer Anisotropie. Das vorgeschlagene Leg beinhaltet die erste mehrdimensionale Cross-Hole-Untersuchung in ozeanischer Kruste (am Second Ridge). Außerdem ist die Installation von CORKs vorgesehen, die zur Langzeitmessung in ausgewählten Bohrlöchern verbleiben. Der Vorschlag baut auf den

Ergebnissen von ODP Leg 168 auf und wird gestützt durch eine Vielzahl zusätzlicher seismischer, geologischer und geochemischer Daten sowie Wärmeflussmessungen und weiterer geo-technischer Informationen. Da im Cascadia Becken ein Netzwerk aus Glasfaserkabeln geplant ist, sind außerdem die Umstände für Langzeitbeobachtungen ausgezeichnet. Die vorgeschlagenen Sites liegen an Stellen, an denen ein natürlicher Überdruck im Basement vorhanden ist, was ebenfalls sinnvolle Langzeitmessungen des Fluidflusses gewährleistet.

Anhang A:

Kurzfassungen von Vortrags- oder Posterbeiträgen auf Tagungen und Workshops (Auswahl)

Inhalt:

1. **Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2000, San Francisco**, Integrated geophysical, geological and geochemical investigation of large-scale and small-scale fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank - A joint German-US two-ship operation in the Cascadia Basin with R/V Sonne and R/V Thomas Thompson (L. Zühlsdorff, V. Spieß, H. Villinger, A. Fisher and R/V Sonne and R/V Thomas Thompson Shipboard Scientific Parties)
2. **Kolloquium des DFG-Schwerpunktprogramms ODP/DSDP, Februar/März 2001, Karlsruhe**, ImageFlux and RetroFlux: An integrated geophysical, geological, and geochemical investigation of fluid flow on young crust of the Juan de Fuca Ridge (L. Zühlsdorff, V. Spieß, H. Villinger, A.T. Fisher, C.G. Wheat, E.E. Davis, M.J. Mottl, K.M.M. Rohr, S. Humphris, T. Schwenk, and the ImageFlux and RetroFlux Scientific Parties)
3. **Statusseminar Meeresforschung mit FS Sonne, März 2001, Hannover**, Fluidaufstieg in Sedimenten des Cascadia Beckens und des Middle Valleys: Ziele und erste Ergebnisse der gemeinsamen Expedition FS Sonne SO 149 und R/V Thompson (August/September 2000) (V. Spieß, L. Zühlsdorff, H. Villinger, A. Fisher, E. Davis, K. Rohr)
4. **Jahrestagung der *Canadian Geophysical Union*, Mai 2001, Ottawa**, Multi-frequency seismic data in the vicinity of a gas hydrate site at the northern Cascadia Accretionary Prism (L. Zühlsdorff, V. Spiess, T. Schwenk, R. Chapman, M. Riedel, R. Hyndman)
5. **Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2001, San Francisco**, Seismic and hydro-acoustic constraints on sediment distribution, tectonics, and fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank (L. Zühlsdorff, V. Spieß, F. Meier, T. Schwenk, A. Fisher, M. Hutnak)
6. **Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2001, San Francisco,** In situ measurement of electrical resistivity of deep sea sediments: Results from Cascadia Basin, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (H. Villinger, B. Heesemann, D. Jansen, M. Pfender, A. Rosenberger, C. Spindeldreher)
7. ***The fourth international conference on gas hydrates*, Mai 2002, Yokohama**, Multi-frequency seismic data in the vicinity of a gas hydrate site at the northern Cascadia Accretionary Prism (L. Zühlsdorff, V. Spieß, T. Schwenk, R. Chapman, M. Riedel, R. Hyndman)
8. **EGS-AGU-EUG *Joint Assembly*, April 2003, Nizza**, Imaging potential fluid upflow zones within a high resolution 3D seismic data set at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (L. Zühlsdorff, V. Spieß)
9. **Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2003**, San Francisco, Sedimentation Patterns, Forced Folding and Fluid Upflow Above a Buried Basement Ridge – Results From a High Resolution Seismic 3D Survey (L. Zühlsdorff, V. Spieß)

Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2000, San Francisco

Integrated geophysical, geological and geochemical investigation of large-scale and small-scale fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank - A joint German-US two-ship operation in the Cascadia Basin with R/V Sonne and R/V Thomas Thompson

L. Zühlsdorff, V. Spieß, H. Villinger, A. Fisher and R/V Sonne and R/V Thomas Thompson Shipboard Scientific Parties

The nature of fluid flow, recharge, and venting through oceanic crust and marine sediments was for more than a decade subject of several reasearch cruises to the Cascadia Basin at the Juan de Fuca Ridge flank. To understand the complex patterns of these fluid systems, even more extensive and detailed data sets are yet to be collected. To identify pathways for thermally driven fluid flow and to quantify mass and energy fluxes through different structures and sediment bodies, a joint German-US research initiative was conducted to collect high and very high resolution 2.5D and 3D multichannel seismic data in conjunction with in situ measurements of heat flow, sediment physical properties, and fluid properties as well as geochemical and sedimentological sampling.

During two research cruises on U.S. R/V Thomas Thompson and the German R/V Sonne operating simultaneously in August/September 2000 in the Cascadia Basin, sites of potential fluid recharge or discharge through the seafloor were searched and surveyed based on the mutual progress of the shipboard work. Basement outcrops, subcrops and a sedimented basement ridge as well as vent fields at Middle Valley (Juan de Fuca Ridge) were surveyed and sampled in great detail to locate centers of fluid expulsion and to estimate the lateral extent of upflow zones. Since the extent and effects of hydrothermal fluid migration are controlled by factors such as heat distribution, permeability structure, sediment thickness, completeness of sediment cover, and basement topography, processes are different in the outcrop/subcrop study area in the vicinity of a pronounced basement topography than in the Middle Valley study area, where very high temperatures provide much stronger driving forces for fluid flow.

The main objectives of the cruises include (1) exploring the lateral scales of hydrothermal circulation and the nature of pore-fluid evolution, (2) estimating lateral gradients and patchiness of sediment physical properties and chemical properties of the fluids, (3) investigating possible driving forces for fluid flow, and (4) 3D imaging of potential fluid pathways and local tectonic structures with multi-frequency seismic data of sufficiently high resolution and sufficiently small line spacing. Preliminary results indicate that vertical fluid flow through the sediments is associated with local changes in sediment physical properties, which strongly affect seismic reflection amplitudes. This provides the opportunity to estimate the spatial extent of fluid upflow and the volumes of sediment and pore space that host the flow.

Kolloquium des DFG Schwerpunktprogramms ODP/DSDP, Februar/März 2001, Karlsruhe

ImageFlux and RetroFlux: An integrated geophysical, geological, and geochemical investigation of fluid flow on young crust of the Juan de Fuca Ridge

L. Zühlsdorff, V. Spieß, H. Villinger, A.T. Fisher, C.G. Wheat, E.E. Davis, M.J. Mottl, K.M.M. Rohr, S. Humphris, T. Schwenk, and the ImageFlux and RetroFlux Scientific Parties

During the last decade, the Cascadia Basin and the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, as well as the sedimented spreading center at the northern end of the Juan de Fuca Ridge (Middle Valley) have been visited by several research cruises and three ODP Legs, which were designed to investigate different types of fluid flow. ODP Leg 168 was targeted to elucidate the fundamental physics and fluid chemistry of ridge-flank hydrothermal circulation and the consequent alteration of the upper crust and sediments, whereas ODP Leg 139 and two sites of ODP Leg 169 were focussing on hydrothermal processes and products at Middle Valley. However, the nature of fluid flow, recharge, and venting through oceanic sediments and basement is only partially understood. Part of the problem is that fluid systems may vary in space and time, and that 3D or 2.5D high resolution seismic data, which can be used to identify pathways for fluid flow, are rarely available. In situ measurements of heat flow, sediment physical properties, and fluid properties are required to provide constraints on mass and energy fluxes associated with hydrothermal circulation, and to understand what parameters control these fluxes.

During research cruises on the German R/V Sonne (Cruise SO 149, ImageFlux) and US R/V Thompson (RetroFlux) in August/September 2000, geophysical, geological, and geochemical data were collected in the vicinity of ODP sites, which provide evidence of potential fluid recharge and discharge through the seafloor. These include basement outcrops, subcrops and a sedimented basement ridge on the eastern flank of the ridge (ODP Leg 168), as well as vent fields in Middle Valley (ODP Legs 139 and 169). The extent and effects of hydrothermal fluid migration are controlled by factors such as heat distribution, permeability structure, sediment thickness, completeness of sediment cover, and basement topography. The ridge flank sites selected for our expeditions include pronounced basement topography, variations in sediment thickness, and the extent of coverage, whereas the Middle Valley study area has the highest venting temperatures and probably the strongest driving forces for fluid flow.

The main objectives of the cruises were to: (1) define lateral scales of hydrothermal circulation along structural strike, (2) constrain pore-fluid evolution, lateral gradients in sediment physical properties, and chemical properties of basement fluids, (3) determine the possible roles of basement outcrops in hydrothermal recharge, (4) image in three dimensions potential fluid pathways and local tectonic structures with multi-frequency seismic data of very high resolution and with small line spacing, and (5) provide a detailed site survey for the planning of a new ODP Leg on the eastern ridge flank, which will be designed to study hydrologic fluxes in the oceanic crust between different boreholes.

Preliminary results suggest that some basement outcrops help to focus hydrothermal recharge while others host discharge, and that hydrothermal fluids may travel tens of kilometers along strike between crustal entry and exit points. We are also examining the correlation between fluid flow, seismic anomalies, and sediment physical properties to see whether geophysical tools can be used to map out fluid seepage in this setting and to estimate the volumes of sediment and pore space that host the flow.

Statusseminar Meeresforschung mit FS Sonne, März 2001, Hannover

Fluidaufstieg in Sedimenten des Cascadia Beckens und des Middle Valleys: Ziele und erste Ergebnisse der gemeinsamen Expedition FS Sonne SO 149 und R/V Thompson (August/September 2000)

Volkhard Spieß, Lars Zühlsdorff, Heinrich Villinger, Andrew Fisher, Earl Davis, Kristin Rohr

Einführung und Zielsetzung

Das Cascadia Becken vor der Westküste Kanadas ist durch die Besonderheit charakterisiert, daß junge ozeanische Kruste in der Nähe zu einem Kontinent entsteht und bereits in einer frühen Phase der Entwicklung große Volumina terrigener Sedimente eingetragen werden. Diese bilden ein Siegel, durch das die hydrothermale Zirkulation weitestgehend in der Kruste isoliert wird. Ein lokal begrenzter Stoffaustausch zwischen Kruste, Sedimenten und Ozean kann jedoch stattfinden, wenn die Sedimentmächtigkeit und damit die hydraulische Impedanz gering sind. Um den hydrothermalen Fluß, seine räumliche Ausdehnung und die treibenden Kräfte untersuchen zu können, benötigt man außerdem Informationen über die Topographie des Basements, über die räumliche Verteilung und Variabilität von Wärmefluß und Permeabilität, und über die Vollständigkeit der Sedimentbedeckung.

Die Rekonstruktion von Fluidaustausch- und Migrationsprozessen war bereits mehrfach Ziel geophysikalischer und geologisch-geochemischer Untersuchungen an den Sedimenten des Cascadia Beckens und des angrenzenden Middle Valleys im zentralen Juan de Fuca Rücken. So wurde z.B. advektiver Fluß durch die Sedimente während verschiedener Bohrexpeditionen im Ocean Drilling Program (Legs 139, 168, 169) nachgewiesen, während auf der FS Sonne Reise SO 111 fokussierter Fluidaufstieg mit lokalen Zonen erhöhter Porosität und Anomalien in seismischen Reflexionsamplituden in Beziehung gesetzt werden konnten.

Trotz der gezielten Anstrengungen der zurückliegenden Forschungsfahrten sind bislang jedoch Ventprozesse und der klein- und großskalige Fluß von Fluiden durch die Kruste und die Sedimente nur teilweise verstanden. Die Ursachen sind u.a. darin zu sehen, daß es sich um dreidimensionale Prozesse und Strukturen handelt, und detaillierte räumliche Untersuchungen sowie die präzise Identifikation von Advektionszonen aus seismischen Daten noch fehlen. Außerdem sind Daten zur Abschätzung der wirkenden Kräfte schwer zu erhalten und die Messung von Flußraten außerordentlich schwierig.

Die Expedition SO 149 fand daher in enger Kooperation mit amerikanischen und kanadischen Kollegen der Universitäten Santa Cruz, Honolulu, Fairbanks und Miami sowie des Pacific Geoscience Centers statt und zielte darauf ab, geophysikalische Daten mit geologischen und geochemischen Daten zu kombinieren. Dazu wurden von deutscher Seite die reflexionsseismischen, echographischen und hydroakustischen Messungen sowie Insitu-Bestimmungen physikalischer Sedimenteigenschaften beigesteuert. Die internationale Crew des zeitgleich operierenden amerikanischen R/V Thompson konzentrierte sich dagegen auf die geologische und geochemische Beprobung sowie die Messung des Wärmetransports durch den Meeresboden. Zum Teil sollten die Messungen auch dazu dienen, einen weiteren

ODP Bohrvorschlag für das Cascadia Becken zu unterstützen und potentielle Standorte für Langzeitmeßstationen im geplanten NEPTUNE System zu vermessen.
Zu den wichtigsten Zielen beider Forschungsreisen gehörten (1) die Untersuchung der lateralen Variabilität der hydrothermalen Zirkulation und der damit verbundenen chemischen Veränderung der Porenfluide, (2) die Abschätzung lateraler Gradienten physikalischer Sedimenteigenschaften und chemischer Fluideigenschaften, (3) die Untersuchung der treibenden Kräfte für Fluidfluß, und (4) die dreidimensionale Abbildung potentieller Migrationswege und lokaler tektonischer Strukturen mit hochauflösenden seismischen Daten.

Methodik

Die seismischen Vermessungen wurden so angelegt, daß aus den Daten sowohl ein regionaler Überblick gewonnen werden kann als auch die detaillierte Untersuchung bestimmter lokaler Strukturen möglich ist. Um dazu so gut wie möglich die Kriterien für eine echte 3D-Auswertung der seismischen Daten zu erfüllen, mußten die Profilabstände teilweise auf bis zu 25 m reduziert werden. Durch das parallele Schleppen einer zweiten Watergun an einem Seitenausleger wurde für die hochfrequenteste der eingesetzten Quellen (bis zu 1600 Hz) der effektive Profilabstand weiter reduziert. Waterguns und GI-Guns mit unterschiedlichem Kammervolumen wurden im alternierenden Betrieb verwendet, um auf allen Profilen Datensätze mit unterschiedlicher Auflösung und Eindringung zu gewinnen. Die seismischen Daten wurden stets durch Aufzeichnungen der Echolote Parasound (Sedimentechographie) und Hydrosweep (Bathymetrie und Backscatter) ergänzt. Zusätzlich kamen auf ausgewählten Profilen Sonden zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit (Abschätzung relativer Porositätsvariationen) und des Wärmestroms zum Einsatz. Weitere Wärmestrommessungen sowie geologische und geochemische Beprobungen wurden von den amerikanischen Partnern übernommen.

Arbeitsgebiete und erste Ergebnisse

Da eine wesentliche Abhängigkeit zwischen dem Stoffaustausch und der Topographie des ozeanischen Basements bzw. der Sedimentmächtigkeit besteht, konzentrierte sich der erste Teil der Reise auf den Bereich der sogenannten „Bare Seamounts“. Es handelt sich dabei um einige aus dem Meeresboden herausragende Teile ozeanischer Kruste (Outcrops), die aufgrund ihrer hohen Permeabilität für den Fluidaustausch zwischen Kruste und Ozean von großer Bedeutung sind. Im selben Gebiet finden sich auch weitere Basementerhebungen, die zwar nicht die Sedimentoberfläche durchstoßen, jedoch durch ihre nur sehr geringmächtige Sedimentauflage Bereiche markieren, in denen ein Fluidaustausch durch die Sedimente potentiell möglich ist. Durch ein dichtes Netz von Profilen über zwei Basementrücken, deren Verlauf die meisten der 'Outcrops' folgen, konnte zunächst weitestgehend sichergestellt werden, daß sich im Umfeld des geplanten neuen ODP Bohrprojekts und Injektionsexperiments keine bisher unbekannten Basementerhebungen befinden, die das Fluidsystem und eine Bilanzierung des Flusses nachhaltig beeinflussen können. Außerdem ließ sich durch mehrere gezielte Kreuzprofile klären, welche der

Basementerhebungen eine Sedimentbedeckung besitzen und wo ein ungehinderter Fluidfluß zu erwarten ist. Es wurde gleichzeitig eine für die amerikanischen Kollegen optimale Planungsgrundlage geschaffen, die es ermöglichte, geeignete Lokationen für die geologische und geochemische Beprobung festzulegen. Die Geochemiker auf R/V Thompson konnten anschließend auf der Grundlage der seismischen Vermessung eine Stelle finden, an denen ungewöhnlich hohe Aufstiegsraten von vermutlich mehreren Zentimetern pro Jahr zu beobachten sind. Im Echolot zeigt sich hier eine sehr kleinräumige, nur schwach ausgeprägte Störung der Reflexionsmuster, die aber mit einer deutlich ausgeprägteren Temperaturanomalie verbunden ist.

Das zweite wichtige Arbeitsgebiet wird als „erster sedimentierter Rücken“ bezeichnet. Hier liegen nur geringmächtige Sedimente auf der Kruste, und Messungen an Sedimentkernen hatten bereits gezeigt, daß Fluide diese dünne Sedimentdecke durchströmen. Die seismischen Daten der Reise SO 111 hatten darüber hinaus deutliche Hinweise auf eine seismische Ausprägung lokaler Fluidaufstiege als vertikale transparente Zonen ergeben. Die bisher vorliegenden Profile wurden zu einem zusammenhängenden Meßnetz ergänzt und verdichtet, was die detaillierte dreidimensionale Aufnahme der Morphologie der ozeanischen Kruste ermöglicht und Grundlage für eine genaue Flächen- und Volumenabschätzung potentieller Aufstiegswege sein wird. Es konnte verifiziert werden, daß sich entlang der gesamten Basementerhebung seismische Amplitudenanomalien unterschiedlicher Ausprägung beobachten lassen. Die räumlichen Verteilungsmuster dieser Anomalien erwiesen sich aber als komplexer als es aufgrund früherer Ergebnisse erschien, wobei vereinzelte Amplitudenanomalien auch abseits des eigentlichen Rückens über lokalen Basementhochs erkennbar sind (Abbildung 1). Ein Zusammenhang zwischen seismischen Amplitudenanomalien und Zonen erhöhter Porosität deutet sich in den Daten der elektrischen Leitfähigkeit an, wobei aber für genauere Aussagen weitere Auswertungen erforderlich sind.

Das dritte wichtige Arbeitsgebiet liegt im Bereich des zentralen Juan de Fuca Rückens (Middle Valley). Hier ist Kruste geringen Alters bereits mit mächtigen Sedimentpaketen bedeckt, so daß ebenfalls Fluidaufstieg in Sedimenten beobachtet werden kann. Im Gegensatz zu den Situationen extremer Basementtopographie im Cascadia Becken, findet man hier den Extremfall hoher Temperaturen der Krustenfluide und die wahrscheinlich stärksten Antriebskräfte für den Fluidfluß. Hier sollte mit Hilfe der hochauflösenden Seismik versucht werden, den Weg der heißen Fluide durch die Sedimentsäule zu verfolgen und gleichzeitig ein Verständnis der treibenden Kräfte sowie der plattentektonischen Strukturelemente in dieser komplexen Region zu entwickeln. Die hohe Qualität der gesammelten seismischen Daten läßt einen signifikanten Zuwachs an Detailinformation bezüglich der Sedimentalteration, einer mehrphasigen Krustentektonik und der Veränderungen der Sedimenteigenschaften an Fluidaustrittsstellen und Aufstiegskanälen erwarten (Abbildung 2).

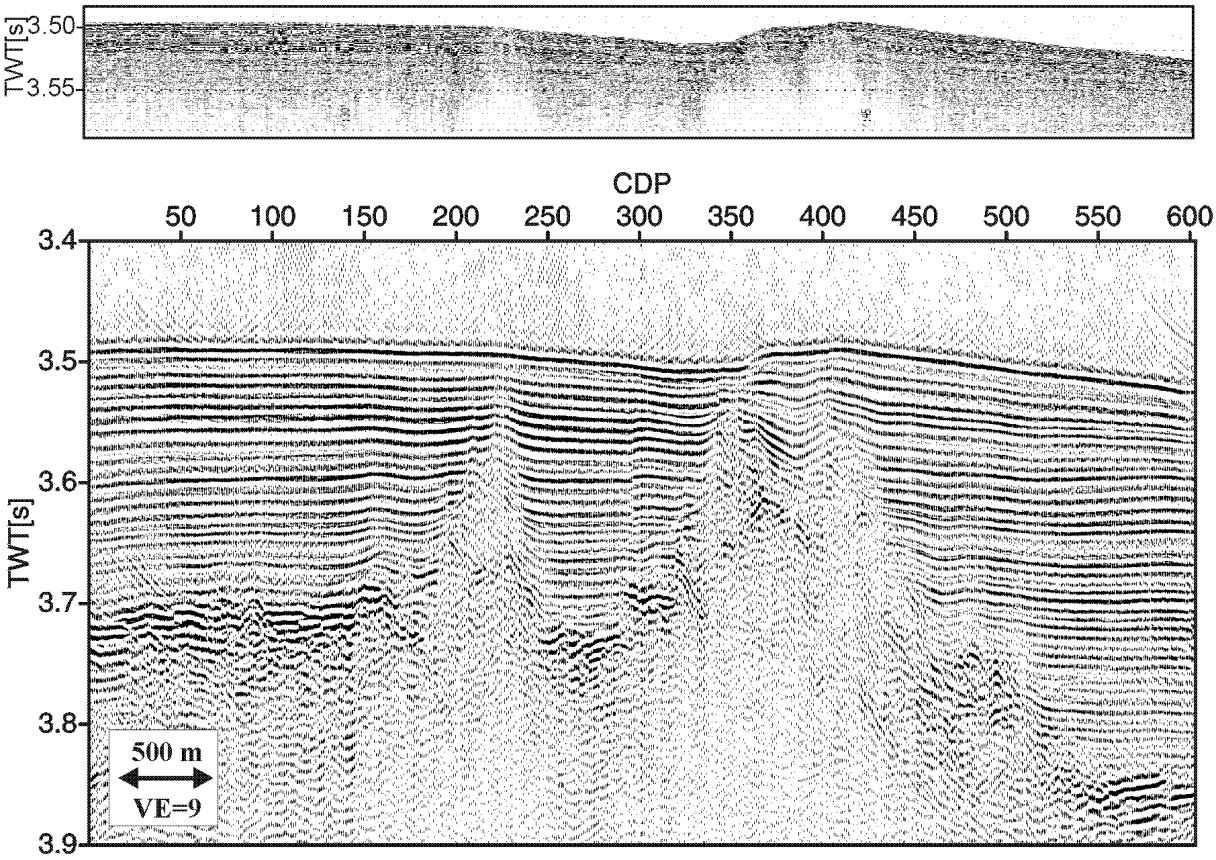


Abbildung 1: Schmale Zonen reduzierter Reflexionsamplitude (Parasound, oben) in Verbindung mit ausgeprägten Erhebungen des ozeanischen Basements (GI-Gun, unten).

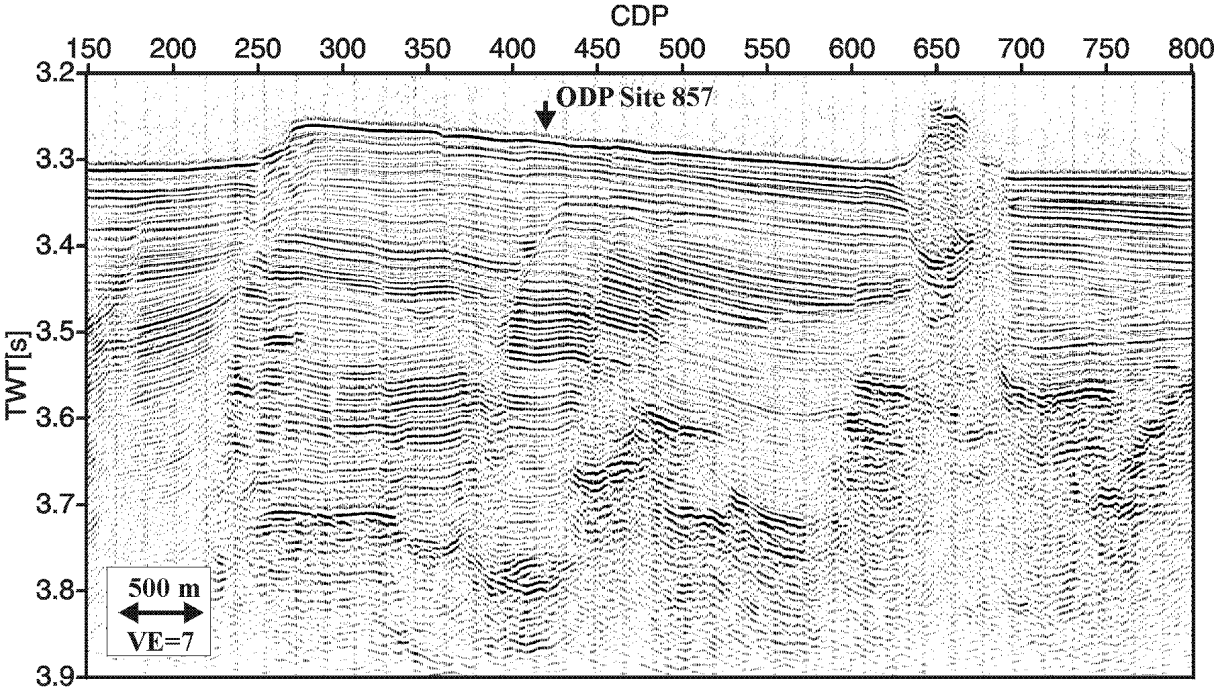


Abbildung 2: GI-Gun Profil über ODP Site 857 (Middle Valley).

Jahrestagung der *Canadian Geophysical Union*, Mai 2001, Ottawa

Multi-frequency seismic data in the vicinity of a gas hydrate site at the northern Cascadia Accretionary Prism

Lars Zühlsdorff, Volkhard Spiess, Tilmann Schwenk, Ross Chapman, Michael Riedel, Roy Hyndman

During two research cruises of the German R/V Sonne (Cruise SO 111, Cruise SO 149 – ImageFlux) in 1996 and August/September 2000, a dense grid of high resolution multi-channel seismic, echosounder, and swath-sounder data was collected at the northern Cascadia Accretionary Prism close to ODP Leg 146 Sites 889 and 890. Within the study area, coverage of swath-sounder data (Hydrosweep) is almost complete and detailed images of seafloor bathymetry provide information about sediment distribution, mass flow, and the effects of regional tectonics. Seismic multi-channel and echosounder data (Parasound) are compared to published single channel seismic and deep-tow data (DTAGS) across a coring site, where massive gas hydrates were sampled. The seismic signatures of both depositional structures and gas hydrates at or close to the seafloor are different for the different seismic systems, depending on source type, frequency range, and lateral and vertical resolution.
The sediment echosounder Parasound (4 kHz) provides lowest depth penetration but the highest resolution within the uppermost 50-200 m of the sediment section. Due to the narrow beam angle of 4°, diffraction hyperbolae are mainly suppressed and the system compensates for heave, pitch, and roll. Preliminary ImageFlux records in the vicinity of the hydrate site reveal a vertical blanking zone, which can be traced up to the seafloor. The site appears to be located on top of a ridge of accreted sediments covered by hemipelagic sediments several tens of meters thick. Diffraction at the edges of the blanking zone is not much pronounced and a sharp cut-off of reflectors is observed. Since SO 111 data indicate that the permeability of accreted sediments is sufficiently high to allow for vertical transport of large volumes of methane, and since hydrates were sampled at the top of the blanking zone, it is suggested that, at this site, massive gas hydrates or sediments hosting gas hydrates do not reveal coherent reflection energy and that there is no significant transition zone between gas hydrates and hydrate free sediments. Assuming that the presence of gas hydrates is coupled to vertical fluid flow, the data further suggest that fluid upflow at this site is focused rather than diffuse. It is expected that combining echosounder, swath-sounder, and seismic data sets for a joint analysis and interpretation will potentially provide a unique opportunity to understand hydrate forming processes as well as the required depositional framework in greater detail.

Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2001, San Francisco

Seismic and hydro-acoustic constraints on sediment distribution, tectonics, and fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank

L. Zuehlsdorff, V. Spiess, F. Meier, T. Schwenk, A. Fisher, and M. Hutnak

At the eastern Juan de Fuca Ridge flank off the west coast of North America, large-scale hydrothermal processes may transport large quantities of fluid and heat, even when direct exchange of ocean water is diminished by a growing sediment cover of lower permeability. The extent and effects of off-axis hydrothermal fluid migration is controlled by factors such as heat distribution, permeability structure and basement topography, as well as sediment type, sediment thickness and completeness of the sediment cover. However, nature and scale of the flow are still only partially understood, and it is not yet known, how the fluid and thermal budgets of this ridge flank system are balanced. Part of the problem is that fluid systems may vary in space and time, and that spatial information as provided by 3D and 2.5D high resolution seismic data is rarely available.

During two research cruises on the German R/V Sonne (1996, 2000), a large amount of seismic and hydro-acoustic data was collected to image potential fluid pathways and local tectonic structures in three dimensions. A Hydrosweep swath sounder, a narrow beam Parasound echosounder, and a high resolution multichannel seismic system were used simultaneously on all lines to provide a unique multi-frequency data set. Study areas included basement outcrops in the Cascadia Basin and a sedimented basement ridge, where fluid recharge or discharge was previously inferred from thermal or geochemical data.

A first useful and important output is a very detailed bathymetry map, which also includes data from NOAA and the US-American RetroFlux cruise (2000). A combination of bathymetric, echosounding, and seismic data suggests that incoming turbidites are channeled by a series of parallel basement ridges and that acoustic properties of the sediments partly depend on the location relative to the ridge crests. A grid of closely spaced seismic lines is used to create a detailed basement map in the vicinity of ODP Leg 168 Sites 1026/1027. These data provide information about the tectonic and depositional framework and precise quantitative constraints for thermal and fluid flow modeling. They may be used to renew the discussion about the hydraulic controls of fluid venting and recharge at permeable basement penetrators and will further improve the morphological background in one of the key areas of a new drilling proposal.

Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2001, San Francisco

In Situ Measurement of Electrical Resistivity of Deep Sea Sediments: Results From Cascadia Basin, Eastern Flank of Juan de Fuca Ridge.

Villinger, H. , Heesemann, B., Jansen, D., Pfender, M., Rosenberger, A., Spindeldreher, C.

The electrical properties of deep sea sediments are linked to other physical properties through a series of empirical relationships. They allow the calculation of thermal conductivity from porosity which is derived from electrical resistivity using Archie's Law. In order to complement in situ thermal conductivity measurements made with our violin-bow type heat probe, we designed and built a sensor which is attached to the tip of our probe and allows to measure a continuous profile of electrical resistivity - and therefore porosity and calculated thermal conductivity - as the heat probe penetrates the seafloor. The operating principle of our sensor is based on two identical 4-point electrode arrays arranged on the circumference of the sensor tip and separated by 10 cm. They are mounted in an electrically insulating, highly abrasion resistant plastic material. Both arrays are operated independently. A DC constant power source delivering 10 mA is reversed with a frequency of 1000 Hz to provide a 500 Hz alternating rectangular waveform current. The resulting signal at the electrodes is measured in a time-multipexed fashion with a final frequency of 250 Hz. Data are digitized and stored on a hard drive under control of a Tattletale data logger. Penetration is monitored by a pressure and acceleration sensor. The signal of the latter is used to convert the recorded electrical signals from time to depth. We will present results from multi-penetration measurements along profiles located at the Eastern flank of the Juan de Fuca Ridge and also from a site on Cascadia Margin, where on previous cruises Canadian colleagues cored gas hydrate bearing sediments. The measurements were made during cruise SO-149 (fall 2000) on the German research vessel SONNE. Our data show that we are able to measure high resolution resistivity profiles over a depth range of 3 - 4 m which allow to characterize the overall porosity of the sediments and to identify turbidite layers present everywhere in Cascadia Basin. The calculated porosities are compared with existing porosity data from the same area. The developed instrument worked very reliably and delivered data of very good quality. Of course the sensor and its electronics can also be used separately for spatially detailed geotechnical work in shallow water.

***The fourth international conference on gas hydrates*, Mai 2002, Yokohama**

Multi-Frequency Seismic Data in the Vicinity of a Gas Hydrate Site at the Northern Cascadia Accretionary Prism

Lars Zühlsdorff[(1)*], Volkhard Spiess[(1)], Tilmann Schwenk[(1)], Ross Chapman[(2)], Michael Riedel[(2)], Roy Hyndman[(2,3)]

[(1)]Dept. of Geosciences, University of Bremen, P. O. Box 330440, 28334 Bremen, Germany
[(2)]University of Victoria, School of Earth and Ocean Sciences, P. O. Box 3055, Victoria, BC, Canada
[(3)]Geological Survey of Canada, Pacific Geoscience Centre, P. O. Box 6000, Sidney, BC, Canada

During two research cruises of the German R/V Sonne in 1996 and 2000 (Cruises SO 111 and SO 149 – ImageFlux), a dense grid of high resolution multi-channel seismic and hydro-acoustic lines was collected at the northern Cascadia margin close to ODP Leg 146 Sites 889 and 890. Detailed images of seafloor bathymetry provide information about sediment distribution, mass flow, and the effects of regional tectonics. Multi-channel seismic and echosounder data (Parasound) are combined with supplementary single channel seismic and deep-tow seismic data collected during two Canadian cruises on R/V J. P. Tully (1997/1999). All data sets are compared near coring sites, where massive gas hydrates were sampled. It turns out that the seismic signatures of both depositional structures and gas hydrates at or close to the seafloor are different for the different seismic systems, depending on source type, frequency range, and lateral and vertical resolution.
Mapping of BSR topography and BSR distribution on the basis of SO 111 seismic data indicated that the permeability of accreted sediments is sufficiently high to allow for vertical transport of large volumes of methane, whereas younger, stratified slope deposits act as hydraulic seals and inhibit vertical flow, except where the seals fail along faults due to ongoing tectonic activity. Gas hydrate was sampled where new seismic data reveal a vertical blanking zone within such stratified deposits. These data suggest that, at this site, upflow of methane or methane bearing fluid is focused rather than diffuse and massive gas hydrates or sediments hosting gas hydrates do not reveal coherent reflection energy. It is expected that combining echosounder, swath-sounder, and seismic data sets for a joint analysis and interpretation will provide a unique opportunity to understand hydrate forming processes as well as the required depositional and tectonic framework in greater detail.

1 Introduction

The common concentrations of organic matter in marine sediments are probably insufficient to locally generate the large volumes of methane needed for the formation of significant amounts of hydrate (e.g., Claypool and Kaplan, 1974, Paull et al., 1994). Alternatively, hydrates may form either through dissociation of pre-existing hydrate if the base of the stability field moves upward (e.g., Dillon and Paull, 1983; Kastner et al., 1995), or methane originating at greater depth is transported by upward pore-fluid migration (Hyndman and Davis, 1992). Even if the effects of in situ production and upward migration of methane on hydrate formation may also combine, some kind of vertical fluid transport appears to be essential (Paull et al., 1994; Gornitz and Fung, 1994).

The occurrence of gas hydrate, which is often indicated by the presence of a bottom-simulating reflector (BSR) in seismic data, may therefore be diagnostic of fluid flow. On the other hand, the distribution and nature of fluid flow as well as the depositional and tectonic framework must be determined in any study area before hydrate concentration and distribution can be estimated and hydrate forming processes can be studied in greater detail.

The problem is that the magnitude of fluid flow, the modulation of flow rates over time, and the relative importance of focused flow vs. diffuse flow are difficult to determine (Suess et al, 1998). Upflow velocities along faults were suggested to be two to three orders of magnitude higher than dispersed flow through the sediment (Moore at al., 1990), but dispersed flow, accommodated by intergranular and small-scale fracture permeability, leaks out over much smaller areas (e.g., Carson and Screaton, 1998). Furthermore, fluid expulsion may be a transient process, probably coupled to episodic fault displacement and to the earthquake cycle (Moore and Vrolijk, 1992). Thus, very different types of data as provided by ocean drilling, seafloor sampling, and detailed geological, geochemical and geophysical mapping are required to characterize a fluid regime. Among others, seismic data can contribute well to the investigation of fluid flow (e.g., Zühlsdorff et al., 1999; 2000).

In the vicinity of Ocean Drilling Program (ODP) Leg 146 Sites 889 and 890 at the northern Cascadia margin, the absence of major thrust faults, as well as the lack of major thermal anomalies, suggest mainly diffuse dewatering hosted by intergranular permeability (e.g., Hyndman and Davis, 1992; Kastner et al., 1995). In addition, seismic results from the German R/V Sonne Cruise SO 111 (1996) indicate that the diffuse seepage is

* Corresponding author. E-mail: lzuehls@uni-bremen.de

superimposed by different types of confined fluid release (Zühlsdorff et al., 2000). During a second research cruise (Cruise SO149 – ImageFlux) in August/September 2000, a dense grid of echosounder (Parasound), swath-sounder (Hydrosweep) and high resolution multi-channel seismic lines was collected in order to understand processes like dewatering and hydrate formation as well as their relation to local tectonics and sediment deposition in greater detail. A 3D multi-frequency seismic survey was carried out in the vicinity of coring sites, where massive gas hydrates were sampled. First results of this survey are presented in this paper.

2 Study Area

At the northern Cascadia accretionary prism off Vancouver Island, Canada, tectonic loading rather than tectonic compression may be the most important factor controlling excess pore pressure generation and fluid migration (e.g., Hyndman and Davis, 1992). More than 3 km of Cascadia Basin sediment is almost completely scraped off the downgoing Juan de Fuca Plate, and one consequence of this tectonic thickening is rapid porosity loss with depth, associated with the expulsion of large volumes of fluids (e.g., Davis et al., 1990).

All seismic data presented in this study were collected in a small area on a gently undulating plateau, where the pervasively fractured and folded material of the accretionary wedge locally crops out and is elsewhere covered by a veneer of stratified slope sediments (Fig. 1, 2). They appear to consist predominantly of turbidites and hemipelagic deposits (Shipboard Scientific Party, 1994). Coverage of ImageFlux swath-sounder data in the vicinity of the northern ODP Leg 146 drill sites is almost complete and detailed images of seafloor bathymetry provide information about sediment distribution, mass flow, and the effects of regional tectonics (Fig. 1). Sediment distribution appears to be controlled by several channels, and there may also be some sediment transport parallel to the slope. Echosounding and seismic data show that the gas hydrate coring sites are located on top of a ridge of accreted sediments covered by hemipelagic material several tens of meters thick. A steep escarpment to the west separates the plateau from the lower slope (Fig. 1).

3 Data Acquisition

A wide variety of seismic surveys has already been carried out at the northern Cascadia margin. In this section, only data sets are described which are presented in this paper. Most of these data were collected during two cruises on the German R/V Sonne and are supplemented by data collected on the Canadian R/V J. P. Tully.

The basic approach during R/V Sonne Cruises SO 111 (Villinger et al., 1996) and SO 149 – ImageFlux (Spieß et al., 2001) was to combine single-channel or multi-channel seismic data with hydro-acoustic records and to use different seismic sources in an alternating mode in order to provide a complete multi-frequency data set, which images each depth level down below BSR depth at optimum resolution.

Single-channel seismic (SCS) data were collected during Cruise SO 111 using a GI-Gun with 0.7 L main chamber volume and 1.7 L secondary chamber volume (GI-Gun #1, 50-150 Hz). All 16 hydrophone groups of a 100-m-long Teledyne streamer were stacked.

Multi-channel seismic (MCS) data presented here were collected during Cruise SO 149, using a 600-m-long Syntron streamer, equipped with separately programmable hydrophone subgroups, which were optimized for the given water depth of >1100 m using 48 groups at a length of 6.25 m. Six remotely controlled birds kept the streamer depth within a range of 1 m, and magnetic compass readings allowed determination of the position of each streamer group relative to the ship's course. A GI-Gun with 2 x 0.4 L chamber volume (GI-Gun #2, 100-500 Hz) and a Sodera water gun (200-1600 Hz) were used in an alternating mode along all seismic lines.

During both R/V Sonne cruises, hydroacoustic systems were used simultaneously on each seismic line. The sediment echosounder Parasound (4 kHz) provides lowest depth penetration but the highest resolution within the uppermost 50-200 m of the sediment section. Due to the narrow beam angle of 4°, diffraction hyperbolas are mainly suppressed. As for the Parasound echosounder, the Hydrosweep transducers are hull-mounted and both systems compensate for heave, pitch, and roll. The Hydrosweep multi-beam swath-sounder was used to map the seafloor bathymetry as displayed in Figure 1.

Deep tow seismic data were collected during a R/V J. P. Tully cruise in 1997 (Gettrust et al., 1999), using the Deep-Tow Acoustics/Geophysics System (DTAGS). The system consisted of a Helmholtz transducer source emitting a chirp-like sweep signal (250-650 Hz) and a 600-m-long streamer with two subarrays containing 24 hydrophone groups each (Gettrust and Ross, 1990). A synthetic sweep was used for crosscorrelation and only near offset traces were used for the stack presented here.

Additional singe-channel seismic data were collected during a 1999 cruise of R/V J. P. Tully (e.g, Riedel et al., 2001), using a single airgun with 0.65 L chamber volume and a wave shape kit (20-180 Hz). All 50 hydrophones of a 25-m-long Teledyne streamer were stacked.

4 Seismic Indicators for Fluid Upflow

The single-channel seismic line in Figure 2 shows the pervasively fractured and folded material of the accretionary wedge, which is characterized by the lack of coherent reflection energy, and which locally crops out through the cover of younger and stratified slope sediments. A clear BSR is considered to mark the base of the gas hydrate stability field. The BSR appears to be discontinuous and not to be present within the basins of stratified sediments. Possibly the BSR may just be obscured by the reflections of the turbidites, however, since the BSR is of chemical nature and not related to the layering, it should at least be visible wherever other reflectors are inclined with respect to the seafloor. This is neither the case in Figure 2 nor at most places where the basins of stratified sediments are deeper than the BSR.

Parasound data as displayed in the upper panel of Figure 2 were collected simultaneously on all seismic lines and reveal up to 8 m thick zones of high reflectivity at or directly beneath the seafloor. These zones are also discontinuous, they are thicker than the commonly observed layers, and they do not reveal a sharp base.

A detailed comparison between all Parasound and single-channel seismic data suggests that high seafloor reflectivity appears only in the vicinity of sedimentary basins whereas the BSR is associated with the fractured

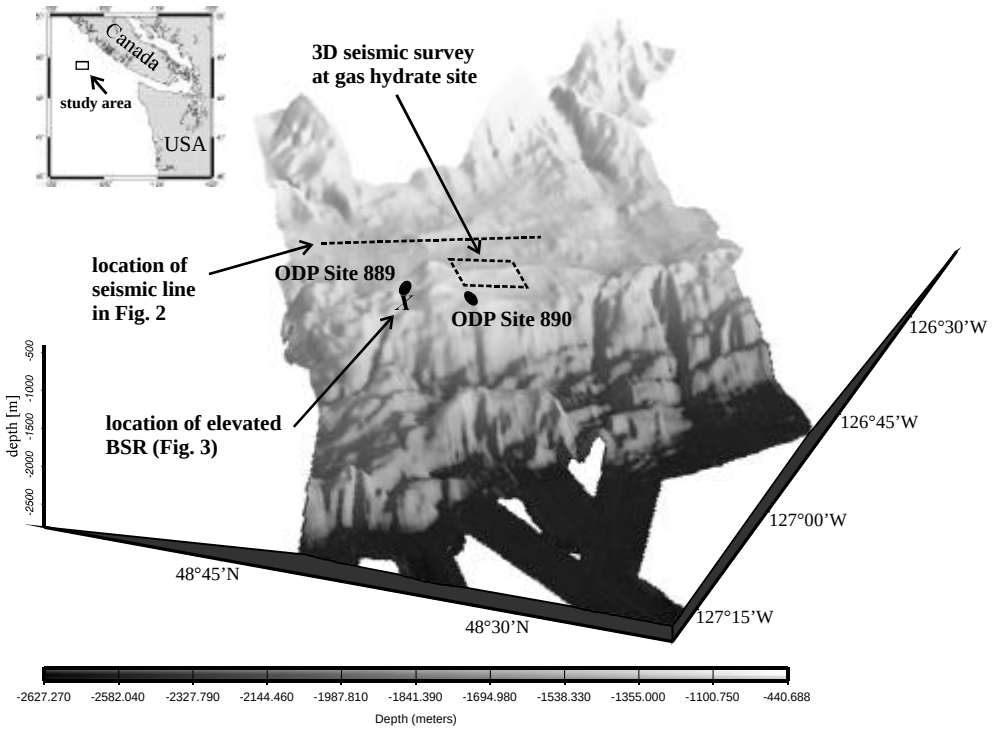


Fig. 1 3D image of ImageFlux swath sounder data (Hydrosweep), showing the location of the northern ODP Leg 146 sites and some of the seismic lines and features presented in this paper.

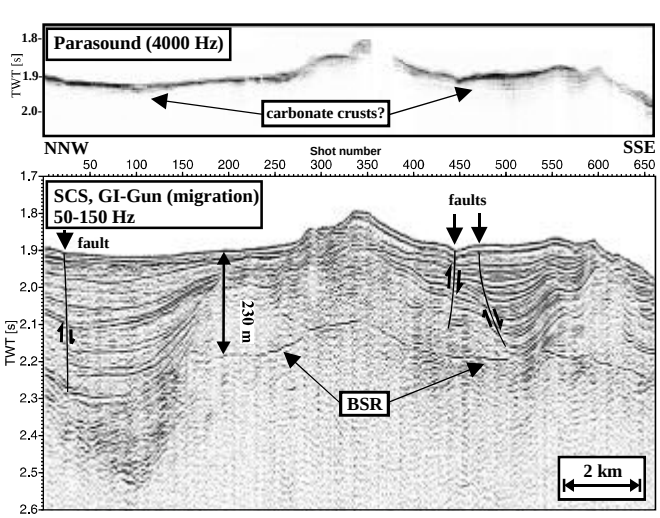


Fig. 2 Migrated SCS GI-Gun data (GI-Gun #1, lower panel) and Parasound echosounding data (upper panel). High seafloor reflectivity (Parasound) appears only in the vicinity of sedimentary basins whereas the BSR (SCS) is associated with the fractured material of the accretionary wedge.

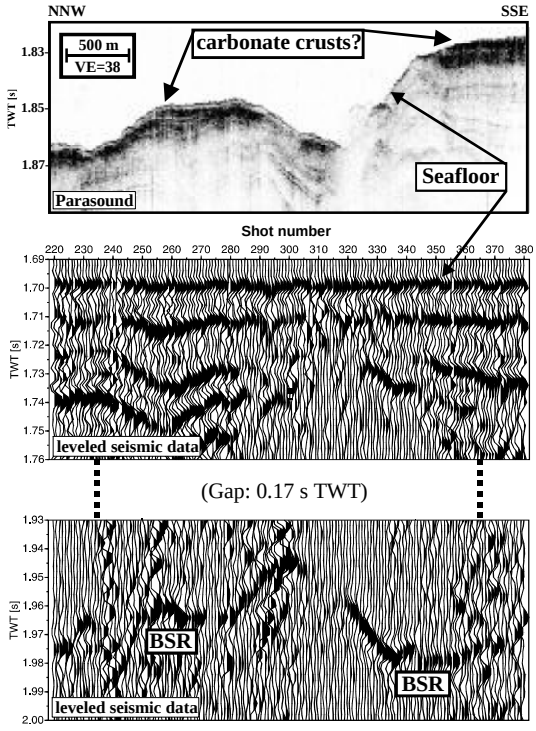


Fig. 3 Migrated SCS data (GI-Gun #1, lower panels) with leveled first arrivals, compared to the corresponding Parasound echosounding data (upper panel) showing the seafloor topography.

sediments of the accretionary prism, i.e. in most cases both features are mutually exclusive (Zühlsdorff et al., 2000). To explain this observation, we suggest that the basins of stratified deposits act as hydraulic seals, and that the seafloor crusts are created due to local focused upflow of methane-bearing fluid where the seals fail along faults due to ongoing tectonic activity. Thus, the crusts may be carbonate pavements or even hydrate close to the seafloor. Where no permeable faults are present, the stratified deposits appear to inhibit vertical flow and prevent the formation of a BSR. This interpretation implies that some kind of vertical fluid transport is assumed to be essential for the formation of gas hydrate since very large volumes of gas are required. If this assumption is true, the BSR is diagnostic of fluid flow and provides some information about differences in vertical permeability between the folded and fractured wedge material and the younger slope sediments.

A second example on how a feature of the BSR may be an indicator for vertical fluid flow is given in Figure 3. Single-channel seismic data with leveled first arrivals show the stratified basin deposits and a structural disturbance of the sediment section. The seafloor topography is given in the corresponding Parasound section, which also shows pavements in the vicinity of the structural disturbance. The BSR is visible below the basin deposits and is locally elevated.

One possible and probably the most likely explanation for the BSR elevation is a very local upflow of warm fluids, which increases the temperature gradient and rises the isotherm imaged by the BSR (e.g., Zühlsdorff et al., 2000). If this interpretation is correct, the focused pore water expulsion may be directly related to carbonate precipitation or hydrate forming close to the seafloor.

5 Observations at the Gas Hydrate Site

During ImageFlux, a small 3D seismic survey was carried out with the gas hydrate coring sites at its center. A part of one single line across the coring site is given in Figure 4, showing a comparison of ImageFlux data (Parasound, water gun, GI-Gun #2) and supplementary R/V J. P. Tully data (DTAGS, airgun). A number of narrow, vertical blank zones can be observed in all data sets of different source type. Massive gas hydrate was sampled at Blank Zone 1 (Riedel et al., 2001).

However, if details are considered, the seismic signature of Blank Zone 1 is different for different source type and resolution. This leads to a number of questions, which will be discussed below.

The MCS data (Fig. 4b) can be displayed with higher trace density and show higher signal/noise (S/N) ratio as well as slightly deeper penetration than SCS data, which helps to distinguish between accreted sediments and stratified slope deposits. Furthermore, diffraction hyperbolas are more pronounced in MCS data and are visible along Blank Zone 1 down to greater depths. On the other hand, MCS data do not show rims of higher reflection amplitudes at the edges of Blank Zone 1 as observed in SCS data (Fig. 4a).

Migrated MCS data (Fig. 4c) indicate that the diffraction hyperbolas may be related to structural disturbances, which are strong close to the seafloor and less pronounced at greater depth. However, it is not clear whether the migration in the vicinity of the blank zones is reliable, or, in other words, how reliable the velocity model in the vicinity of these zones really is. If there is hydrate, the velocity should be locally higher, and then part of the apparent disturbance of the sediments may just be a velocity pull-up. If the blanking is due to free gas, the velocity may also be locally reduced if the amount of gas is sufficiently high. So one of the major questions is about the main cause of the blanking.

Although reflectors can be traced through Blank Zone 1 in MCS data, which even show higher amplitudes in the center of the zone, almost no reflection energy is observed in Parasound data (Fig. 4f). There are also no high amplitude rims at the edges of the zone as observed in SCS data. Maybe the rims in SCS data are due to interference with diffraction hyperbolas created within the zone. If the blanking is complete for Parasound data, no such hyperbolas are expected. On the other hand, if the edges of the zones are sharp boundaries as suggested by Parasound data, Parasound hyperbolas should be created at least at these edges.

A general observation is that lateral amplitude variations at the blank zones are more pronounced for data of increasing bandwidth and higher resolution. Water gun data (Fig. 4e) and DTAGS data (Fig. 4d) both show the blanking more clearly than the GI-Gun and airgun data discussed above. In DTAGS data, different groups of reflectors can be clearly distinguished, e.g. a high amplitude layer close to the surface, which is also present in water gun and Parasound data. On the other hand, there is more reflection energy within the deeper parts of the sediment section in water gun data revealing some continuous reflectors crossing the blank zones. Both data sets are partly characterized by their technical parameters, e.g. small Fresnel zones for the deep-towed seismic data and higher trace density and signal energy due to binning and stacking of water gun data. By CDP processing of DTAGS data as well as by refinements of static corrections and deconvolution of water gun data, both seismic images have the potential to be further improved. However, it is expected that the seismic signatures may still remain slightly different, even though the bandwidth created by the sources is comparable.

6 Conclusions

If active fluid transport is required to form a BSR, some characteristics of the BSR may be used to reveal information about the regional distribution of permeability. Since a clear BSR is present, diffuse fluid migration is inferred for the pervasively fractured sediments of the accretionary wedge. In contrast, low-permeable bedded deposits appear to inhibit vertical flow and a BSR may only form below bedded deposits or in the vicinity of faults, where gas is locally provided at sufficient rates. An elevation of the BSR is interpreted as a local disturbance of the thermal gradient, which is related to an increase in hydraulic conductivity within tectonically deformed sediments and a subsequent guided rise of warm fluids. Thus, the generally diffuse seepage of fluids within the study area is superimposed by events of confined fluid release.

Since massive gas hydrates were sampled at the top of Blank Zone 1, fluid upflow at this site also appears focused rather than diffuse, assuming that the presence of gas hydrate is coupled to vertical fluid flow. If the seismic blanking within Blank Zone 1 is related to the presence of gas hydrate or free gas, then there is no significant transition zone between the blank zone and hydrate or gas free sediments. However, although

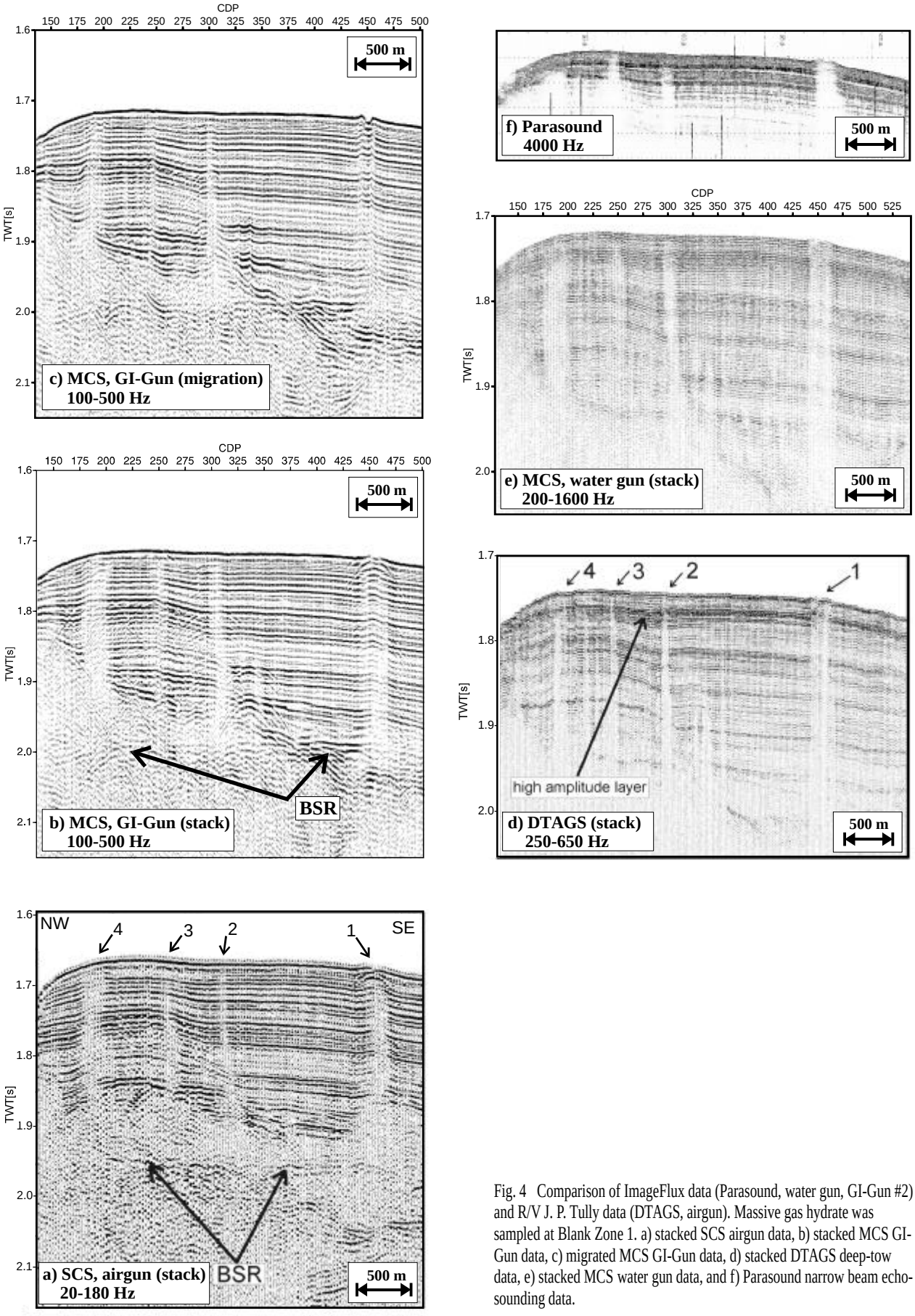


Fig. 4 Comparison of ImageFlux data (Parasound, water gun, GI-Gun #2) and R/V J. P. Tully data (DTAGS, airgun). Massive gas hydrate was sampled at Blank Zone 1. a) stacked SCS airgun data, b) stacked MCS GI-Gun data, c) migrated MCS GI-Gun data, d) stacked DTAGS deep-tow data, e) stacked MCS water gun data, and f) Parasound narrow beam echo-sounding data.

hydrate was sampled, it is still difficult to conclude which kind of seismic signatures are to be expected from massive gas hydrate or sediments hosting gas hydrate. One of the reasons is that the seismic signature is different for different source type and resolution, at least if details are considered.

7 Remaining Questions

- How are processes like mass flow, sediment distribution, fluid flow, and regional tectonics related to lateral variations in seismic reflection amplitudes?
- What is the nature of pavements causing high reflectivity at or close to the seafloor?
- What are the main reasons for the frequency-dependent decrease in reflection amplitudes in the vicinity of the gas hydrate site?

Possible approaches to answer these questions may include careful velocity analysis and 3D processing, a careful areal mapping of seismic features, and amplidude versus offset (AVO) analysis. Furthermore, modeling the impact of free gas and gas hydrate on seismic impedance contrasts and attenuation may help to understand possible causes for lateral amplitude variations. Since seismic signatures are different for different source type, frequency range, and lateral and vertical resolution, only an integrated interpretation of all data sets is expected to give insight into what exactly is going on at this gas hydrate site.

Acknowledgments

Standard seismic processing was carried out with the Seismic Un*x software package (Stockwell, 1997). Figure 1 was created using Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1991). R/V Sonne Cruises SO 111 and SO 149 were supported by the German Ministry of Science and Technology (BMBF). Support for parts of this work was provided by Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG).

References

Carson, B., & Screaton, E. J. (1998). Fluid flow in accretionary prisms: Evidence for focused, time-variable discharge. *Rev. Geophys.* **36**, 329-351.

Claypool, G. E., & Kaplan, I. R. (1974). The origin and distribution of methane in marine sediments. In: Kaplan, I. R. (ed.). *Natural gases in marine sediments*. Plenum, New York, pp. 99-139.

Davis, E. E., Hyndman, R. D., & Villinger, H. (1990). Rates of fluid expulsion across the northern Cascadia accretionary prism: Constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data. *J. Geophys. Res*. **95**, 8869-8889.

Dillon, W. P., & Paull, C. K. (1983). Marine gas hydrates – II. Geophysical evidence. In: Cox, J. L. (ed.). *Natural gas hydrates: Properties, occurrences, and recovery*. Butterworths, London, pp. 73-90.

Gettrust, J. F., & Ross, J. H. (1990). Development of a low-frequency, deep-towed geoacoustics system. *Proc. Oceans* **90**, 38-40.

Gettrust, J. F., Wood, W., & Lindwall, D. (1999). New seismic study of deep sea gas hydrates results in greatly improved resolution. *Eos Trans. AGU* **80**, 38, 439-440.

Gornitz, V., & Fung, I. (1994). Potential distribution of methane hydrates in the world's oceans. *Global Biogeochem. Cycles* **8**, 335-347.

Hyndman, R. D., & Davis, E. E. (1992). A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion. *J. Geophys. Res.* **97**, 7025-7041.

Kastner, M., Kvenvolden, K. A., Whiticar, M. J., Camerlenghi, A., & Lorenson, T. D. (1995). Relation between pore fluid chemistry and gas hydrates associated with bottom-simulating reflectors at the Cascadia margin, Sites 889 and 892. In: Westbrook, G. K., Carson, B., Musgrave, R. J., Suess, E. (eds.), *Proc. ODP Sci. Res.* **146**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 175-187.

Moore, J. C., Orange, D., & Kulm, L. D. (1990). Interrelationship of fluid venting and structural evolution: *Alvin* observations from the frontal accretionary prism, Oregon. *J. Geophys. Res.* **95**, 8795-8808.

Moore, J. C., & Vrolijk, P. (1992). Fluids in accretionary prisms. *Rev. Geophys*. **30**, 113-135.

Paull, C. K., Ussler II, W., & Borowski, W. S. (1994). Sources of biogenic methane to form marine gas-hydrates, in situ production or upward migration? *New York Acad. Sci. Annals* **715**, 392-409.

Riedel, M., Spence, G. D., & Chapmann, N. R. (2001). Deep-sea gas hydrates on the northern Cascadia margin. *Leading Edge* **20**, 87-109.

Shipboard Scientific Party (1994). Sites 889 and 890. In: Westbrook, G. K., Carson, B., Musgrave, R. J., et al., *Proc. ODP Init. Repts*. **146**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 127-231.

Spieß, V., & Cruise Participants (2001). Report and preliminary results of R/V Sonne Cruise SO 149. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen* **179**, pp. 1-98.

Stockwell, J. W. (1997). Free software in education: A case study of CWP/SU: Seismic Un*x. *Leading Edge* **16**, 1045-1049.

Suess, E., Bohrmann, G., von Huene, R., Linke, P., Wallmann, K., Lammers, S., Sahling, H., Winckler, G., Lutz, R. A., & Orange, D. (1998). Fluid venting in the eastern Aleutian subduction zone. *J. Geophys. Res*. **103**, 2597-2614.

Villinger, H., & Fahrtteilnehmer (1996). Fahrtbericht SO111. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen* **97**, pp. 1-122.

Wessel, P., & Smith, W. H. F. (1991). Free software helps map and display data. *Eos Trans. AGU* **72**, 441, 445-446.

Zühlsdorff, L., Spieß, V., Hübscher, C., & Breitzke, M. (1999). Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Evidence for fluid migration? *J. Geophys. Res*. **104**, 15351-15364.

Zühlsdorff, L., Spieß, V., Hübscher, C., Villinger, H., & Rosenberger, A. (2000). Implications for focused fluid transport at the northern Cascadia accretionary prism from a correlation between BSR occurrence and near seafloor reflectivity anomalies imaged in a multi-frequency seismic data set. *Int. Journ. Earth Sciences* **88**, 655-667.

EGS-AGU-EUG *Joint Assembly*, April 2003, Nizza

Imaging potential fluid upflow zones within a high resolution 3D seismic data set at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge

L. Zühlsdorff, V. Spieß

At the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, quite extensive studies of hydrothermally driven fluid circulation have been carried out and large amounts of data from surveying, sampling and drilling were collected, but the nature of fluid flow, recharge, and venting through oceanic sediments and basement is still only partly understood. Part of the problem is that fluid systems may vary in space and time, and that 2.5D or 3D high resolution seismic data would be required to identify potential pathways for fluid flow, which are rarely available.
Geochemical data from previous cruises show evidence for fluid discharge along a sedimented basement ridge ('First Ridge'). The extent and effects of hydrothermal fluid migration in this area are controlled by factors such as heat distribution, permeability structure, sediment thickness, completeness of sediment cover, and basement topography. High resolution seismic data revealed narrow zones of decreased reflection amplitudes, where the sediment cover is thin and basement elevation is pronounced. The amplitude decrease was shown to be due to a local increase of porosity and permeability. It was thus suggested, that zones of decreased reflection amplitudes can be considered as potential pathways for vertical fluid flow.
During R/V Sonne Cruise SO 149 in August/September 2000, a high resolution seismic survey was carried out to image potential fluid pathways and local tectonic structures in three dimensions and to be able to examine the correlation between seismic anomalies, fluid flow, and sediment physical properties in greater detail. In the central part of the study area (grid size 2.3 x 6.4 km), seismic line spacing was as small as 25 m, such that trace interpolation could be avoided during processing for the given maximum seafloor inclination and a GI-Gun source frequency range of 100-500 Hz.
Processing reveals a very detailed basement map and 3D images of seismic reflectivity anomalies, which show a more complex pattern than it was expected from previous data. This suggests that topographically controlled sediment distribution, which is associated with a lithological change on the ridge crest but should be variable on larger scales only, is not the main reason for the presence of narrow high porosity zones. We therefore suggest that these anomalies are related to active or ceased focused hydrothermal fluid flow. If this assumption is true, geophysical tools in this setting can be used to map out fluid seepage. The final goal will then be to estimate the volumes of sediment and pore space that host the flow.

Herbsttagung der *American Geophysical Union*, Dezember 2003, San Francisco

Sedimentation Patterns, Forced Folding and Fluid Upflow Above a Buried Basement Ridge – Results From a High Resolution Seismic 3D Survey

L. Zühlsdorff, V. Spieß

During the German R/V Sonne Cruise SO 149 (2000), a high resolution 3D seismic data set was collected at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge off the west coast of North America. On the basis of this data set, a consistent layer model could be developed for the unusual complex stratigraphic pattern at and around a sediment buried basement elevation called First Ridge. This basement ridge acted and acts as an obstruction for incoming turbidites, however, the effect exerted by bathymetry on the flow of turbiditic particle clouds decreased as the adjacent sedimentary basins filled up. Subsequent major turbiditic events affected the whole area including the top of First Ridge.
Hydrothermally driven fluid upflow above First Ridge appears to be focused by narrow high porosity zones, which are observed above equally narrow pronounced basement peaks. The higher porosity can be explained by forced folds developing an extensional strain field throughout the sediment column. The forced folds may either be the result of fault movement within the basement or related to fault processes within the sediment cover itself. Yet forced folds and high porosity do not necessarily mean detectable fluid flow. 3D seismic data rather provide information about the development and distribution of a potential plumbing system and thus an understanding of the nature of the flow. One implication is that the contribution of fluids discharging at First Ridge does not balance the in-going and out-coming fluid budget at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge.

Anhang B:

Ausschnitte aus den AGU Postern

2000, 2001 (siehe Anhang A)

(L. Zühlsdorff, V.Spieß, F. Meier, T. Schwenk, A. Fisher, M. Hutnak, H. Villinger, C.G. Wheat, E.E. Davis, M.J. Mottl, K. Rohr)

Seismic and hydro-acoustic constraints on sediment distribution, tectonics and fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank

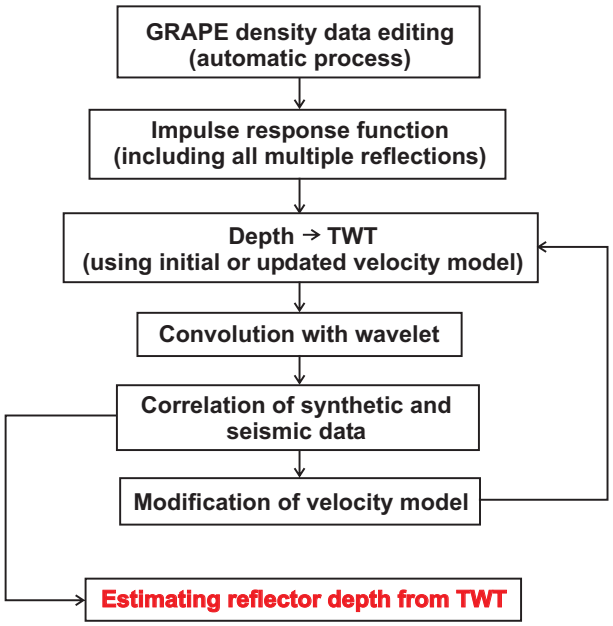
L. Zühlsdorff (lzuehls@mtu.uni-bremen.de), V. Spiess*, F. Meier*, T. Schwenk*, A.T. Fisher**, M. Hutnak***

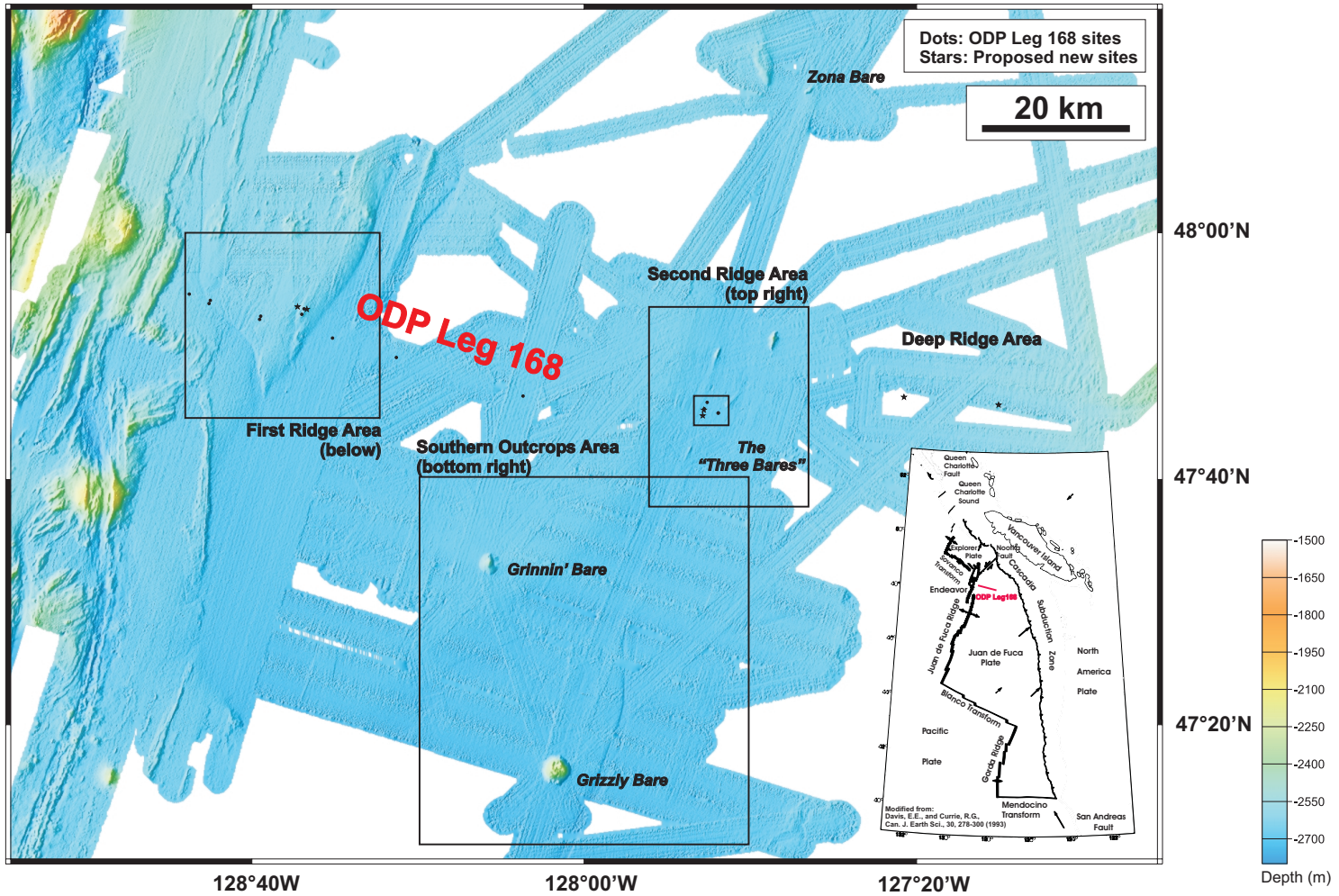
*Dept. of Geosciences, University of Bremen, P.O. Box 330440, 28334 Bremen, Germany, www.mtu.uni-bremen.de
**UCSC, Earth Sciences Department, 1156 High Street, Santa Cruz, CA 95064, USA

Methods:

- Hydrosweep swath mapping
- Parasound sediment echosounder profiling
- High resolution multi-channel and multi-frequency seismic profiling
- Event modeling from ODP Leg 168 core density logs

Estimating interval velocities from synthetic seismograms:





Cascadia Basin bathymetry data were collected during cruises SO 111 and So 149 (R/V Sonne, 1996, 2000) and TN116 (R/V Thomas G. Thompson, 2000) and supplemented by data kindly provided by A. Bobbitt at NOAA-PMEL.

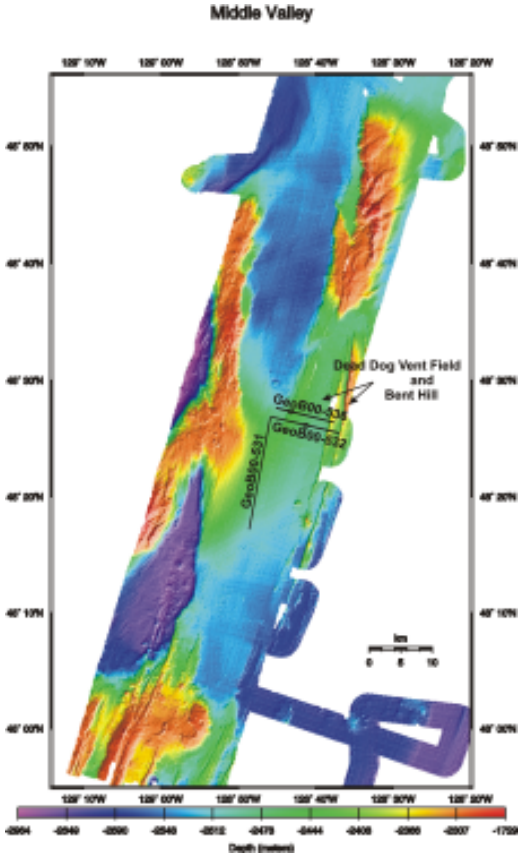


Figure 2: Middle Valley bathymetry (Seabeam and Hydrosweep).

Figure 2 shows a bathymetric map which was produced on the basis of Seabeam and Hydrosweep data. A pronounced elevation of the seafloor is observed at the center part of Middle Valley. Line GeoB00-531 following the main axis of the valley from south to north reveals a basement high which seems to act as a barrier to the incoming turbidites from the north (**Figure 3a**). Consequently, the sediment section is much thicker to the north than to the south. Parasound data on the same line show significant differences in reflection characteristics for the uppermost part of the sediments (**Figure 3b**).

Seismic data collected at Middle Valley and in the vicinity of ODP Leg 139 and ODP Leg 169 sites suggest that processes like fluid flow and multi-stage crustal tectonics significantly affect both internal structure and physical properties of the sediments on very small scales. A very high resolution 3D multi-frequency seismic survey with small line spacing of only 25 m in the vicinity of the ODP drill sites was intended to investigate the relation between tectonic features and fluid flow as well as between sediment alteration and seismic reflection amplitude in greater detail.

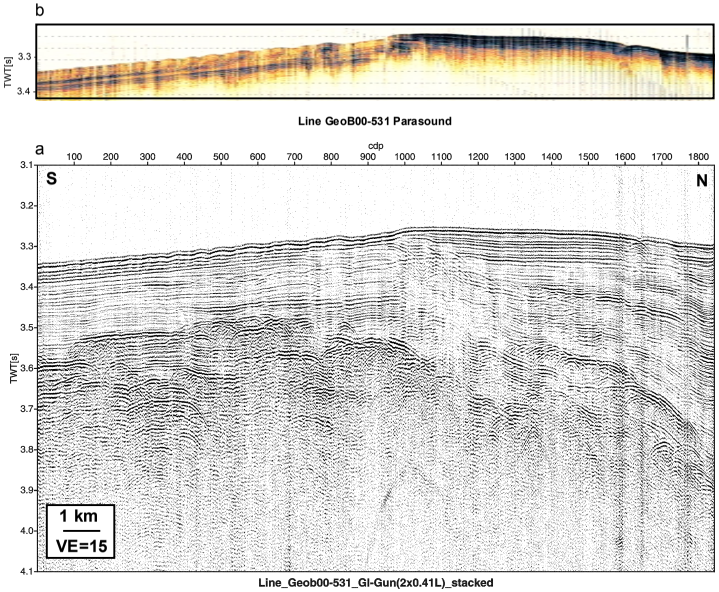


Figure 3: Seismic Line GeoB00-531: **a** GI-Gun and **b** Parasound.

Middle Valley

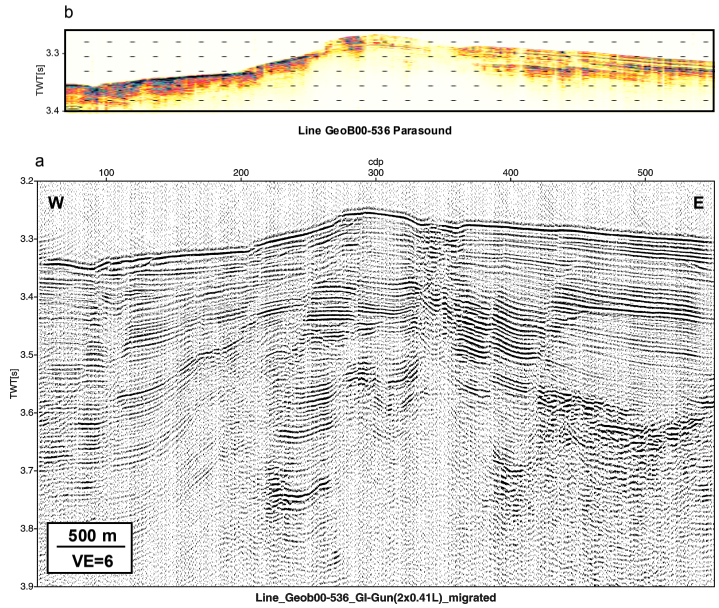


Figure 5: Seismic Line GeoB00-536 (Dead Dog Vent Field): **a** GI-Gun and **b** Parasound.

Seismic data (collected simultaneously on all lines):

	GI-Gun #1*	GI-Gun #2	Water gun	Parasound
Bandwidth, kHz	*0.05-0.25*	*0.1-0.5*	*0.2-1.6*	*2.0-6.0*
Chamber Vol., L	*2x1.7*	*2x0.41*	*0.16*	
Trace spacing, m	*10 (bin spacing)*	*10 (bin spacing)*	*10 (bin spacing)*	*5 (trace spacing)*
Fold	*16*	*16*	*16*	*1*
Type	*MCS*	*MCS*	*MCS*	*echosounder*

** not presented on this poster*

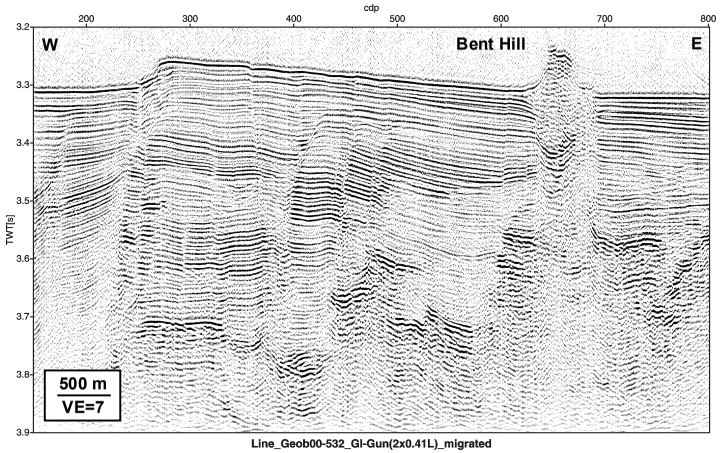


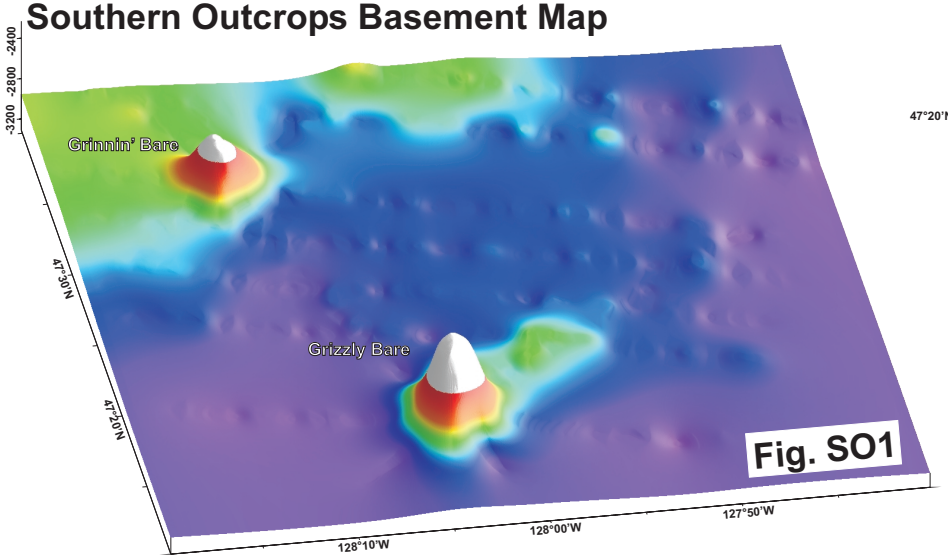
Figure 4: Seismic Line GeoB00-532 (Bent Hill).

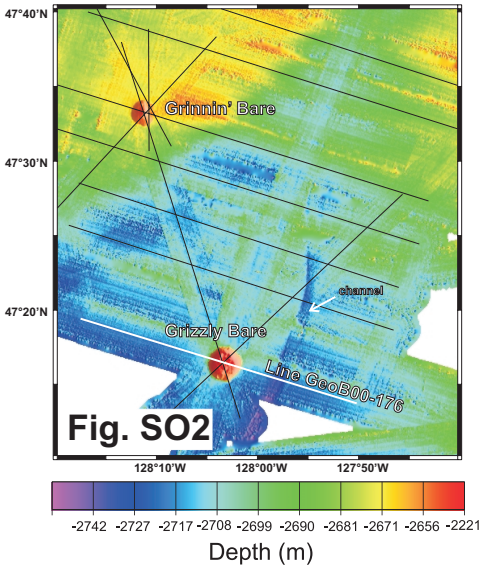
In seismic data, a large polymetallic sulfide deposit (Bent Hill, ODP Sites 856 and 1035), which was created by hydrothermal fluid discharge that is no longer active, is expressed as a prominent seafloor elevation characterized by an almost complete loss of coherent reflection energy at greater depth (**Figure 4**). Furthermore, high quality GI-Gun records image small scale features like growth-faults or normal faults, so far providing the best available data set to get insight into the local tectonic history of the area. Pronounced lateral and vertical variations in reflection amplitudes suggest that sediments have undergone different stages of alteration, which are associated with changes in their physical properties.

Similar features are observed in GI-Gun data across a hydrothermal vent field (Dead Dog, ODP Sites 858 and 1036, **Figure 5a**). In addition, a 300-400 m wide zone of decreased reflection amplitudes is observed in the vicinity of a topographic high. The amplitude anomaly is also present in the corresponding Parasound data (**Figure 5b**) and appears to be more pronounced at higher frequency.

Southern Outcrops Area

Southern Outcrops Basement Map

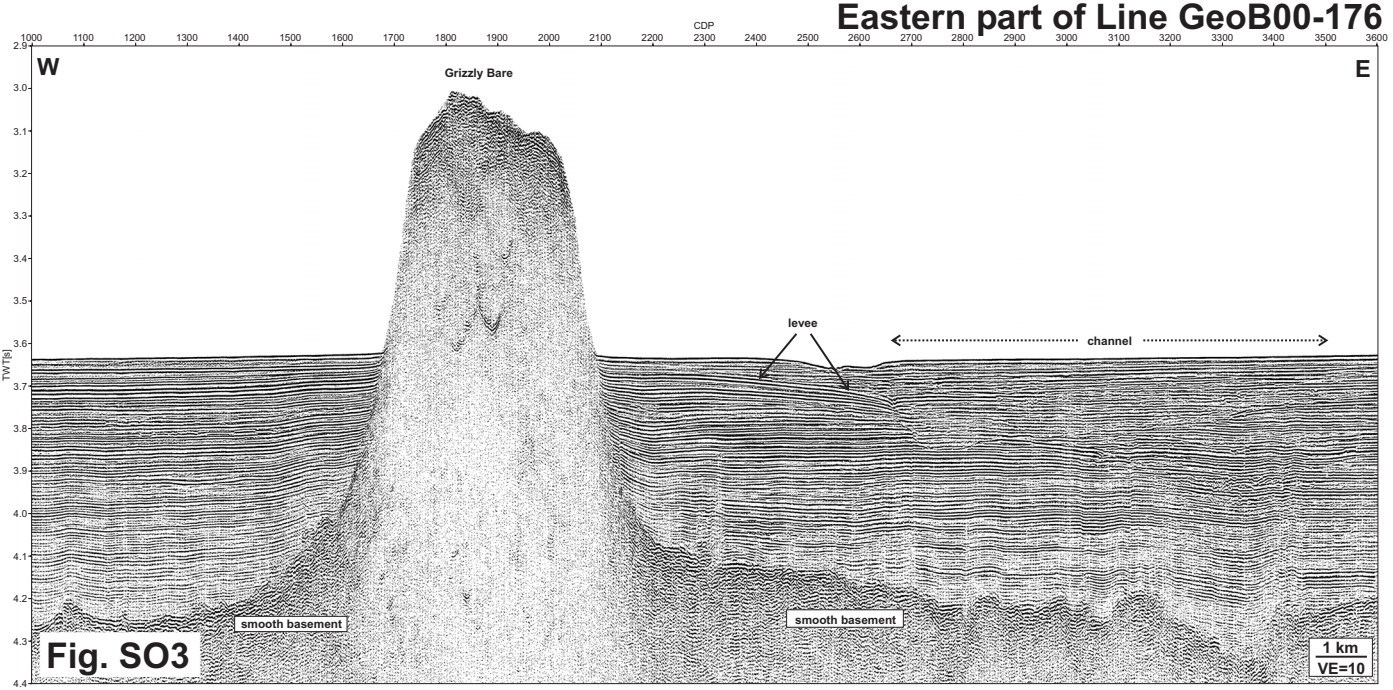




Southern Outcrops Bathymetry

Southern Outcrops Basement Map: Same depth and color scale as in Fig. SR3 (white areas are above sediment surface)

Eastern part of Line GeoB00-176



Observations and Results:

Sedimentation:

- Basement ridges produce barriers to terrigeneous turbidite sediments, which are distributed through channels (see channel-levee structures in Figures SR5 and SO3 and the sediment body trapped between two merging ridges in Fig. FR3)
- Sedimentation rates and sediment sources are different for areas between different basement ridges (compare sediment thickness in Figs SR4 and FR2, e.g. between 0.22 and 0.28 Ma)
- The age of the base of some major channels observed throughout the basin is appx. 0.28 Ma (Figs SR4, FR2)
- Differences in seismic signature on topographic highs are confined to narrow zones and are only partly explained by topographic control of sediment distribution (Fig. FR4, Spinelli et al., OS42A)

Tectonics and volcanism:

- Faults show evidence for off-axis tectonic crustal reorganization (Figs SR4, FR2)
- Growth fault propagation at Second Ridge ceased appx. 0.28 Ma ago whereas tectonic activity at First Ridge was more recent (Figs SR4, FR2)
- A significant change in basement structure is observed between Second Ridge (rough, with parallel ridges, Fig. SR3) and the Southern Outcrops (smooth, but local outcrops are more pronounced, Fig. SO1)

Fluid flow:

- Seismic washout zones at First Ridge (Fig. FR4) may be associated with fluid upflow (as observed at ODP Leg 168 Sites 1030 and 1031)
- Since independent evidence indicates that the Bares may either be recharging (Grizzly) or discharging (Baby) (Hutnak et al., S21A), knowledge of basement topography and sediment thickness is not sufficient to fully elucidate the nature of the flow (compare Figs SR2, SR3, SO1)
- Further investigating the nature of large-scale transport of fluid, matter and heat through the crust is one center piece of a new ODP drilling proposal (Fisher et al., proposed sites are denoted by stars in Figs SR3b, FR1)

Acknowledgements:
R/V Sonne Cruises So111 and So149 were funded by the German Ministry of Science and Technology (grants 03G111A/B, 03G149A). Support for this work was also provided by the National Science Foundation (NSF OCE-9819242 (A.T. Fisher)). Seismic processing was partly carried out with Seismic Un*x [*Stockwell*, Leading Edge, 16, 1045-1049, 1997]. Maps were created using Generic Mapping Tools (GMT) [*Wessel and Smith*, Eos, Trans. AGU, 72, 441, 445-446, 1991]. High quality core data were provided by the ODP Leg 168 Shipboard Scientific Party [Davis et al., Proc. ODP Init. Repts., 168, 1997]. A. Bobbitt at NOAA-PMEL kindly provided supplementary bathymetric data.

Second Ridge Bathymetry

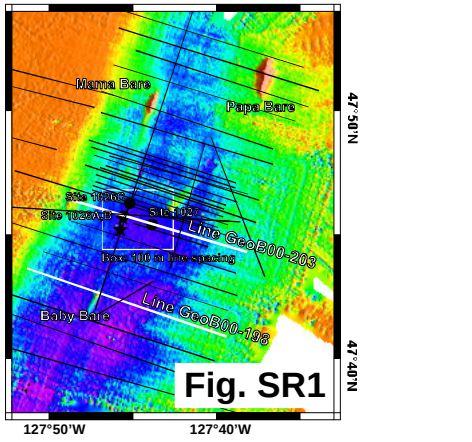


Fig. SR1

Second Ridge Sediment Thickness

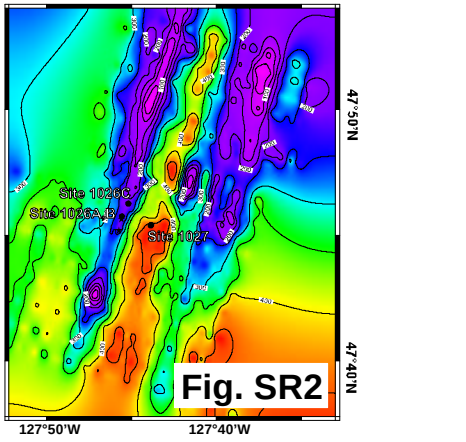


Fig. SR2

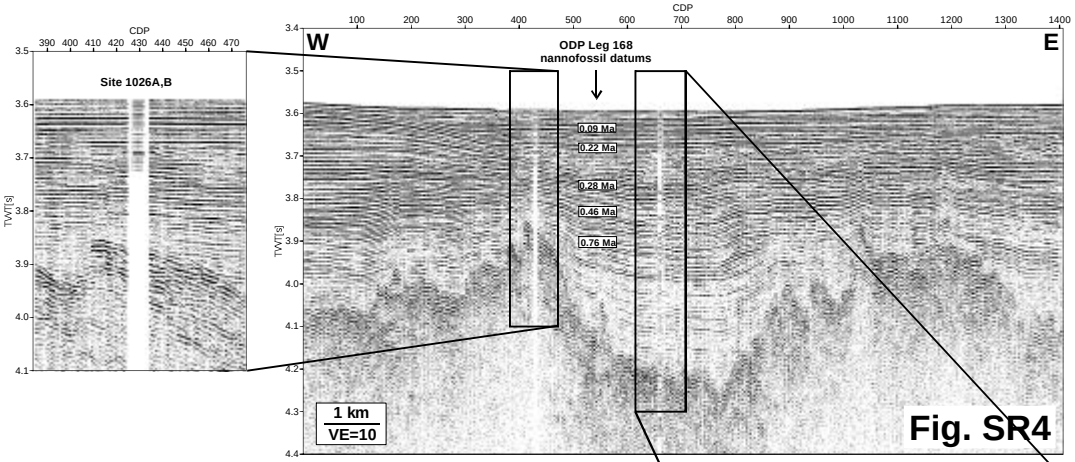


Fig. SR4

Line GeoB00-203

Second Ridge Area

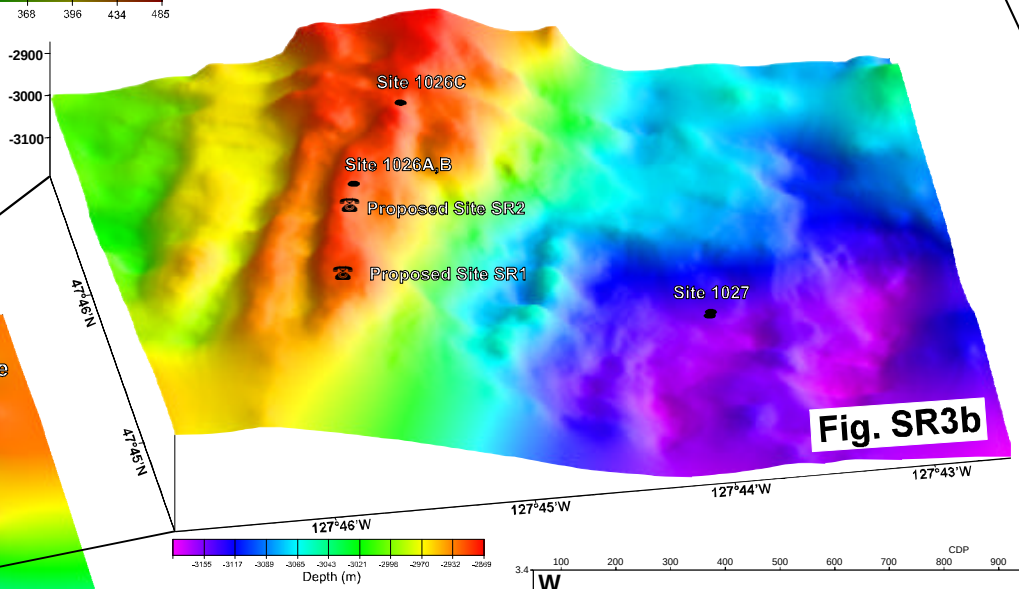
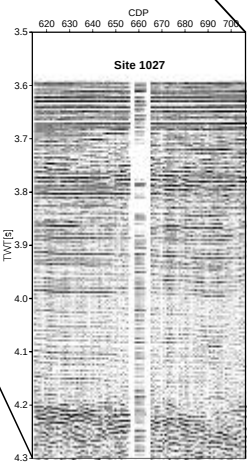


Fig. SR3b



Second Ridge Basement Map

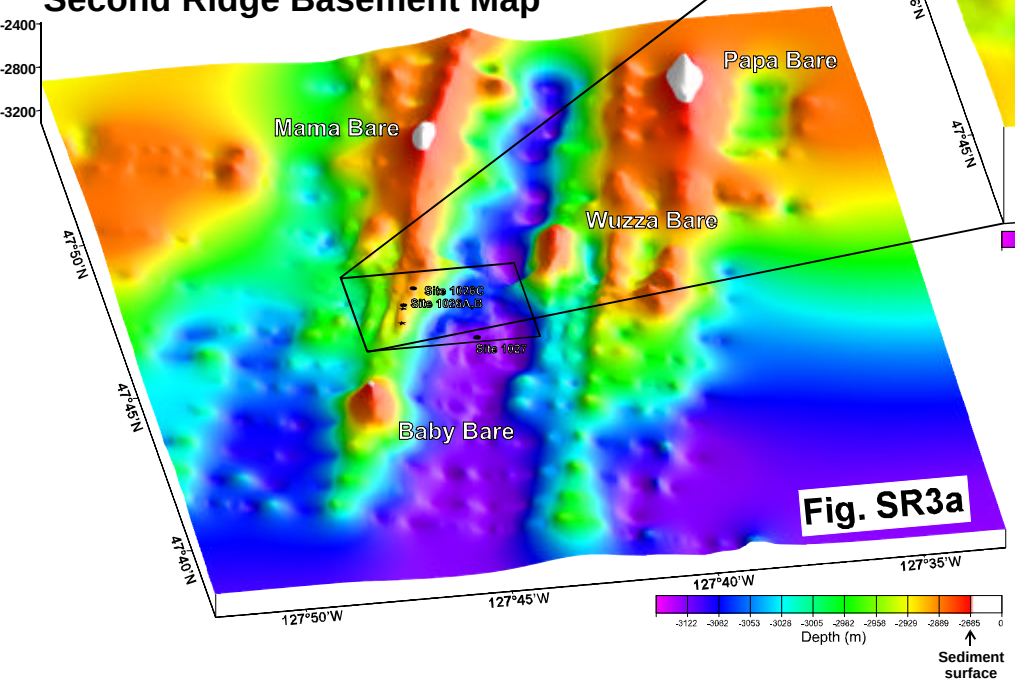


Fig. SR3a

Line GeoB00-198

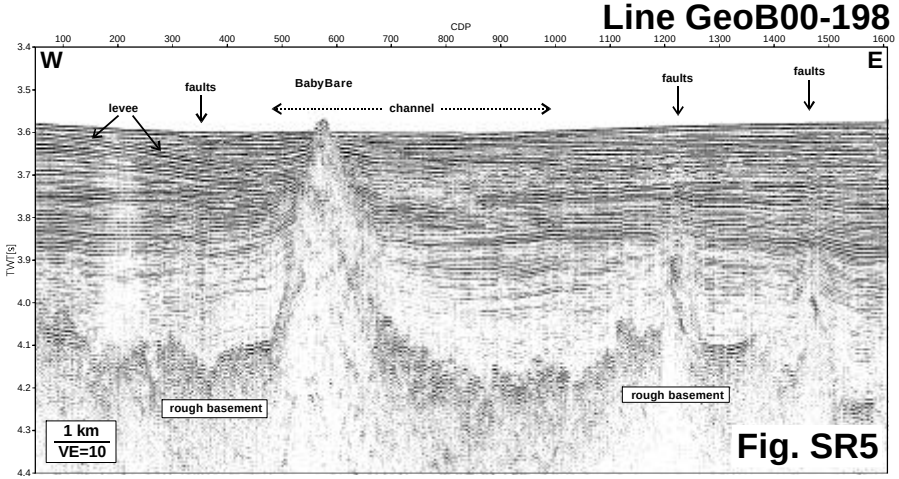
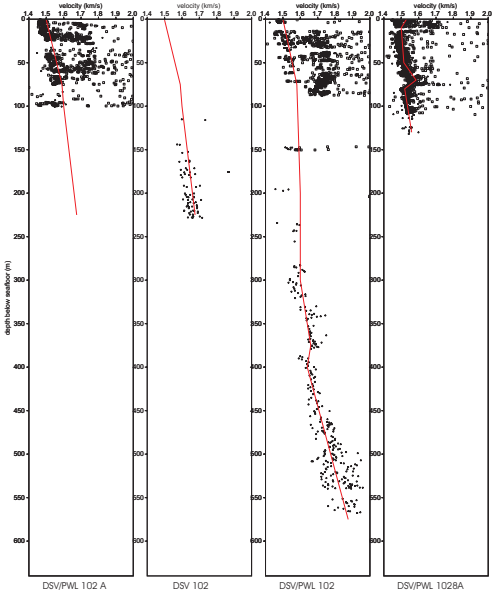
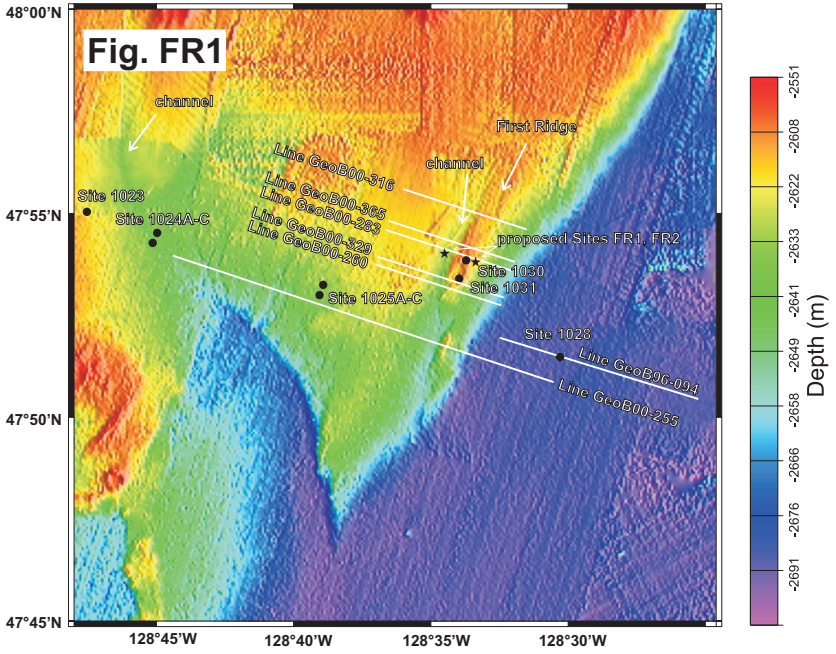


Fig. SR5

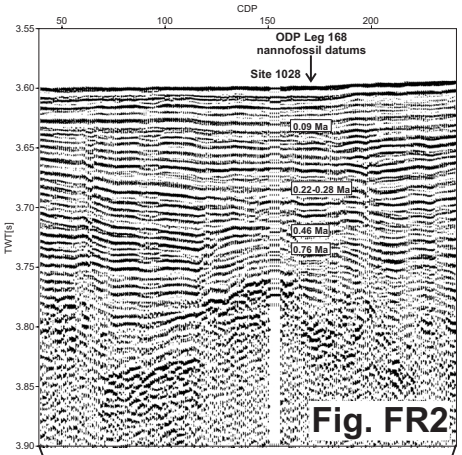


boxes: ODP Leg 168 PWL velocity data
dots: ODP Leg 168 DSV velocity data
solid lines: final velocity models from event modeling

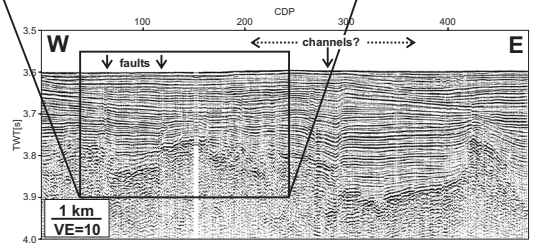
First Ridge Area



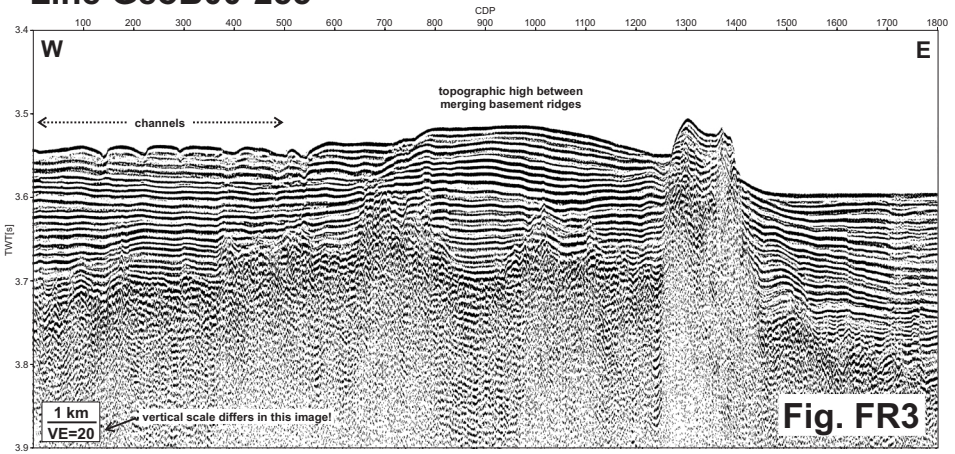
First Ridge Bathymetry



Line GeoB96-094



Line GeoB00-255



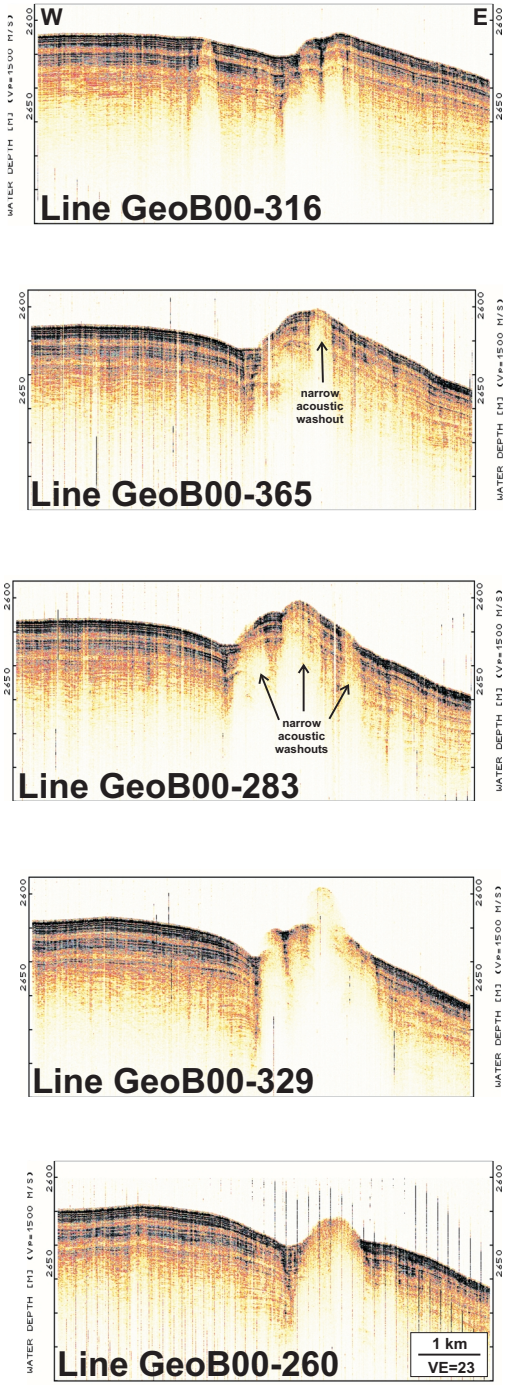
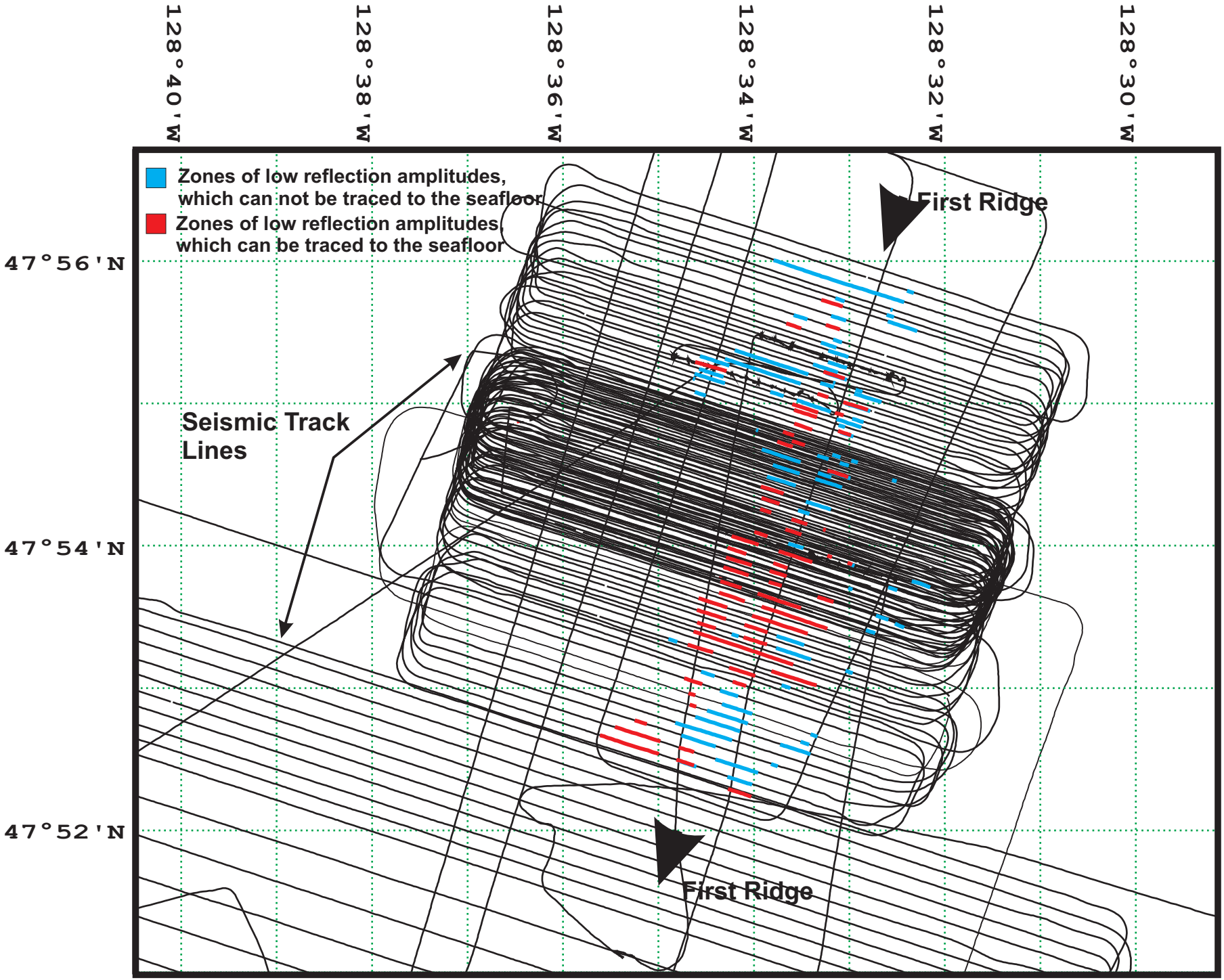


Fig. FR4 (Parasound data)


128°40'W
128°38'W
128°36'W
128°34'W
128°32'W
128°30'W
47°56'N
47°54'N
47°52'N
Zones of low reflection amplitudes, which can not be traced to the seafloor
Zones of low reflection amplitudes, which can be traced to the seafloor
Seismic Track Lines
First Ridge
First Ridge

Anhang C:

Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank

(A. Fisher, E. Davis, M. Hutnak, V. Spieß, L. Zühlsdorff, A. Cherkaoui, L. Christiansen, K. Edwards, R. Macdonald, H. Villinger, M. Mottl, G. Wheat, K. Becker)

Veröffentlicht in:

***Nature*, 421, 618-621, 2003**

photoreceptor, the conductor Fermi level, the barrier height, and the position of the semiconductor conduction band edges, (2) the ballistic mean free path of electrons, and (3) the physical and electronic coupling of the chromophore to the conductor for high absorbance and high electron transfer efficiency. The devices studied here represent only one of several different configurations of photovoltaics taking advantage of ballistic electron transport and internal electron emission in a photovoltaic device. For example, modifications of the structure to utilize hot hole injection (rather than hot electrons) in a p-type junction[9] would allow use of hole conducting polymers instead of inorganic semiconductors.

The IPCE and overall energy efficiency are limited by low dye coverage (8×10^{14} molecules cm^{-2}) and the resulting low photon absorption. Significant increases are expected with improved optical design (reduced surface reflection), decreased metal thickness, increased dye loading, and an engineered surface morphology with significantly higher surface area structured such that multiple passes through a dye-covered surface are possible for each photon. Although the ultimate efficiency of an optimized device based on the concept presented here is approximately the same as an ideal conventional semiconductor cell, there appear to be practical and economic advantages in terms of the wide choice of inexpensive, durable, and readily synthesized device materials that may be utilized. □

Methods

Device fabrication

Devices were fabricated on titanium foil substrates (Alfa Aesar), which served as ohmic back contacts. A 250-nm layer of titanium (99.9999%) was evaporated under vacuum onto the foil following cleaning and polishing (using 10 μm grit). A 200-nm layer of TiO_2 was grown on the substrate by thermal oxidation at 500 °C. The polycrystalline TiO_2 is predominately rutile phase, with oxygen vacancies giving rise to n-type doping. Au films were electrodeposited onto the TiO_2 from a solution containing 0.2 M KCN and 0.1 M AuCN at pH 14. The TiO_2 served as the working electrode, with a Pt wire counter electrode. A 100-ms galvanostatic pulse at -200 mA cm^{-2} was used to nucleate Au uniformly on the surface, followed by a periodic galvanostatic pulse train of 5 ms at $+0.2$ mA cm^{-2} and 5 ms at -1.7 mA cm^{-2} for 10 s to form a film ~10–50 nm thick. Photoactive merbromin (2,7-dibromo-5-(hydroxymercurio)fluorescein disodium salt, 5 mM in water) was adsorbed onto the surface by immersion at room temperature for 10–12 h, followed by rinsing in water.

Characterization

Current–voltage (I–V) curves were measured using a voltage ramp rate of 0.05 V s^{-1} in the dark and under illumination from a 250-W tungsten lamp (Oriel, 6129), with intensity measured using a radiometer (IL1700, International Light). The fill factor was calculated at 1,000 W m^{-2} by dividing the maximum product of current and voltage from the illuminated I–V curve by the product of open-circuit voltage and short-circuit current at the same illumination. The spectral response was determined using a 150-W Xe lamp and monochromator (Oriel 7240). IPCE was calculated from the current density under short-circuit conditions and the photon flux as measured by the radiometer. The optical absorbance (and absorption efficiency, $\eta_\gamma(\varepsilon_\gamma)$) of the dye on the device surface and dye photon absorption was determined from the transmission and reflectance of a device fabricated on a transparent substrate before and after application of the dye, using an integrating sphere (LabSphere) and fibre-optic coupled monochromator (Ocean Optics). Free-solution dye absorbance was measured with an optical spectrometer (UV-1610, Shimadzu). Dye loading was determined by detaching the dye from the activated device surface in 1 mM NaOH solution, and determining the amount removed from the difference in optical absorbance at 511 nm of the NaOH solution.

Received 17 July; accepted 18 November 2002; doi:10.1038/nature01316.

1. Chapin, D. M., Fuller, C. S. & Pearson, G. L. A new silicon p-n junction photocell for converting solar radiation into electrical power. *J. Appl. Phys.* **25,** 676–677 (1954).
2. Archer, M. D. & Hill, R. (eds) *Clean Electricity from Photovoltaics* (Series on Photoconversion of Solar Energy, **Vol. 1,** Imperial College Press, London, 2001).
3. Goetzberger, A. & Hebling, C. Photovoltaic materials, past, present, future. *Sol. Energy Mater. Sol. Cells* **62,** 1–19 (2000).
4. Seah, M. P. & Dench, W. A. Quantitative electron spectroscopy of surfaces: a standard data base for electron inelastic mean free paths in solids. *Surf. Interf. Anal.* **1,** 2–11 (1979).
5. Frese, K. W. & Chen, C. Theoretical models of hot carrier effects at metal-semiconductor electrodes. *J. Electrochem. Soc.* **139,** 3234–3249 (1992).
6. Grätzel, M. Photoelectrochemical cells. *Nature* **414,** 338–344 (2001).
7. Green, M. A., Emery, K., King, D. L., Igari, S. & Warta, W. Solar cell efficiency tables (version 17). *Prog. Photovolt. Res. Applic.* **9,** 49–56 (2001).
8. Sze, S. M. *Physics of Semiconductor Devices* 2nd edn, Ch. 14 (Wiley & Sons, New York, 1981).
9. Nienhaus, H. *et al.* Electron-hole pair creation at Ag and Cu surfaces by adsorption of atomic hydrogen and deuterium. *Phys. Rev. Lett.* **82,** 446–448 (1999).

Acknowledgements We thank M. White, A. Tavakkoly, A. Kochhar, N. Shigeoka, G. Stucky and W. Siripala for technical assistance and discussions. The project was supported by Adrena Inc. Financial support for J.T. was provided by the NSF-MRSEC funded Materials Research Laboratory (UCSB).

Competing interests statement The authors declare competing financial interests: details accompany the paper on *Nature*'s website (http://www.nature.com/nature).

Correspondence and requests for materials should be addressed to E.W.M. (e-mail: mcfar@engineering.ucsb.edu).

Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank

A. T. Fisher*†, E. E. Davis‡, M. Hutnak*, V. Spiess§, L. Zühlsdorff§, A. Cherkaoui*, L. Christiansen‖, K. Edwards¶, R. Macdonald‡, H. Villinger§, M. J. Mottl#, C. G. Wheat☆ & K. Becker¶

** Earth Sciences Department, † Institute for Geophysics and Planetary Physics, University of California, Santa Cruz, California 95064, USA*
‡ Pacific Geoscience Center, Geological Survey of Canada, Sydney, British Columbia V8L 4B2, Canada
§ Earth Sciences Department, University of Bremen, Bremen D-28359, Germany
‖ Department of Earth and Planetary Sciences, Johns Hopkins University, Baltimore, Maryland 21218, USA
¶ Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami, Florida 33149, USA
School of Earth and Ocean Science and Technology, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii 96822, USA
☆ Global Undersea Research Unit, University of Alaska, Fairbanks, Alaska 99775, USA

Hydrothermal circulation within the sea floor, through lithosphere older than one million years (Myr), is responsible for 30% of the energy released from plate cooling, and for 70% of the global heat flow anomaly (the difference between observed thermal output and that predicted by conductive cooling models)[1,2]. Hydrothermal fluids remove significant amounts of heat from the oceanic lithosphere for plates typically up to about 65 Myr old[3,4]. But in view of the relatively impermeable sediments that cover most ridge flanks[5], it has been difficult to explain how these fluids transport heat from the crust to the ocean. Here we present results of swath mapping, heat flow, geochemistry and seismic surveys from the young eastern flank of the Juan de Fuca ridge, which show that isolated basement outcrops penetrating through thick sediments guide hydrothermal discharge and recharge between sites separated by more than 50 km. Our analyses reveal distinct thermal patterns at the sea floor adjacent to recharging and discharging outcrops. We find that such a circulation through basement outcrops can be sustained in a setting of pressure differences and crustal properties as reported in independent observations and modelling studies.

Hydrothermal circulation on ridge flanks (crust older than 1 Myr) advects lithospheric heat from much of the sea floor, contributing to enormous fluxes of fluid, energy and solutes[1,6,7]. It is easy for fluid to enter and leave the crustal reservoir on most young sea floor, where sediment cover is incomplete and permeable basement rocks are widely exposed, but mechanisms by which fluids penetrate through thick and more continuous sediments have remained enigmatic[5]. The primary difficulty is that forces available to drive hydrothermal circulation on ridge flanks are modest[7–10], being limited mainly to the difference in fluid pressures below

columns of recharging (cool) and discharging (warm) fluid. Sediment permeabilities are typically so low that even a few tens of metres of sediment cover will reduce seepage to rates that are incapable of liberating significant quantities of lithospheric heat[7,8]. Even sites located below areas of relatively rapid sedimentation may lose a considerable fraction of their heat advectively[11], but it has not been shown previously how hydrothermal fluids move across the thick sediment layer at rates sufficiently rapid to efficiently cool the oceanic crust over vast areas.

Ocean Drilling Program (ODP) Leg 168 investigated ridge-flank hydrothermal processes along an 80-km transect of sites east of the Juan de Fuca ridge[12] (Fig. 1a). Sediment cover over basement in this area is almost continuous at distances >20 km from the active spreading centre because of proximity to North America, a source for turbidites during Pleistocene glacial maxima. Pore fluids collected from just above basement along this transect[12], and recovered from an overpressured hole at Site 1026 that penetrated a buried basement ridge below 250 m of sediment[13] (Fig. 1b), were analysed for composition and ^{14}C age[14]. There is a general progression in fluid evolution along the western part of the drilling transect, as reaction temperatures rise, and ^{14}C ages increase from 1.0 to 9.9 thousand years (kyr) (relative to present bottom water) at distances of 3.3 to 14.6 km from the point of sediment onlap, respectively (Fig. 1a). But fluids collected from Site 1026 at the eastern end of the transect have a ^{14}C age of only 4.3 kyr, indicating that these waters could not have recharged near the western end of the drilling transect.

Swath map coverage of the region is extensive (Fig. 1b), and there are no known outcrops between exposed basement close to the spreading centre and Site 1026 that could have permitted recharge of younger water. There are several basaltic outcrops near Site 1026 (Fig. 1b) that are known sites of hydrothermal discharge[15–17]. The Baby Bare outcrop has been surveyed by surface ship, submersible, and remotely operated vehicle, and numerous vent sites have been located[16,18]. Baby Bare heat output is 2–20 MW, and the discharge flux of hydrothermal fluid is 4–13 l s^{-1} (refs 16, 19). Although Baby Bare rises just 65 m above the surrounding sea floor (Fig. 1c), the basaltic edifice is substantial, rising 600 m above regional basement (Fig. 2a).

Co-located heat-flow and seismic measurements across Baby

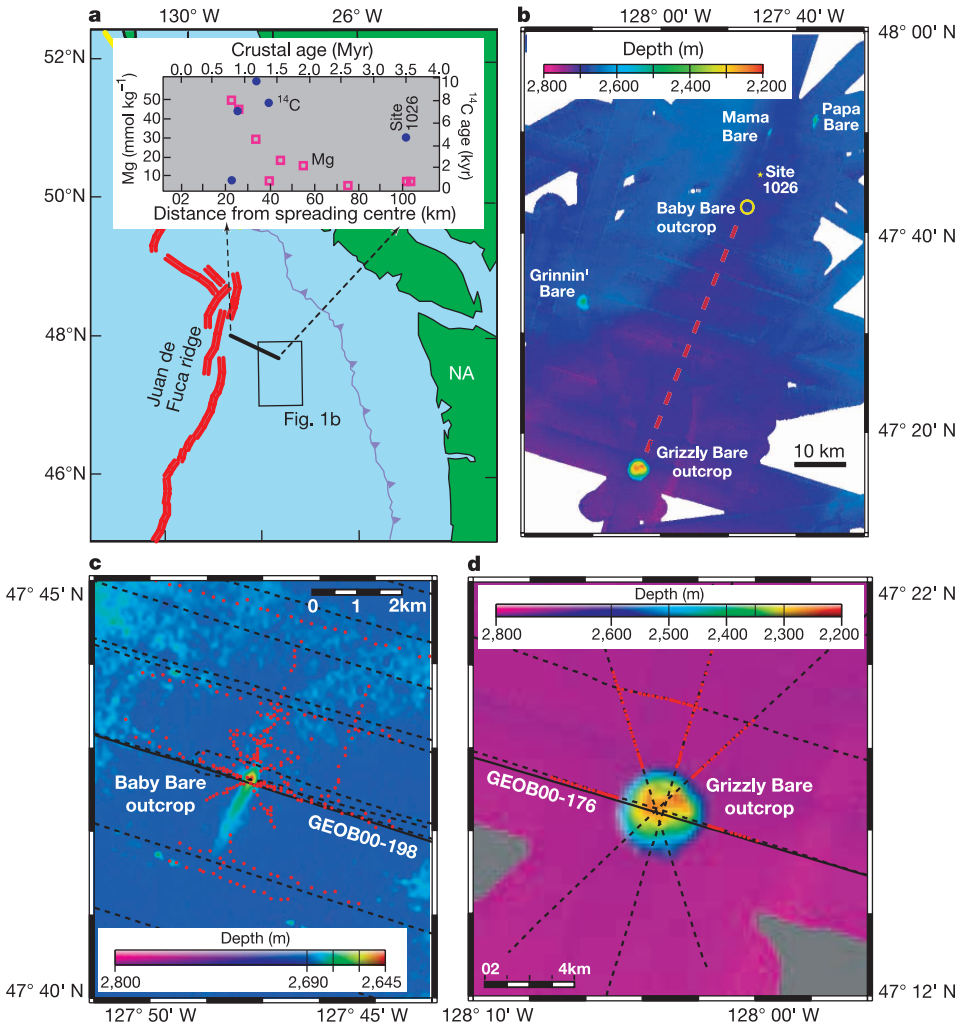


Figure 1 Maps of field area on the eastern flank of Juan de Fuca ridge, and selected geochemical data collected during ODP Leg 168[12]. **a**, Regional index map showing spreading ridges (red) and subduction zone (purple). NA, North America. Thick black line is Leg 168 transect. Inset, Mg concentrations and ^{14}C ages from upper basement pore fluids[14]. **b**, Swath map bathymetry showing locations of outcrops and ODP Site 1026 (star). Dashed red line indicates buried basement ridge, subparallel to spreading centre to the west, that runs between several outcrops and ODP Site 1026. **c**, Bathymetric detail around Baby Bare outcrop, showing locations of seismic profiles (black lines) and heat-flow measurements (red dots). Seismic profile GEOB00-198 (solid line) is shown in Fig. 2a. **d**, Bathymetric detail around Grizzly Bare outcrop. Symbols as in **c**. Seismic profile GEOB00-176 is shown in Fig. 2b.

Bare illustrate the local influence of fluid venting on the thermal state of the crust (Fig. 2a). Heat flow away from the outcrop is consistent with conductive cooling models for sea floor of this age, after correcting for sedimentation[20]. Heat flow is considerably greater within a few hundred metres of the outcrop, rising above $1\,W\,m^{-2}$. We have calculated isotherm depths near the outcrop by continuing sea-floor heat-flow values downwards to upper basement, on the basis of thermal and seismic data (Fig. 2a). Isotherms are generally subparallel to the sediment–basement interface until very close to the outcrop, with an upper basement temperature of about 65 °C, near that measured at Site 1026[13]. The rise in heat flow near the outcrop results from maintenance of nearly isothermal basement temperatures as sediment thins, indicating extremely vigorous local circulation.

Fluid seepage downwards through sediments near Baby Bare outcrop cannot recharge warm springs discharging on this feature. The youthful ^{14}C age of shallow basement fluids[14] would require a recharge velocity of at least $10\,cm\,yr^{-1}$, given typical sediment thickness. Geochemical analyses of pore fluids collected well away from basement highs in this area indicate diffusive and reactive conditions throughout the thick sediment layer, with no evidence for vertical advection[12,21]. These analyses are sensitive to fluid velocities $\geq 0.1\,mm\,yr^{-1}$, and thus an area of $1{,}500\,km^2$ around Baby Bare outcrop (a radial distance of 22 km) would be required to support discharge of $5\,l\,s^{-1}$. Even assuming a recharge velocity of $0.1\,mm\,yr^{-1}$, sediment properties[8,12] would require a much greater differential pressure than observed regionally[8,9,22] to draw bottom sea water downward through the sediment layer and into basement.

Sulphate compositions of Baby Bare vent fluids require recharge through basaltic outcrops[21]. There is no thermal or geochemical evidence for hydrothermal recharge through outcrops close to Baby Bare, but a consistent trend in the composition of basement pore fluids from south to north along the buried basement ridge below Baby Bare and Site 1026[23] indicates that recharge may occur to the south. We investigated the hydrogeology of the two closest outcrops south of Baby Bare. Heat-flow observations around the Grinnin' Bare outcrop, 35 km southwest of Baby Bare (Fig. 1b), are also indicative of fluid venting, but the Grizzly Bare outcrop, 52 km south-southwest of Baby Bare, hosts a contrasting thermal regime

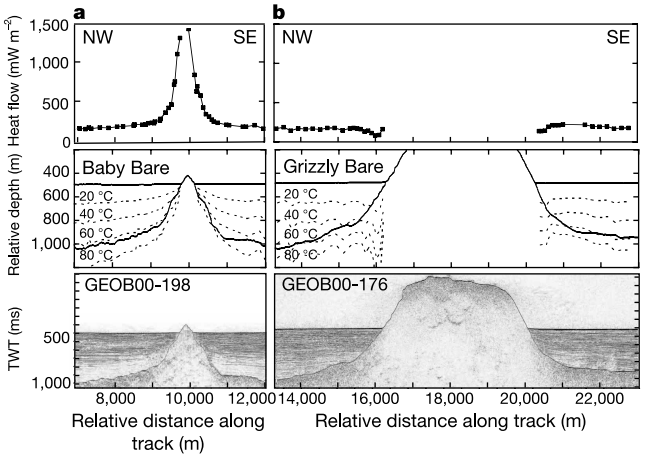


Figure 2 Heat-flow values, isotherms and seismic profiles across the Baby Bare and Grizzly Bare outcrops. Heat-flow values are those that are not on the outcrops and are within 100 m of the seismic lines. Typical sediment thickness away from the outcrops is about 500 m. Heat-flow values away from the outcrops are consistent with conductive cooling models for 3.5-Myr-old sea floor, after correcting for sedimentation[20], and upper basement temperatures are about 65 °C. **a**, Isotherms are subparallel to the sediment–basement interface in the vicinity of the Baby Bare outcrop, rising with basement abruptly near the outcrop. Isotherm locations are approximate, being based on the assumption of locally conductive conditions. **b**, Heat flow decreases near the edge of Grizzly Bare outcrop, and basement temperatures remain depressed out to a distance of several kilometres from the area of basement exposure. Local variations in heat flow—for example, the single elevated value adjacent to the northwest side of Grizzly Bare outcrop—are likely to result from irregularities in aquifer geometry and properties, and are most common where sediment cover is thin.

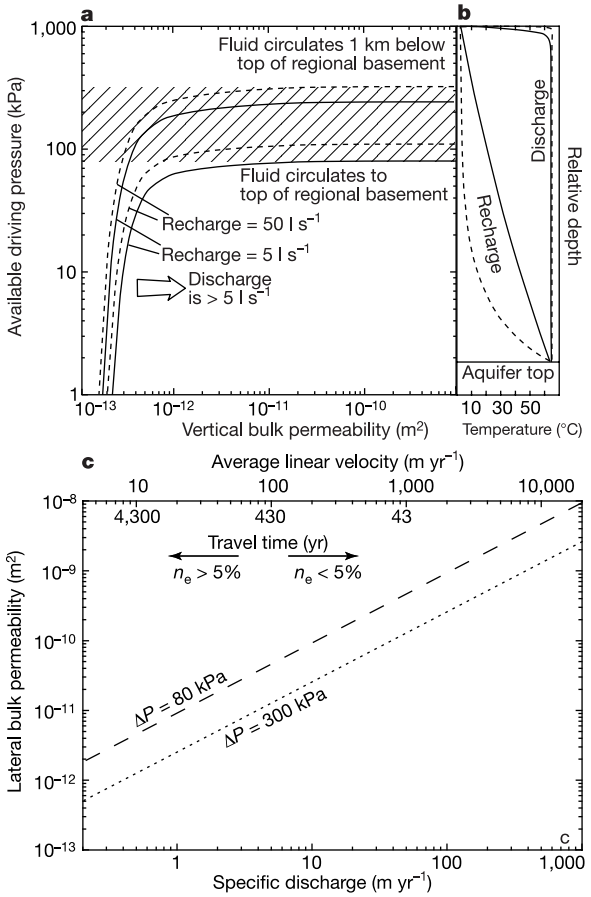


Figure 3 Calculated pressures available to drive large-scale lateral fluid flow, thermal profiles within outcrops, and lateral bulk permeabilities within basement between outcrops. **a**, Pressures available to drive large-scale lateral fluid flow within basement between Grizzly Bare (recharge) and Baby Bare (discharge) outcrops, based on the difference between pressures at the base of recharging and discharging columns of fluid. Calculations were completed for discharge of $5\,l\,s^{-1}$, and for recharge of $5\,l\,s^{-1}$ (solid line) and $50\,l\,s^{-1}$ (dashed line). The lower values in each case indicate results for fluid circulation to the top of regional basement, and the higher values show results for flow at a depth of 1 km below top of regional basement. Vertical permeabilities $<10^{-12}\,m^2$ would result in considerable energy being lost during ascent and descent, leaving less differential pressure to drive lateral flow at depth. Shaded band indicates range of driving pressures based on vertical permeability $>10^{-12}\,m^2$. Higher discharge values[19] would move the curves to the right, as indicated by the arrow, but would not change the pressure available to drive large-scale, lateral flow. **b**, Vertical thermal profiles at recharge and discharge sites were calculated using a one-dimensional model of heat and fluid flow[24], and volume fluxes of $5\,l\,s^{-1}$ (solid line) or $50\,l\,s^{-1}$ (dashed line). The calculated discharge profiles are more isothermal than the recharge profiles because the fluid is assumed to pass through a much smaller cross-sectional area at Baby Bare outcrop than at Grizzly Bare outcrop. **c**, Lateral bulk permeability required between the outcrops as a function of volume flow/area. Travel times and average linear velocities shown on upper axis are for an effective porosity, n_e, of 5%; higher or lower values would shift the upper axis as indicated with the arrows. The actual fluid travel time between outcrops cannot be greater than that the ^{14}C age of 4.3 kyr (ref. 14), but considerably shorter times are indicated once dispersive loss during flow is considered[25–27].

(Figs 1 and 2b). Heat flow away from Grizzly Bare is consistent with crustal age, but values drop abruptly by 50% adjacent to the outcrop. Isotherms within uppermost basement around Grizzly Bare are suppressed relative to those at Baby Bare out to several kilometres from the edge of basement exposure (Fig. 2b). These observations indicate that recharge of cold sea water cools the basement rocks. On the basis of geochemical observations[14,23] and a lack of other recharge or discharge sites between the two outcrops, we infer that some of the water recharging Grizzly Bare flows north-northeast and vents at the Baby Bare outcrop 52 km away.

To test whether this hydrogeologic interpretation is reasonable, we quantify available forces and basement properties necessary to drive fluid flow at rates consistent with observations (Fig. 3). In the absence of recent volcanism[18], driving forces responsible for large-scale lateral flow on ridge flanks are limited to the difference in pressure between recharging (cool) and discharging (warm) columns of water[9], $\Delta P = g\int_0^z \Delta\rho(z)\mathrm{d}z$, where g is the acceleration due to gravity, $\Delta\rho(z)$ is the difference in fluid density, and z is the height of recharging and discharging water columns. We calculate the pressure difference using a one-dimensional model of coupled heat and fluid flow with fixed upper and lower boundary temperatures[24], 2 °C and 65 °C, respectively. We use a hydrothermal discharge flux of $5\,\mathrm{l\,s^{-1}}$ (ref. 16), and recharge fluxes of $5\,\mathrm{l\,s^{-1}}$ and $50\,\mathrm{l\,s^{-1}}$. The first case presumes that all recharge at Grizzly Bare circulates to Baby Bare, whereas the second case supposes that only 10% of recharge follows that path (the rest venting elsewhere). We subtract the energy lost during vertical flow, using Darcy's law and assuming that recharge and discharge are distributed evenly across the outcrop surfaces. We make these calculations for various depths into basement, and show results for two extreme cases: fluid flows laterally at the top of regional basement (600 m below the sea floor), and fluid flows laterally 1,000 m into regional basement (1,600 m below the sea floor).

If vertical permeability within the two outcrops were $\leq 10^{-13}\,\mathrm{m^2}$, all energy available to drive lateral flow would be lost during fluid descent and ascent (Fig. 3a). At vertical permeabilities $\geq 10^{-12}\,\mathrm{m^2}$, little energy is lost during fluid descent and ascent, and 80–300 kPa could be available to drive lateral flow between the outcrops (Fig. 3a). The ^{14}C age of basement water from Site 1026 (4.3 kyr; ref. 14), which is geochemically very similar to Baby Bare vent fluids[23], provides an upper limit for the travel time between Grizzly Bare and Baby Bare. Studies of groundwater age demonstrate that large corrections are needed to account for dispersive losses between layers hosting the most significant flow and the stagnant layers around them[25–27]. Particularly within heterogeneous, fractured aquifers, corrections of the order of 10 to 100 times or more are required. If the actual travel time between outcrops is 4.3 kyr (no dispersive loss), and the driving pressure is 80–300 kPa, lateral bulk permeability of $\geq 10^{-12}\,\mathrm{m^2}$ is required (Fig. 3c). If the dispersive correction is 100 times, then bulk permeability would need to be $10^{-10}\,\mathrm{m^2}$ and the travel time between outcrops would be only about 40 yr (Fig. 3c).

Permeability values in upper basement of $\geq 10^{-12}\,\mathrm{m^2}$ were determined by borehole measurements at Site 1026[13], and values $\geq 10^{-10}\,\mathrm{m^2}$ were estimated on the basis of analysis of formation tidal response and considerations of thermal homogeneity[10,22]. Thus there is sufficient basement permeability and a large enough driving force to allow water recharging at the Grizzly Bare outcrop to discharge at the Baby Bare outcrop, 52 km to the north-northwest. Bulk permeability may be enhanced in this direction (subparallel to the spreading axis to the west) by faults and fractures in the crust developed during and after crustal creation. Sea-floor heat-flow values away from outcrops in the study area do not indicate a significant regional heat-flow deficit, as observed on most young ridge flanks[3,4], so the fluid flux through upper basement must be relatively modest. This is probably a result of the thick and mostly continuous sediment cover that isolates much of the basement aquifer from easy communication with the overlying ocean.

Seamounts and other basement outcrops are common features on a global basis[28,29], and the processes documented by this study illustrate how hydrogeologic communication between the hydrothermal entry and exit points is possible over large distances. This explains how much of the sea floor, which is typified by a greater density of basement outcrops than found on the eastern Juan de Fuca ridge flank, can experience pervasive advective heat loss even while sealed locally below thick sediments. □

Received 4 September; accepted 26 November 2002; doi:10.1038/nature01352.

1. Elderfield, H. & Schultz, A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **24,** 191–224 (1996).
2. Sclater, J. G., Jaupart, C. & Galson, D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. *Rev. Geophys. Space Phys.* **18,** 269–311 (1980).
3. Parsons, B. & Sclater, J. G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* **82,** 803–829 (1977).
4. Stein, C. & Stein, S. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature* **359,** 123–129 (1992).
5. Jacobson, R. S. Impact of crustal evolution on changes of the seismic properties of the uppermost oceanic crust. *Rev. Geophys.* **30,** 23–42 (1992).
6. Williams, D. L. & Von Herzen, R. P. Heat loss from the earth: new estimate. *Geology* **2,** 327–328 (1974).
7. Mottl, M. J. & Wheat, C. G. Hydrothermal circulation through mid-ocean ridge flanks: fluxes of heat and magnesium. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58,** 2225–2237 (1994).
8. Giambalvo, E., Fisher, A. T., Darty, L., Martin, J. T. & Lowell, R. P. Origin of elevated sediment permeability in a hydrothermal seepage zone, eastern flank of Juan de Fuca Ridge, and implications for transport of fluid and heat. *J. Geophys. Res.* **105,** 913–928 (2000).
9. Fisher, A. & Becker, K. Channelized fluid flow in oceanic crust reconciles heat-flow and permeability data. *Nature* **403,** 71–74 (2000).
10. Davis, E. E. & Becker, K. Observations of natural-state fluid pressures and temperatures in young oceanic crust and inferences regarding hydrothermal circulation. *Earth. Planet. Sci. Lett.* (in the press).
11. Baker, P., Stout, P., Kastner, M. & Elderfield, H. Large-scale lateral advection of seawater through oceanic crust in the central equatorial Pacific. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **105,** 522–533 (1991).
12. Davis, E. E., Fisher, A. T., Firth, J. *Proc. ODP Init. Rep.* **Leg 168** (1997).
13. Fisher, A. T., Becker, K. & Davis, E. E. The permeability of young oceanic crust east of Juan de Fuca Ridge determined using borehole thermal measurements. *Geophys. Res. Lett.* **24,** 1311–1314 (1997).
14. Elderfield, H., Wheat, C. G., Mottl, M. J., Monnin, C. & Spiro, B. Fluid and geochemical transport through oceanic crust: a transect across the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **172,** 151–165 (1999).
15. Davis, E. E. *et al.* FlankFlux: an experiment to study the nature of hydrothermal circulation in young oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.* **29,** 925–952 (1992).
16. Mottl, M. J. *et al.* Warm springs discovered on 3.5 Ma oceanic crust, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Geology* **26,** 51–54 (1998).
17. Wheat, C. G. & Mottl, M. Composition of pore and spring waters from Baby Bare: global implications of geochemical fluxes from a ridge flank hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64,** 629–642 (2000).
18. Becker, N. C., Wheat, C. G., Mottl, M. J., Karsten, J. & Davis, E. E. A geological and geophysical investigation of Baby Bare, locus of a ridge flank hydrothermal system in the Cascadia Basin. *J. Geophys. Res.* **105,** 23557–23568 (2000).
19. Thomson, R. E., Davis, E. E. & Burd, B. J. Hydrothermal venting and geothermal heating in Cascadia Basin. *J. Geophys. Res.* **100,** 6121–6141 (1995).
20. Davis, E. E. *et al.* Regional heat-flow variations across the sedimented Juan de Fuca Ridge eastern flank: constraints on lithospheric cooling and lateral hydrothermal heat transport. *J. Geophys. Res.* **104,** 17675–17688 (1999).
21. Wheat, C. G. & Mottl, M. J. Hydrothermal circulation, Juan de Fuca Ridge eastern flank: factors controlling basement water composition. *J. Geophys. Res.* **99,** 3067–3080 (1994).
22. Davis, E. E., Wang, K., Becker, K. & Thompson, R. E. Formation-scale hydraulic and mechanical properties of oceanic crust inferred from pore-pressure response to periodic seafloor loading. *J. Geophys. Res.* **105,** 13423–13435 (2000).
23. Wheat, C. G., Elderfield, H., Mottl, M. J. & Monnin, C. Chemical composition of basement fluids within an oceanic ridge flank: implications for along-strike and across-strike hydrothermal circulation. *J. Geophys. Res.* **105,** 13437–13447 (2000).
24. Bredehoeft, J. D. & Papadopulos, I. S. Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile. *Wat. Resour. Res.* **1,** 325–328 (1965).
25. Sanford, W. E. Correcting for diffusion in carbon-14 dating of ground water. *Ground Wat.* **35,** 357–361 (1997).
26. Bethke, C. M. & Johnson, T. M. Paradox of groundwater age. *Geology* **30,** 107–110 (2002).
27. Shapiro, A. M. Effective matrix diffusion in kilometer-scale transport in fractured rock. *Wat. Resour. Res.* **37,** 507–522 (2001).
28. Wessel, P. Global distribution of seamounts inferred from gridded Geosat/ERS-1 altimetry. *J. Geophys. Res.* **106,** 19431–19442 (2001).
29. Villinger, H., Grevemeyer, I., Kaul, N., Hauschild, J. & Pfender, M. Hydrothermal heat flux through aged oceanic crust: where does the heat escape? *Earth. Planet. Sci. Lett.* **202,** 159–170 (2002).

Acknowledgements This work was supported by the NSF, LANL/CULAR, and IGPP at UCSC.

Competing interests statement The authors declare that they have no competing financial interests.

Correspondence and requests for materials should be addressed to A.F. (e-mail: afisher@es.ucsc.edu).

Anhang D:

Auswahl aus der Medienresonanz auf die Veröffentlichung in *Nature* (siehe Anhang C)

Inhalt:

1. Abschrift eines Interviews im Deutschlandfunk mit L. Zühlsdorff
2. Bremer Weserkurier
3. Die Welt
4. Frankfurter Rundschau
5. Mannheimer Morgen
6. Berliner Tagesspiegel
7. Science Ticker online
8. Wissen online
9. Vista Verde online



Forschung aktuell | Aus Naturwissenschaft und Technik

6.2.2003

Ozeanische Fußbodenheizung

US-amerikanische und deutsche Geologen untersuchen Wasserzirkulation durch Erdkruste



Geologie. - Die Ozeane haben so etwas wie eine Fußbodenheizung. Das haben US-amerikanische und deutsche Geologen jetzt eindeutig nachgewiesen und in der aktuellen Ausgabe von „Nature" veröffentlicht. Das Ozeanwasser wird an Erhebungen in die durchlässige Erdkruste eingesaugt, dort erwärmt und an anderer Stelle wieder ausgestoßen. Die Untersuchung stellt einen Beitrag zum Verständnis des irdischen Wärmehaushalts dar. Mit dem Co-Autor Lars Zühlsdorff vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen sprach Gerd Pasch.

Pasch: Welches war Ihr Anteil?

Zühlsdorf: Wir hatten einige Vorabinformationen durch frühere Expeditionen vorliegen, die uns zum Glück geholfen haben. Wir kannten die Situation, dass sich das Wasser relativ leicht durch die ozeanische Kruste bewegen kann, aber sehr viel schwieriger durch die recht wasserundurchlässigen Sedimente, die sich auf dieser Kruste abgelagert haben. Wenn das Wasser also entweder raus aus der Kruste oder rein in die Kruste will, dann muss es irgendwie durch diese Sedimentpakete durch. Das geht am besten an Stellen, an denen die durchlässige Kruste Berge bildet, die oben wie ein Wasserleiter aus den Sedimente herausschaut. Und da hier haben unsere amerikanische Kollegen ganz gezielt und systematisch solch Krustenerhebungen untersucht und haben dort mit thermischen Methoden nachgewiesen, dass dort entweder Wasser austritt oder Wasser eingesaugt wird. Und weil man für solche thermischen Untersuchungen Informationen über die Sedimentmächtigkeit braucht, und das genau die Art von Informationen ist, die unsere Bremer Gruppe mit dem Forschungsschiff "Sonne" liefern konnte, haben wir natürlich dort zusammengearbeitet.

Pasch: Was haben Sie festgestellt?

Zühlsdorf: Wir haben festgestellt, dass es dort einen in sich geschlossenen Wasserkreislauf gibt, und um diesen am Laufen zu halten, braucht man im wesentlichen zwei Dinge. Einerseits einen Durchgang, durch den sich das Wasser bewegen lässt, und andererseits eine Kraft, die die Bewegung antreibt. Und der Durchgang in diesem Falle ist dadurch gegeben, dass die Kruste durchlässig für Wasser ist, und an den Krustenbergen Wasser auch

related links
- Wissenschaft
- Aktuelle Sendung
- Manuskripte der letzten 30 Tage
- Manuskripte seit Januar 2001
- Manuskripte 1997-2000
- Archiv: Meldungen
- Computer & Kommunikation
- Wissenschaft im Brennpunkt
- Die Sternzeit
- **Schwerpunkt Stammzellen-Forschung**
- BSE-Sonderseite
- Forschung aktuell als CD-ROM.

vertikal durch die Sediment transportiert werden kann. Und die antreibende Kraft, die dazu nötig ist, entsteht dadurch, dass das Wasser, das in einen dieser Berge eindringt, kalt ist, und vor dem Austritt durch einen anderen Berg in der Kruste aufgeheizt werden. Und somit sind die Wassersäulen über diesen beiden Krustenbergen unterschiedlich warm, und damit unterschiedlich schwer, und dadurch ergibt sich dann letztendlich die Druckdifferenz, die diesen Kühlkreislauf antreibt.

Pasch: Mit welchen Instrumenten haben sie das festgestellt?

Zühlsdorf: Man kann verschiedenen Methoden anwenden, um Fluidaufstieg oder eben Fluideindringen in die Kruste nachzuweisen. Das eine sind chemische Methoden, und in diesem Fall ist der Effekt so groß, dass man das auch mit thermischen Methoden nachweisen kann. Letztendlich haben die amerikanische Kollegen gemessen, wie viel Wärmeenergie von der Kruste an bestimmten Stellen abgegeben wird, und das ist eben dort, wo das Wasser aus diesen Bergen herauskommt mehr und an den Stellen, wo das kalte Wasser in die Kruste eindringt, eben weniger. Und unser Beitrag dazu war eben die Sedimentmächtigkeits-Information zu liefern, die nötig ist, um diese Wärmedaten, die gemessen wurden, auch interpretieren zu können. Weil die eben sehr stark davon abhängen, wie die Topografie der Kruste beschaffen ist.

Pasch: haben die Daten unerwartetes ergeben?

Zühlsdorf: Nein. Die Theorie war im Prinzip bekannt. Was bisher nicht bekannt war, um diese Kühlungsprozess erklären zu können, war die Information, wie das Wasser eben schnell genug durch mächtige Sedimentpakete gelangen kann, um eben zu diesem sehr effektiven Kühlprozess über lange Strecken hinweg, durch Ein- und Austrittsstellen, die eben durch weite Strecken voneinander entfernt sind, stattfinden lassen zu können. Insofern ist das eher ein Beitrag, um den Wärmehaushalt der Erde besser zu verstehen, aber nicht um Physik, die dahintersteht, zu verstehen.

Pasch: Tritt das auch anderswo auf?

Zühlsdorf: Ja, das ist sogar sehr wahrscheinlich, denn immerhin sind solche Krustenerhebungen, solche Krustenberge überall im Ozean bekannt, sogar weitaus mehr als es gerade hier vor der Westküste Kanadas ist, dadurch kann es sich durchaus um einen weltweit aktiven Prozess handeln, und ich würde auch vermuten, dass das so ist.

DeutschlandRadio-Online ist nicht verantwortlich für die Inhalte externer Links.

Seitenanfang | © 2003 DeutschlandRadio | Hilfe Impressum Kontakt |

PRESSESPIEGEL

rcom bremen research center ocean margins marum

Medium: Bremer Tageszeitungen

Rubrik: Wissenschaft/Technik

Seite: 48

Datum: 15. Februar 2003

Kühlung für den Meeresgrund

Bremer Forscher entdeckten Kreislaufsystem im Nordpazifik

Von unserer Redakteurin
Anneliese Huebner

Die Vorgänge auf dem Meeresgrund interessieren die Menschen seit langem, und mit moderner Technik gelingt es immer besser, die Tiefen des Ozeans zu erforschen. Einen Beitrag dazu lieferten auch Bremer Forscher, die gemeinsam mit Kollegen aus den USA einen bislang unbekannten Wärme-Austausch-Prozess im nördlichen Pazifik vor der Westküste Kanadas entdeckten. Über die Untersuchungsergebnisse berichtet jetzt das britische Wissenschaftsmagazin „Nature".

Die Bremer Geowissenschaftler Professor Dr. Volkhard Spieß, Dr. Lars Zühlsdorff und Professor Dr. Heinrich Villinger gehörten dem Team an, das mit dem deutschen Forschungsschiff „Sonne" und dem US-Forschungsschiff „Thomas G. Thompson" vier Wochen lang Messungen in dem Gebiet westlich von Vancouver Island vornahm. Die Wissenschaftler fanden dort einen Vorgang, der sich als Kühlwasserkreislauf des Meeresbodens entpuppte.

Die Ozeankruste in dem Forschungsgebiet hatte sich einst in einer Zone mit hoher vulkanischer Aktivität gebildet. Dort drang immer wieder heißes Gestein aus dem Erdinnern nach oben, berichtet Zühlsdorff. Diese vulkanischen Gesteinsmassen kühlten sich im Kontakt mit dem kalten Meerwasser ab. Im Laufe der Zeit legte sich dann aber eine isolierende Sedimentschicht über den Meeresgrund, die den Wärmeaustausch zwischen Wasser und Gestein hemmt.

Da es dennoch zu einer weiteren Abkühlung der Ozeankruste kommt, stellten sich die Wissenschaftler die Frage, wie das funktionieren könne. Es zeigte sich, dass die vulkanische Kruste an einigen Stellen hohe Berge bildet, die die Sedimentschicht nach oben hin durchbrechen und aufgrund ihrer rissigen Struktur wasserdurchlässig sind, erläutert Zühlsdorff. Das kalte Meerwasser nimmt nun im Prinzip folgenden Weg: Durch einen der Berge strömt es in die Tiefe und verteilt sich in der heißen Kruste, erwärmt sich und fließt dann aus einem anderen Berg wieder hinaus. So wird der Meeresboden gekühlt.

Die Berge bilden also die Eckpfeiler dieses Kühlkreislaufs; einige sind mehrere hundert Meter hoch und stehen über 50 Kilometer voneinander entfernt. Der Temperaturunterschied zwischen ein- und ausströmendem Wasser ist beträchtlich: Mit zwei Grad tritt es in den Berg ein, mit 64 Grad kommt es wieder heraus.

Das Kühlwassersystem spielt für die Tier- und Pflanzenwelt der Region eine Rolle. Darüber hinaus kommt ihm aber auch eine weiterreichende Bedeutung zu, wie Zühlsdorff anmerkt: „Es handelt sich zwar um einen lokalen Prozess, aber Krustenberge mit ähnlicher Kühlfunktion gibt es überall auf der Welt." So sei es vorstellbar, dass solche Wärme-Austausch-Prozesse nicht nur regionale, sondern auch globale Auswirkungen haben.

PRESSESPIEGEL

rcom bremen research center ocean margins marum

Medium: Die Welt

Rubrik:

Datum: 6. Februar 2003

In einem Berg am Meeresboden wird Wasser wie im Boiler aufgeheizt

Welt 6.02.03

Bremen – Bremer Geoforscher haben im Pazifik vor der kanadischen Küste einen Kühlwasserkreislauf im Ozeanboden entdeckt. Zwei Grad kühles Meerwasser dringt dort in einen warmen Unterwasserberg ein und kommt 52 Kilometer entfernt auf 65 Grad aufgeheizt wieder heraus. „Ein solcher Kreislauf wurde so noch nie beobachtet", erläutert Lars Zühlsdorff von der Bremer Universität. Die Entdeckung wird heute im Fachmagazin „Nature" vorgestellt.

Es vergehen 4300 Jahre bis das Pazifikwasser die Strecke von einem Unterwasserberg zum anderen zurückgelegt hat, berechneten die Forscher. Bisher habe man gewusst, dass aus solchen Erhebungen warmes und damit leichteres Wasser austritt. „Unbekannt war, dass kaltes Wasser dort eindringt." Mit dieser Entdeckung sei die Wissenschaft auf dem Weg zur Erforschung des Warmehaushaltes der Erde „einen Schritt" vorangekommen, so Zühlsdorff.

Inwieweit das entdeckte Phänomen einen globalen Einfluss auf das ozeanische System hat, sei noch offen. Dazu müssten erst an weiteren Stellen ähnliche Wasserkreisläufe gefunden werden. Das Forscherteam bestand aus mehr als 40 deutschen und amerikanischen Wissenschaftlern. *dpa*

Medium: Frankfurter Rundschau
Rubrik: Wissenschaft und Bildung
Seite: WB 13
Datum: 12. Februar 2003

PRESSESPIEGEL

rcom bremen research center ocean margins

marum

Wasserkreislauf kühlt heißen Meeresgrund

Bremer Geowissenschaftler untersuchen den Wärmehaushalt der Erdkruste vor der nordamerikanischen Küste

Von Leon Reuter

Einen mehr als 50 Kilometer langen Kühlwasserkreislauf im Ozeanboden haben US-Forscher unter Beteiligung Bremer Geowissenschaftler vor der nordamerikanischen Westküste entdeckt. Dessen Eckpfeiler sind Erhebungen am Meeresgrund, die mehrere hundert Meter hoch sind und als Wärmeleiter fungieren (*Nature*, Vol. 421).

Arbeitsfeld des Wissenschaftlerteams war die Ostflanke des Juan-de-Fuca-Rückens westlich von Vancouver-Island, Kanada. Dort steigt heißes Gestein aus dem Erdinneren auf und bildet neue Ozeankruste. Zunächst wird die darin gespeicherte Wärme direkt in das Meerwasser abgeleitet. Im Lauf der Zeit wird die Kruste allerdings von Meeresablagerungen überdeckt. Damit wird der Wärmeaustausch schwächer und ist nach einer Million Jahre quasi blockiert. Wie kann dennoch Wärme an den Ozean abgegeben werden?

Mit Hilfe von Schallwellen, die in den Meeresboden eindringen, untersuchten die Bremer Meeresforscher Erhebungen, die die Sedimentschicht zum Teil um mehrere hundert Meter überragen. Die Berge



Geophysiker bereiten Instrumente für die nächste Schallwellenmessung vor. (Bild: DFG)

am Meeresboden sind Eckpfeiler eines bislang unbekannten Kühlwasserkreislaufs. Auf Grund ihrer rissigen Struktur sind sie relativ wasserdurchlässig. Zwar war bekannt, dass an solchen Unterwasserbergen warmes und damit leichteres Wasser aus dem Gestein austritt. Die jetzt im Fachblatt *Nature* veröffentlichten Ergebnisse zeigen aber, dass an manchen Unterwasserbergen auch kaltes Wasser eintritt und so den Kühlwasserkreislauf in Gang bringt.

Die Wissenschaftler an Bord der deutschen Forschungsschiffs „Sonne" und des amerikanischen Forschungsschiffs „Thomas G. Thompson" untersuchten den Kreislauf zwischen zwei dieser Berge, die etwa 450 Kilometer vor der westkanadischen Küste liegen. Sie werden, da sie bar jeglicher Sedimentdecken sind, im Fachjargon als „Bares" bezeichnet.

Am „Grizzly Bare" dringt zwei Grad Celsius kühles Wasser in die poröse Gesteinsschicht und fließt im Schneckentempo zum 52 Kilometer entfernten „Baby Bare", wo es – inzwischen auf 65 Grad Celsius aufgeheizt – wieder austritt. Auf seinem Weg hat es nicht nur Wärme aufgenommen, sondern auch Elemente wie Magnesium aus dem Gestein gelöst. Dies und andere Stoffe geben Aufschluss über die Dauer des Kühlkreislaufs. So konnten die Geowissenschaftler-Teams ermitteln, dass etwa 4300 Jahre vergehen, bis das Wasser die Strecke zwischen den beiden Erhebungen am Meeresboden zurückgelegt hat.

Wie sich dieses Kühlwassersystem ursprünglich entwickelt hat, ist derzeit nicht geklärt. Daher sind weitere Forschungsfahrten in das Gebiet geplant.

PRESSESPIEGEL

rcom bremen research center ocean margins marum

Medium: Mannheimer Morgen

Rubrik:

Datum: 6. Februar 2003

Unterwasserberg heizt Fluten auf

Bremen/London. Bremer und amerikanische Geowissenschaftler haben im Pazifik vor der kanadischen Küste einen Kühlwasserkreislauf im Ozeanboden entdeckt. Zwei Grad kühles Meerwasser dringt dabei in einen warmen Unterwasserberg ein, der einst aus heißem Gestein aus dem Erdinneren entstand, und kommt 52 Kilometer entfernt auf 65 Grad aufgeheizt wieder heraus. „Ein solcher Kreislauf wurde in dieser Form bisher nie beobachtet", erläuterte der Geowissenschaftler Lars Zühlsdorff von der Bremer Universität.

Nach den Ermittlungen des Forschersteams vergehen 4300 Jahre bis das Pazifikwasser die Strecke von einem Unterwasserberg zum anderen zurückgelegt hat. Mit dieser Entdeckung sei die Wissenschaft auf dem Weg zur Erforschung des Wärmehaushaltes der Erde „einen Schritt" vorangekommen, sagte Zühlsdorff. Inwieweit dieses Phänomen einen globalen Einfluss hat, sei aber noch offen. dpa

PRESSESPIEGEL

rcom bremen research center ocean margins marum

Medium: Tagesspiegel

Rubrik:

Datum: 6. Februar 2003

Kühlwasserkreislauf im Ozeanboden

Bremer Geowissenschaftler finden raffinierten Zyklus im Pazifik

Die Natur kann bisweilen erstaunlich wirksame Vorrichtungen entwickeln, um Belastungen auszugleichen. Einem solchen Mechanismus, mit dessen Hilfe die Erdkruste auch unter schwierigen Bedingungen überschüssige Wärme abzugeben vermag, sind jetzt die Bremer Geowissenschaftler Volkhard Spieß, Lars Zühlsdorff und Heinrich Villinger auf die Spur gekommen. Gemeinsam mit US-Forschern entdeckten sie auf dem Pazifik-Boden vor der nordamerikanischen Westküste einen raffinierten Wärmeaustausch. Die Ergebnisse ihrer Arbeit sind im aktuellen Heft des Fachblatts „Nature" veröffentlicht.

Wo Druck- und Temperaturunterschiede zu groß werden, bricht die Erdkruste im Normalfall wie bei Vulkanen an Land einfach auf, flüssiges Gestein steigt nach oben. Das geschieht auch am Meeresboden. Dort jedoch erstarrt das Material schnell, dann lagern sich im Verlauf der Jahrhunderte Sedimente ab, die die Wärmeabgabe verringern.

450 Kilometer vor der westkanadischen Küste fanden die Meeresforscher einen anderen Vorgang. Sie hatten mit Hilfe von Schallwellen, die in den Meeresboden eindringen, Erhebungen untersucht, die die Sedimentschicht ringsum teilweise um mehrere Hundert Meter überragen. Diese Berge bestehen aus recht porösem Material. Sie sind daher auch wasserdurchlässig.

Nun war bereits bekannt, dass aus einigen jener Erhebungen rund 65 Grad warmes Wasser aus dem Gestein austritt. An anderen Unterwasserbergen hingegen tritt kaltes Wasser mit einer Temperatur von etwa zwei Grad ein. Es entsteht ein Kühlwasserkreislauf, der von der Erwärmung in Gang gehalten wird.

Ein- und Austrittsstellen sind rund 50 Kilometer voneinander entfernt. Auf diesem Weg nimmt das Wasser aber nicht nur Wärme auf, es löst auch Stoffe aus dem Gestein, zum Beispiel Magnesiumverbindungen. Aus diesen „Mitnahmeeffekten" konnten die Wissenschaftler überdies die „Reisezeit" des unterirdischen Stromes herauslesen. Und die dauert außerordentlich lange: für die 50 Kilometer Distanz braucht das Wasser etwa 4300 Jahre. Um den Ursprung dieses Kühlsystems zu erforschen, sind weitere Untersuchungen vorgesehen. Die Wissenschaftler erhoffen sich daraus weitere Erkenntnisse über diesen Part des globalen Wärmehaushalts. GIDEON HEIMANN

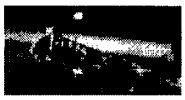


sciencetic ker.de wissenschafts-nachrichten

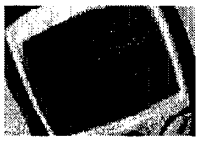
Nachrichten aus der Wissenschaft – Aktuelles aus Forschung und Technik – Montag, 10. Februar 2003

Home
Nachrichten
Newsletter
Surftipps
Neue Bücher
Links
Archiv
Wir über uns
Mail an uns

Special:



Envisats erste Bilder



WAP-News:
wap.jkm-media.de

Aktuelle Meldungen:

6.2.2003 **Kühlwasserkreislauf am Meeresgrund entdeckt**
Einen Kühlwasserkreislauf im Meeresboden hat eine internationale Forschergruppe vor der nordamerikanischen Westküste entdeckt. Wie die Geowissenschaftler im Fachmagazin "Nature" berichten, fungiert eine mehrere Hundert Meter hohe Erhebung am Ozeanboden als Einlass für kühles Meerwasser. Im Untergrund erwärmt, tritt das Wasser an einer zweiten, mehr als 50 Kilometer entfernten Erhebung wieder aus.

"Unterwasserberge und andere Erhebungen des Untergrunds sind weltweit verbreitete Merkmale", schreiben die Forscher um Andrew Fisher von der University of California, Santa Cruz. "Die in dieser Studie aufgezeigten Prozesse illustrieren, wie eine hydrogeologische Kommunikation zwischen hydrothermalen Ein- und Austrittspunkten ablaufen kann."

Fisher und seine Kollegen arbeiteten an der Ostflanke des Juan de Fuca-Rückens. An dieser untermeerischen Gebirgskette steigt heißes Gestein aus dem Erdinneren auf und bildet beiderseits des Rückens neue ozeanische Kruste. Zunächst noch in direktem Kontakt mit dem Meerwasser, bedeckt sich die Kruste binnen einer Million Jahren mit einer isolierenden Sedimentschicht. Daher war rätselhaft, wie sich das junge Gestein weiter abkühlt.

Des Rätsels Lösung sind "Löcher" in der Wärmedecke, fanden die Forscher. Sie untersuchten von Rissen durchzogene Erhebungen in der Kruste, die den Meeresboden um mehrere Hundert Meter überragen und relativ frei von Sediment sind. Zwar war bereits bekannt, dass an solchen Unterwasserbergen warmes Wasser aus der Kruste austritt. Die neuen Untersuchungen zeigen aber, dass einige Erhebungen auch als Einlass für kaltes Wasser fungieren und so den Nachschub für den Kühlkreislauf gewährleisten.

Die Wissenschaftler demonstrieren dies am Beispiel zweier Unterwasserberge. Am "Grizzly Bare" dringt 2 Grad Celsius kühles Wasser in das poröse Gestein ein, erwärmt sich im Untergrund auf 65 Grad und tritt am 52 Kilometer entfernten "Baby Bare" wieder aus. Die chemische Analyse des austretenden Wassers zeigte, dass es rund 4.300 Jahre für die Strecke zwischen den zwei Bergen benötigt. Weitere Forschungsfahrten in dem Gebiet sollen nun zeigen, wie der Kühlkreislauf ursprünglich in Gang gekommen ist.

Lesen Sie auch:



3D-Bilder aus dem OPT-Mikroskop



Erste Primaten vor 82 Mio.Jahren?



Immer weniger Kinderlähmung



Licht fürs dunkle Universum

[Zurück]

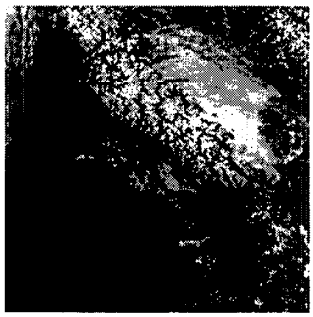
© 2002 JKM Media, Redaktionsbüro S.Jacobasch C.Meinke GbR, Berlin, Germany *Powered by Coranto*

g·o.de geoscience online DAS INTERNET-MAGAZIN FÜR GEO- UND NATURWISSENSCHAFTEN ANZEIGE
g·o.de Wissen Online www.g-o.de

- Home
- Suche in g-o.de
- Top News
- Focus
- Wissen Aktuell
- Themenpool
- Wissens-TV
- E@rthView
- Lernwelten
- Sounds & Sights
- On Tour
- Science & Fun
- Links
- Termine
- Bücher & Medien
- Partner

Kühlwasserkreislauf am Meeresgrund entdeckt

Eckpfeiler sind Erhebungen am Boden die als Wärmeleiter fungieren



US-Forscher haben zusammen mit Bremer Geowissenschaftlern vor der nordamerikanischen Westküste einen mehr als 50 Kilometer langen Kühlwasserkreislauf im Ozeanboden entdeckt. Dessen Eckpfeiler sind Erhebungen am Meeresgrund, die mehrere Hundert Meter hoch sind und als Wärmeleiter fungieren. Über die Untersuchungen zum Wärmehaushalt der Erde berichtet das Fachblatt Nature in der aktuellen Ausgabe vom 6. Februar.

Arbeitsfeld des internationalen Wissenschaftlerteams war die Ostflanke des Juan de Fuca-Rückens westlich von Vancouver-Island, Kanada. Dort steigt heißes Gestein aus dem Erdinneren auf und bildet neue Ozeankruste. Zunächst wird die darin gespeicherte Wärme direkt in das Meerwasser abgeleitet. Im Lauf der Zeit wird die Kruste indes von Meeresablagerungen überdeckt. Damit wird der Wärmeaustausch schwächer und ist nach einer Million Jahre quasi blockiert. Wie kann dennoch Wärme an den Ozean abgegeben werden?

Mit Hilfe von Schallwellen, die in den Meeresboden eindringen, untersuchten die Bremer Meeresforscher Erhebungen, die die Sedimentschicht zum Teil um mehrere Hundert Meter überragen. Die Berge am Meeresboden sind Eckpfeiler eines bislang unbekannten Kühlwasserkreislaufs. Aufgrund ihrer rissigen Struktur sind sie relativ wasserdurchlässig. Zwar war bekannt, dass an solchen Unterwasserbergen warmes und damit leichteres Wasser aus dem Gestein austritt. Die jetzt in "Nature" veröffentlichten Ergebnisse zeigen aber, dass an manchen Unterwasserbergen auch kaltes Wasser eintritt und so den neu entdeckten Kühlwasserkreislauf in Gang bringt.



Die Wissenschaftler an Bord der deutschen Forschungsschiffs "Sonne" und des amerikanischen Forschungsschiffs "Thomas G. Thompson" untersuchten den Kreislauf zwischen zwei dieser Berge, die etwa 450 Kilometer vor der westkanadischen Küste liegen. Sie werden, da sie bar jeglicher Sedimentdecken sind, im Fachjargon als "Bares" bezeichnet.

Werbung


Geowissenschaften:

Kühlwasserkreislauf im Ozeanboden entdeckt

Bremer und amerikanische Geowissenschaftler haben im Pazifik vor der kanadischen Küste einen Kühlwasserkreislauf im Ozeanboden entdeckt.

(jkm) - Wie die Wissenschaftler im Fachmagazin "Nature" berichten, fungiert eine mehrere Hundert Meter hohe Erhebung am Ozeanboden als Einlass für kühles Meerwasser. Im Untergrund erwärmt, tritt das Wasser an einer zweiten, mehr als 50 Kilometer entfernten Erhebung wieder aus.

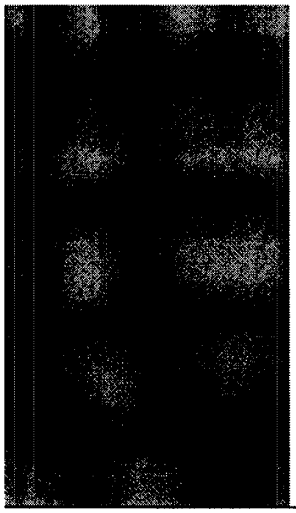
"Unterwasserberge und andere Erhebungen des Untergrunds sind weltweit verbreitete Merkmale", schreiben die Forscher um Andrew Fisher von der University of California, Santa Cruz. "Die in dieser Studie aufgezeigten Prozesse illustrieren, wie eine hydrogeologische Kommunikation zwischen hydrothermalen Ein- und Austrittspunkten ablaufen kann."

Fisher und seine Kollegen arbeiteten an der Ostflanke des Juan de Fuca-Rückens. An dieser untermeerischen Gebirgskette steigt heißes Gestein aus dem Erdinneren auf und bildet beiderseits des Rückens neue ozeanische Kruste. Zunächst noch in direktem Kontakt mit dem Meerwasser, bedeckt sich die Kruste binnen einer Million Jahren mit einer isolierenden Sedimentschicht. Daher war rätselhaft, wie sich das junge Gestein weiter abkühlt.

Des Rätsels Lösung sind "Löcher" in der Wärmedecke, fanden die Forscher. Sie untersuchten von Rissen durchzogene Erhebungen in der Kruste, die den Meeresboden um mehrere Hundert Meter überragen und relativ frei von Sediment sind. Zwar war bereits bekannt, dass an solchen Unterwasserbergen warmes Wasser aus der Kruste austritt. Die neuen Untersuchungen zeigen, dass einige Erhebungen auch als Einlasspunkte für kaltes Wasser fungieren und so den Nachschub für den Kühlkreislauf gewährleisten.

Die Wissenschaftler demonstrieren dies am Beispiel

Mehr Infc
DFG-Fors
Ozeanrän
MTU Univ
Juan de F
Lesen Sie
Pazifik: D
Forscher
gewaltige
Meeresfor
Vulkane v
entdeckt
Klima: Di
aus dem
Arktis: Ne
durch Sal
Mittelmee
Tiefseequ
ohne Feu
Vereinte I
Ozeane g
Scotiasee
gigantisch
Tiefenwas
Südpol



zweier Unterwasserberge. Am "Grizzly Bare" dringt 2 Grad Celsius kühles Wasser in das poröse Gestein ein, erwärmt sich im Untergrund auf 65 Grad und tritt am 52 Kilometer entfernten "Baby Bare" wieder aus. Die chemische Analyse des austretenden Wassers zeigte, dass es rund 4.300 Jahre für die Strecke zwischen den zwei Bergen benötigt hatte. Weitere Forschungsfahrten in dem Gebiet sollen nun zeigen, wie der Kühlkreislauf ursprünglich in Gang gekommen ist.

✉ Artikel versenden

News: Seite 1 | Politik | Natur | Wissenschaft| Wirtschaft
Rubriken: Home | Suche | News | Forum | Aktion
vista verde: Impressum | Hilfe | Werbung

© vista verde 2003
Alle Rechte vorbehalten
Jede Vervielfältigung - auch auszugsweise - bedarf der Genehmigung

Anhang E:

3D seismic characterization of a venting site reveals compelling indications for natural hydraulic fracturing

(L. Zühlsdorff, V. Spieß)

Formell akzeptiert bei:

***Geology*, 2003**

3D seismic characterization of a venting site reveals compelling indications for natural hydraulic fracturing

L. Zühlsdorff

V. Spieß

Earth Sciences Department, Bremen University, Klagenfurterstraße, 28359 Bremen, Germany.

ABSTRACT

Based on a three-dimensional high resolution seismic survey off Vancouver Island, Canada, we show that natural hydraulic fracturing is an efficient process to create permeable pathways for focused fluid upflow at submarine venting sites. The pockmark structure examined in this study is located on top of an accreted ridge, where the gas hydrate bottom-simulating reflector, which acts as a sub-bottom low-permeable boundary, is elevated, and tectonically induced fluid overpressure is expected to be highest. Elongated hydraulic fractures are oriented along the maximum principal stress direction, i.e. perpendicular to some fault planes observed nearby, and are characterized by decreased reflection amplitudes in 3D seismic data. Spatial analysis of seismic lines further indicates that the surface expression of the pockmark, which is created by fluid and material expulsion, is built preferably along the axis of the upflow zone to form an irregular, non-circular rim. Our findings allow for the assumption of a very plausible scenario, which relates lateral variations in seismic reflection amplitude to sediment distribution, regional tectonics, episodic fluid flow, and the formation and subsequent dissociation of methane hydrate. It further explains the presence of methane hydrate at the top of the upflow zone, which requires transport of large volumes of gas through the gas hydrate stability zone. Since hydraulic fracturing is not restricted to compressional regimes, it is a likely explanation for the nature, shape, and orientation of upflow zones as well as for seismic blanking widely observed at both active and passive continental margins.

INTRODUCTION

The nature and timing of processes controlling upward fluid migration as well as relations between pressure, fluids, gas hydrate, and the type of the plumbing system are not yet well understood. Moreover, conceptual models explaining the creation of pathways for focused fluid flow often remain unsatisfactory. Most of these models suppose that faulting due to ongoing tectonic activity temporarily opens conduits, although fault controlled fluid migration is not always in agreement with geological or geophysical data. On the other hand, the data base in such cases is rarely sufficient to provide support for alternative mechanisms such as natural hydraulic fracturing. Elongated fractures and cracks created by hydraulic fracturing are usually oriented parallel to the main principal stress (Hubbert and Willis, 1957; Luo and Vasseur, 2002) and thus provide information about the local stress field, but their lateral extent is limited and vertical offsets between sedimentary structures are uncommon. Thus, even if focused flow is assumed to be controlled by hydraulic fracturing, this hypothesis usually is not evident if only conventional 2D seismic data are available or the resolution of the data is not sufficient.

Here, we show compelling indications for natural hydraulic fracturing on the basis of a high resolution 3D seismic survey, which was carried out at a gas hydrate/pockmark site at the northern Cascadia accretionary prism. We relate seismic features to fluid overpressure and the local stress field as well as to focused upward fluid flow and its physical consequences in order to develop an integrated conceptual model, which may help in understanding the fundamental meaning of pockmarks, of zones of seismic amplitude blanking, and of the formation and dissociation of methane hydrate in general.

INDICATIONS FOR FLUID FLOW

Seismic data can contribute well to the investigation of fluid flow if flow-related processes either affect sediment structure, e.g. by creating faults and fractures, or sediment physical properties, e.g. by changing porosity, which influences density and seismic velocity (Bray and Karig, 1985; Minshull and

White, 1989; Zühlsdorff et al., 1999; Waldner and Nur, 1984). Hydrocarbons like methane may also impact seismic data, either as free gas bubbles, which significantly attenuate seismic reflection energy (Wood et al., 2002), or as ice-like structures known as gas hydrate, which form at appropriate temperature and pressure conditions within sediment pore spaces and may strongly change seismic reflection coefficients (Lee and Dillon, 2001).

The sub-bottom depth of the base of the gas hydrate stability zone is mainly a function of temperature and approximately marks an isotherm. The associated seismic signature is a bottom-simulating reflector (BSR), because the corresponding isotherm generally follows the seafloor. However, if the temperature gradient is locally increased, e.g. due to the focused rise of warm fluids, the isotherm imaged by the BSR rises and the BSR my be locally elevated or even interrupted (Minshull and White, 1989; Zühlsdorff et al., 2000). Within the study area at the northern Cascadia accretionary prism (Fig. 1), the base of solid hydrates is interpreted to exhibit significant roughness, and gas-rich vertical intrusions appear to penetrate deeply into the hydrate stability field (Wood et al., 2002). These intrusions are characterized by a strong decrease in seismic reflection amplitudes. It was assumed that localized heat flux mediated by advecting fluid creates a region within which methane hydrate dissociates and releases gas, especially where the amplitude blanking is observed beneath seafloor pockmarks (Wood et al., 2002). Video observations at the pockmark studied here show typical characteristics of fluid venting, and massive gas hydrate was sampled around that pockmark at depths of 3 to 8 meters below the seafloor (Riedel et al., 2002).

SEISMIC OBSERVATIONS

Figure 1 shows the location of a high resolution seismic 3D grid as well as of two crossing seismic 2D lines, which intersect at the location of the pockmark. All seismic data were collected during R/V Sonne Cruise SO 149 (ImageFlux) in August/September 2000 (Spieß et al., 2001). Details about data acquisition and processing are given in the appendix.

2D seismic data

The first 2D line (Fig. 2) was shot in inline direction of the seismic 3D grid but exceeds its borders. The accretionary wedge is characterized by the lack of coherent reflection amplitudes beneath a cover of younger and stratified slope sediments. The BSR, which marks the base of the gas hydrate stability field, appears to be discontinuous and disrupted, e.g. beneath the 400-m-wide blanking zone, which is the site where gas hydrate was sampled at the seafloor (Riedel et al., 2002). Stratified deposits between local highs of accreted sediments show indications for recent tectonic deformation as well as for relative motion between the sediment block including the blanking zone and the deeper sediment troughs at its flanks. The second 2D line (Fig. 3) was shot in crossline direction of the seismic 3D grid but is longer than its crossline extent. Perpendicular to the expected direction of the main tectonic compression, stratified deposits appear to be much less deformed than observed in inline direction. Furthermore, the gas hydrate site reveals a structural disturbance of the sediment column and a pockmark-like seafloor depression. It is intriguing that both features are not observed in the perpendicular (inline) direction.

3D seismic data

3D data can be helpful to relate seismic features observed in 2D data to each other and to put them into a spatial context. One way to do this is to analyze time slices, i.e. horizontal cuts through the 3D data cube. The five time slices shown in Figure 4 display average seismic energy, which is the square of reflection strength averaged between instantaneous phase peaks, and which is useful for mapping lateral changes within structural or stratigraphic units. Whitish shades in Figure 4 indicate seismic amplitude blanking. The time slices suggest that the blanking zone is about 500 m long and 100 m wide and orientated approximately from NE to SW, only slightly oblique to the seismic inlines of the 3D box. In the upper part of the sediment column, the blanking zone appears to be split into two parts, since a second, roughly parallel aligned element, which is about 200 m long and 80 m wide, is located to the NW of the

main feature. At increasing travel time, shape, location and orientation of the blanking zone do not change much on a 10 to 30 m vertical scale. However, the length (but not the width) of the blanking zone increases with depth. It merges with the local high of accreted sediments, which are also represented by whitish shades of minimum average energy. The western part of the area covered by the 3D grid reveals a linear feature, which is approximately perpendicular to the observed orientation of the blanking zone and is indicated as assumed fault zone in Figure 2.

Another spatial visualization of the 3D seismic data set uses picks of horizons and faults within all inlines in order to produce a 3D image of the key features only (Fig. 5). The blanking zone roots at the top of a local elevation of the BSR and reveals an irregular shape but, at any depth, with an elongated rather than a circular cross-section. The orientation of this elongated feature is nearly perpendicular to the ridge crests of uplifted accreted sediments and thus parallel to the main tectonic compression.

DISCUSSION

Indications for hydraulic fracturing

These observations raise the question, how lateral variations in seismic reflection amplitude are related to sediment distribution, regional tectonics and fluid flow. Due to tectonic loading of sediments during the accretionary process, pore space accommodation for fluids is reduced and high pore pressure is generated (Davis et al., 1990; Hyndman and Davis, 1992), reaching up to 80% of hydrostatic pressure (Hyndman et al., 1993). Thus, both fluids and a strong driving force for the vertical transport of fluids are present, and flow will occur wherever sufficiently permeable pathways exist. However, the uppermost part of the sediment section in the vicinity of the pockmark, which consist predominantly of stratified turbidites and hemipelagic deposits (Westbrook et al., 1994), provides a hydraulic seal (Zühlsdorff et al., 2000). Thus, a mechanism to create a permeable pathway for focused vertical fluid flow is

required. It was previously suggested that the seismic blanking zones are a result of differential uplift along thrust faults (Riedel et al., 2002). But if faulting due to ongoing tectonic activity creates permeable pathways, it is more likely that fault planes are oriented normal to the main principal stress, which is consistent with the fault zone indicated in Figure 2, rather than with the pockmark orientation observed in Figures 4 and 5.

Given sufficiently focused fluid flow and high pressure, the fluid itself may alternatively support the creation of a permeable pathway by hydraulic fracturing. Before pore pressures in overpressured areas reach lithostatic stress, fractures appear and release pore fluid, thereby providing a limitation on the pore pressure within the sediments (Secor, 1965; Hunt, 1990; Roberts and Nunn, 1995; Wang and Xie, 1998; Luo and Vasseur, 2002). Apart from the limited extent of the blanking zone, three main observations from seismic data indicate that natural hydraulic fracturing may have created the permeable fluid pathway associated with the pockmark site. First, the blanking zone is located on top of an accretionary plateau (Fig. 1) and a locally elevated BSR (Fig. 5), i.e. above a region where the fluid pressure beneath low permeable boundaries as the base of hydrate bearing or stratified sediments is assumed to be highest. Second, hydraulic fractures will be elongated and oriented along the maximum principal stress direction to minimize energy within the local tectonic stress field (Hubbert and Willis, 1957; Luo and Vasseur, 2002). This is consistent with the NE-SW orientation of the blanking zone parallel to the main compressional forces. Third, the surface expression of the pockmark will be built preferably along the axis of the blanking zone by fluid and material expulsion. This is consistent with the fact that a surface expression is not observed in NE-SW direction (Fig. 2) but only on the crossing inline (Fig. 3).

Integration of observations

The timing of this process suggested is difficult to determine based on seismic data only. However, the 3D seismic data presented here allow for the assumption of a very plausible scenario: While the fracture develops, fluid overpressure will slowly decrease and the fracture will likely grow at the same

rate as fluid pressure reestablishes. Due to a low flow rate, no temperature anomaly will likely exist within the fracture, preserving the existing gas hydrate occurrences and lateral sediment structures. When the fracture then reaches the seafloor, fluids will be expelled in an event-like process. It is thus likely that cracks will close subsequently until sufficient overpressure has built up again. During the short-lived fluid expulsion phases, pressure decrease and enhanced flow will allow for the generation of free gas bubbles, followed by subsequent gas hydrate growth within the upflow zone. Warm fluids rising along the fracture during such an event will thus act as a line/plane heat source, which may rapidly decompose gas hydrate and generate massive amounts of free gas bubbles. This event will likely result in a BSR interruption (Fig. 2) due to local decomposition of gas hydrate as well as gas release to the surface. It would further explain the presence of gas hydrate at the top of the blanking zone, which requires transport of large volumes of methane through the gas hydrate stability field.

Accordingly, the decrease of seismic amplitudes within the blanking zone would just be most pronounced during the fluid expulsion event and attributed to attenuating free gas bubbles. This seismic signature may subsequently degrade on geologic time scales, when methane is partly transformed back to hydrate. Also, if fluid content and porosity within the hydraulically fractured zone are locally increased, reduced impedance contrasts may also contribute to seismic blanking (Zühlsdorff et al., 1999).

SUMMARY AND IMPLICATIONS

High resolution three-dimensional seismic data provide a means to study fluid migration pathways of a pockmark/gas hydrate site on a 100-m-scale. Spatial seismic images of the upflow zone provide a unique range of indications for natural hydraulic fracturing, which temporarily creates permeable conduits. Assuming hydraulic fracturing to be the basic process controlling fluid migration at this site, observations from this and previous studies can for the first time be integrated within a consistent conceptual model. However, this model is not

geographically restricted to the Cascadia margin or limited to support seismic interpretation. It may also help to renew the discussion on time scales relevant for geo-chemical processes, to impact studies on biotic communities on the seafloor, and to improve the geological understanding of gas-rich or hydrate-rich sediment sections on both active and passive margins world-wide.

ACKNOWLEDGMENTS

Standard seismic processing was carried out with the Seismic Un*x software package (Stockwell, 1997). Figure 1 was created using Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1991) and Multi Beam (Caress and Chayes, 1996). 3D seismic interpretation was carried out with KINGDOM Suite provided as a donation by Seismic Micro-Technology. R/V Sonne Cruise SO 149 and subsequent work was supported by the German Ministry of Science and Technology (BMBF).

APPENDIX: SEISMIC AND HYDROACOUSTIC METHODS

Multi-channel seismic (MCS) data were collected using a 600-m-long Syntron streamer, equipped with separately programmable hydrophone subgroups, which were optimized for the given water depth of >1100 m using 48 groups at a length of 6.25 m. Six remotely controlled birds kept the streamer depth within a range of 1 m, and magnetic compass readings allowed determination of the position of each streamer group relative to the ship's course. A GI-Gun with 2 x 0.4 L chamber volume (100-500 Hz) was used along all seismic lines.

An area of about 2.5 x 5.5 km size was covered by parallel, closely spaced (25 m) MCS lines oriented from NE to SW, i.e. in the direction of maximum variation of structural inclination. The 3D data were supplemented by some longer MCS lines in both inline direction (Fig. 2) and crossline direction (Fig. 3), in order to provide quality control for 3D processing and a link to the larger seismic grid measured at the Cascadia Margin. The cells of the final 3D grid are 10 m wide (in inline direction) and 25 m long (in crossline direction), and coverage is between 5 and 8 in most cases. However, the best coverage is only given around the gas hydrate site within the center part of the grid and decreases towards the edges, where line coverage is limited. Geographic positions of each shot location were provided by closely sampled (1 s) DGPS recordings, and custom software was used to calculate receiver positions and statics as well as to carry out 3D binning. Standard data processing included

editing, filtering, and stacking of the data. Due to the limited crossline dimension of the 3D grid, only a 2D migration was applied in inline direction. Trace interpolation could be avoided due to the small inline spacing.

Hydrosweep multi-beam swath sounder coverage of the area is complete, and data were used to map seafloor bathymetry as displayed in Figure 1 after editing and gridding. The Hydrosweep system uses hull-mounted transducers and compensates for heave, pitch, and roll.

REFERENCES CITED

Bray, C.J., and Karig, D.E., 1985, Porosity of sediments in accretionary prisms and some implications for dewatering processes: Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 768-778.

Caress, D.W., and Chayes, D.N., 1996, Improved processing of Hydrosweep DS Multibeam data on the R/V Maurice Ewing. Marine Geophysical Researches, v. 18, p. 631-650.

Davis, E.E., Hyndman, R.D., and Villinger, H., 1990, Rates of fluid expulsion across the northern Cascadia accretionary prism: constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data. Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 8869-8889.

Hubbert, M.K., and Willis, D.G.W., 1957, Mechanics of hydraulic fracturing: American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engeneers Transactions, v. 210, p. 153-168.

Hunt, I.M., 1990, Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments: American Association of Petroleum Geologists Bulletin., v. 74, p. 1-12.

Hyndman, R.D., and Davis, E.E., 1992, A mechanism for the formation of methane hydrate and seafloor bottom-simulating reflectors by vertical fluid expulsion: Journal of Geophysícal Research, v. 97, p. 7025-7041.

Hyndman, R.D., Wang, K., Yuan, T., and Spence, G.D., 1993, Tectonic sediment thickening, fluid expulsion, and the thermal regime of subduction zone accretionary prisms: The Cascadia Margin off Vancouver Island. Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 21865-21876.

Lee, M.W., and Dillon, W.P., 2001, Amplitude blanking related to pore-filling of gas hydrate in sediments: Marine Geophysical Researches, v. 22, p. 101-109.

Luo, X., and Vasseur, G., 2002, Natural hydraulic cracking: numerical model and sensitivity study: Earth and Planetary Science Letters, v. 201, p. 431-446.

Minshull, T., and White, R., 1989, Sediment compaction and fluid migration in the Makran accretionary prism: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 7387-7402.

Riedel, M., Spence, G.D., Chapman, N.R., and Hyndman, R.D., 2002, Seismic investigations of a vent field associated with gas hydrates, offshore Vancouver Island. Journal of Geophysical Research, v. 107, doi: 10.1029/2001JB000269.

Roberts, S., and Nunn, J.A., 1995, Episodic fluid expulsion from geopressured sediments: Marine and Petroleum Geology, v. 12, p. 195-204.

Secor, D.T., 1965, Role of fluid pressure in jointing: American Journal of Science, v. 263, p. 633-646.

Spieß, V., Zühlsdorff, L., and Cruise Participants, 2001, Report and preliminary results of R/V Sonne Cruise SO 149: Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, v. 179, 98 p.

Stockwell, J.W., 1997, Free software in education: A case study of CWP/SU: Seismic Un*x.: The Leading Edge, v. 16, p. 1045-1049.

Waldner, J., and Nur, A., 1984, Porosity reduction and crustal pore pressure development: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 11539-11548.

Wang, C., and Xie, X., 1998, Hydrofracturing and episodic fluid flow in shale-rich basins - a numerical study: American Association of Petroleum Geologists Bulletin., v. 82, p. 1857-1869.

Wessel, P., and Smith, W.H.F., 1991, Free software helps map and display data: Eos Transactions American Geophysical Union, v. 72, p. 441, 445-446.
Westbrook, G.K., Carson, B., and others, 1994, Initial Reports, Ocean Drilling Program, Leg 146: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 127-231.
Wood, W.T., Gettrust, J.F., Chapman, N.R., Spence, G.D., and Hyndman, R.D., 2002, Decreased stability of methane hydrates in marine sediments owing to phase-boundary roughness: Nature, v. 420, p. 656-660.
Zühlsdorff, L., Spieß, V., Hübscher, C., and Breitzke, M., 1999, Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Evidence for fluid migration?: Journal of Geophysical Research, v. 104, p. 15351-15364.
Zühlsdorff, L., Spieß, V., Hübscher, C., Villinger, H., and Rosenberger, A., 2000, Implications for focused fluid transport at the northern Cascadia accretionary prism from a correlation between BSR occurrence and near-sea-floor reflectivity anomalies imaged in a multi-frequency seismic data set: International Journal of Earth Sciences, v. 88, p. 655-667.

FIGURE CAPTIONS

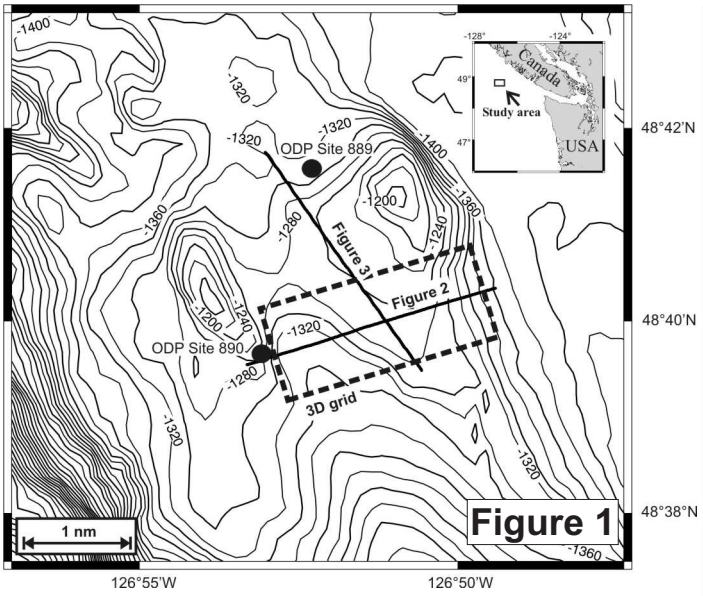
Figure 1: Contour image of R/V Sonne Cruise SO 149 (ImageFlux) swath sounder data (Hydrosweep), showing the location of Ocean Drilling Programm (ODP) Sites and the seismic lines presented in this paper. Contour interval is 20 m. The data were collected within a small area on top of a gently undulating plateau, where the pervasively fractured and folded accretionary wedge locally crops out and is elsewhere covered by basins of stratified slope sediments. Crests of accreted ridges are NW-SE oriented. A steep escarpment to the Southwest separates the plateau from the lower slope.

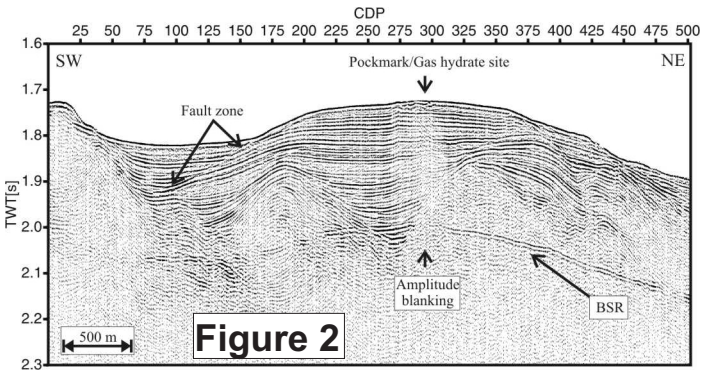
Figure 2: Seismic 2D Line GeoB00-142, which is oriented in inline direction of the seismic 3D grid. For location see Figure 1. Common depth point (CDP) spacing is 10 m, vertical axis shows two-way time (TWT). The accretionary wedge is characterized by a lack of coherent reflection amplitudes. Younger stratified slope deposits show indications for recent tectonic deformation. A clear bottom-simulating reflector (BSR) marks the base of the gas hydrate stability field and is disrupted beneath a vertical blanking zone.

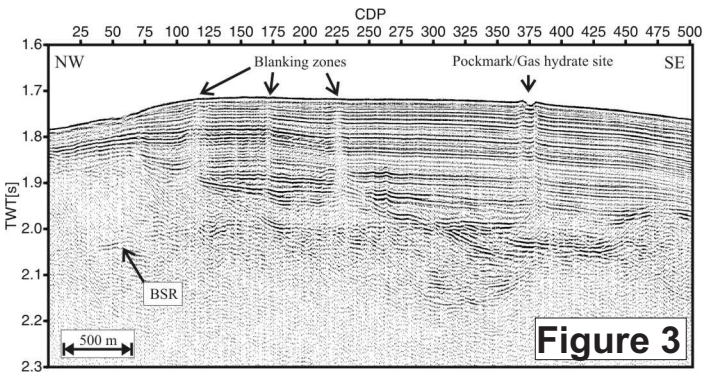
Figure 3: Seismic 2D Line GeoB00-398, which is oriented in crossline direction of the seismic 3D grid. For location see Figure 1. Common depth point (CDP) spacing is 10 m, vertical axis shows two-way time (TWT). Stratified deposits appear to be much less deformed as observed in Figure 2. The gas hydrate site reveals a pockmark-like seafloor depression not observed in Figure 2 at the same location.

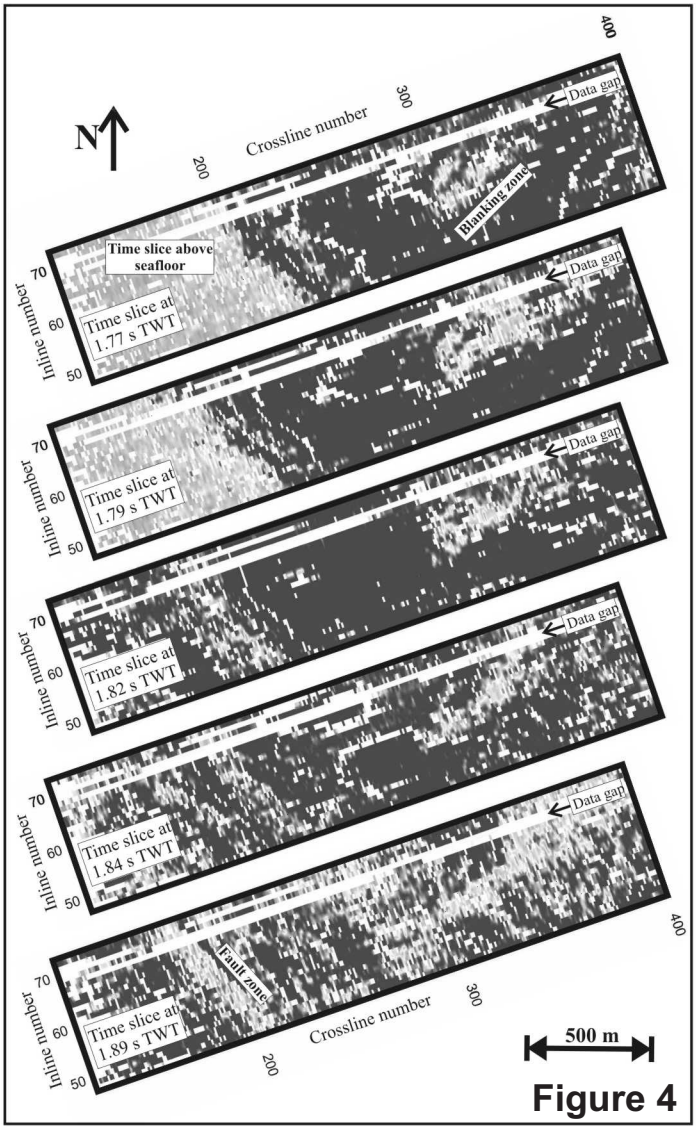
Figure 4: Time slices from the 3D seismic data cube showing average energy. In this display, whitish shades indicate blanking of seismic reflection amplitudes. Small average energy to the West at 1.77 and 1.79 s two-way time (TWT) indicates where the seafloor is below the respective time slice.

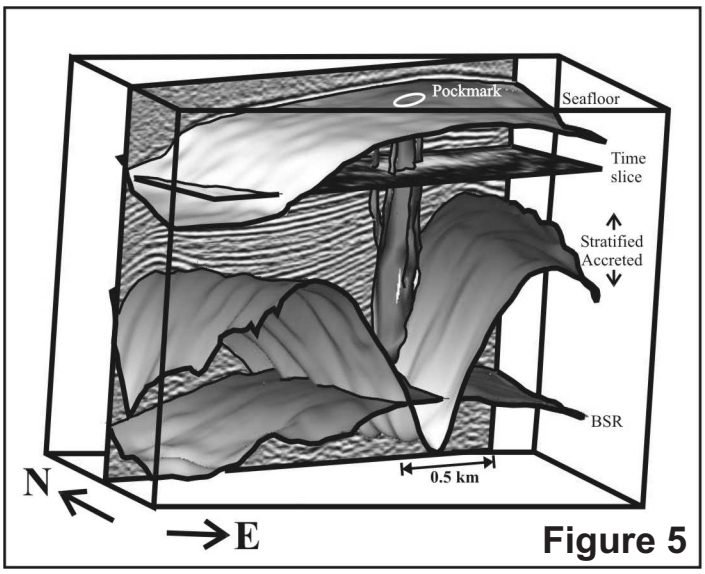
Figure 5: 3D image of seismic key features. The undulating surface marks the boundary between accreted sediments and stratified slope deposits, the smoother surface on top marks the seafloor, and the deepest surface marks the gas hydrate bottom-simulating reflector (BSR). The time-slice at 1.79 s two-way time (compare to Figure 4) and a background seismic inline are given for reference. The time range imaged is 1.7 -2.1 s two-way time for the vertical axis, the seismic line is 2.2 km in length, and the width of reflector elements is about 600 m.


-1400
-1320
-1360
-1280
-1240
-1200
ODP Site 889
ODP Site 890
Figure 3
Figure 2
3D grid
Canada
USA
Study area
-128°
-124°
49°
47°
48°42'N
48°40'N
48°38'N
1 nm
126°55'W
126°50'W
Figure 1


CDP
25 50 75 100 125 150 175 200 225 250 275 300 325 350 375 400 425 450 475 500
SW
NE
Pockmark/Gas hydrate site
Fault zone
TWT[s]
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
Amplitude blanking
BSR
500 m
Figure 2


CDP
25 50 75 100 125 150 175 200 225 250 275 300 325 350 375 400 425 450 475 500
NW
SE
Blanking zones
Pockmark/Gas hydrate site
TWT[s]
1.6
1.7
1.8
1.9
2.0
2.1
2.2
2.3
BSR
500 m
Figure 3


N
Crossline number
200
300
400
Data gap
Blanking zone
Time slice above seafloor
Time slice at 1.77 s TWT
Time slice at 1.79 s TWT
Time slice at 1.82 s TWT
Time slice at 1.84 s TWT
Time slice at 1.89 s TWT
Inline number
50
60
70
Fault zone
500 m
Figure 4


Pockmark
Seafloor
Time slice
Stratified
Accreted
BSR
0.5 km
N
E
Figure 5

Anhang F:

Sedimentation patterns, forced folding and fluid upflow above a buried basement ridge – results from a high resolution seismic 3D survey

(L. Zühlsdorff, V. Spieß)

In Begutachtung bei:

***Basin Research*, Special Issue 3D Seismics, 2004**

Sedimentation patterns, forced folding and fluid upflow above a buried basement ridge – results from a high resolution seismic 3D survey

Lars Zühlsdorff and Volkhard Spiess
Dept. of Geosciences
University of Bremen
P. O. Box 330440
28334 Bremen, Germany

phone: +49 421 218 7184
fax: +49 421 218 7179
email: lzuehls@uni.bremen.de

Running title: Sedimentation patterns, forced folding and fluid upflow

Abstract. A high resolution 3D seismic data set was collected at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge off the west coast of North America. The data were used to develop a consistent layer model of an unusual complex stratigraphic pattern at and around a sediment buried basement elevation called First Ridge. Incoming turbidites were blocked by the basement obstruction until the adjacent troughs gradually filled with sediments and the bathymetry was smoothed. Subsequent major events managed to spill over the ridge or covered the whole area including the top of the basement high. Narrow vertical or sub-vertical zones of decreased seismic reflection amplitudes, which were previously shown to be related to equally narrow zones of locally higher porosity, are observed above pronounced basement peaks. Based on the layer model, it is inferred that vertical grain size sorting in a turbiditic particle cloud may provide topography-dependent lithologic changes but does not account for changes of sediment physical properties on such small scales. It is rather suggested that the higher porosity characterises the extensional strain field, which forms throughout forced folds observed in 3D GI-Gun data. The forced folds may either be the result of fault movement within the basement or related to fault processes within the sediment cover itself. Since forced folds and their associated fractures appear to focus the hydrothermally driven fluid upflow observed above First Ridge, it is assumed that high porosity zones are potential pathways for fluid migration, which can be imaged in high resolution seismic data. Though high porosity zones and fluid flow are not directly coupled, 3D data provide information about the development and distribution of a potential plumbing system and thus an understanding of the nature of flow.

1. Introduction

Exchange processes at oceanic spreading centres have a general impact on ocean chemistry, influence the physical and chemical properties of the crust and sediments, and affect the heat budgets of marine environments (e.g. Davis et al., 1992; Fisher et al., 2000). Direct exchange of ocean water will later be diminished by a growing sediment cover of lower permeability (Lister, 1972; Snelgrove and Forster, 1996), whereas fluids and heat are still laterally transported over great distances in the igneous crust beneath the sediments (e.g. Lister, 1972; Davis et al., 1992; Fisher et al., 1994; Wang et al., 1997).

Based on observations made during Ocean Drilling Program (ODP) Leg 168 at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (Fig. 1), ocean water was inferred to enter the crust at the sediment free areas close to the ridge crest (Fig. 2), to become isolated within the crust by a sedimentary hydraulic seal, and to move eastward (e.g. Shipboard Scientific Party, 1997). However, the nature of fluid flow, recharge, and venting through the oceanic basement and sediments is still only partly understood. One main open question is about the location of discharge points and whether the volumes of fluids leaking through the sedimentary seal do balance the in-going and out-coming fluid budget.

Since hydrothermal (i.e. buoyancy driven) flow is mainly governed by basement topography (e.g. Lowell, 1980; Hartline and Lister, 1981; Wang et al, 1997), all basement highs are potential discharge points, even if they are sediment covered. The six westernmost sites of the ODP Leg 168 transect are situated in the vicinity of an 1.4 Ma old buried basement ridge (First Ridge, Fig. 2). At the top of First Ridge, fluid upflow at rates of the order of a few millimeters per year were inferred from geochemical observations (Wheat and Mottl, 1994; Shipboard Scientific Party, 1997). At the same sites, high resolution multi-frequency seismic

data revealed narrow zones of low reflection amplitudes (Zühlsdorff et al., 1999). The effect is most pronounced near ODP Leg 168 Sites 1030 and 1031, where higher porosity and permeability values were measured compared to all adjacent sites (Shipboard Scientific Party, 1997; Giambalvo et al., 2000). Higher porosity can reduce seismic impedance contrasts and was suggested to be the main cause for locally reduced reflection amplitudes. Since zones of higher porosity are potential pathways for fluids, they were further assumed to be associated with the observed hydrothermally driven fluid discharge. Thus it was inferred that fluid upflow above this ridge can be imaged in seismic data (Zühlsdorff et al., 1999). Zühlsdorff and Spiess (2001) later used synthetic seismograms calculated from ODP core density data to confirm higher porosity to be the main reason for reflection amplitude decrease.

However, it remained ambiguous where the higher porosity comes from, or, with other words, whether there is fluid flow because of high porosity or high porosity because of fluid flow. Correlation of one-dimensional consolidation and permeability properties with sediment type suggested that the relatively high porosity and permeability do not result from fluid flow but are intrinsic properties of hemipelagic sediments accumulated above the ridge (Giambalvo et al., 2000). Spinelli et al. (in press) further suggest that hemipelagic sediment accumulation dominated where the topographic basement ridge is more prominent, and that turbidites sourced on the continental margin were blocked or diverted by the topographic high. However, narrow zones of decreased reflection amplitudes, which are only some ten to a few hundred meters wide, are most likely not covered by a model mainly based on core data and involving topographic control of turbidite distribution.

Difficulties to relate sedimentation, seismic anomalies, porosity anomalies, and fluid migration, as well as to integrate interpretations from different data sets and approaches, are partly due to the fact that the data base may still not be sufficient for studies on this level of detail. Even for the high resolution seismic data discussed by Zühlsdorff and Spiess (2001) reflector analysis is difficult due to temporal and spatial changes in sediment influx and seafloor morphology, causing a lack of stratigraphic uniformity (Underwood et al., in press). Turbidite layers at First Ridge, which provide sharp impedance contrasts and can usually be traced throughout large areas, are affected by thermal subsidence of the lithosphere, normal faulting, local foci of constructional volcanism, and the tendency of sediment gravity flows to funnel between or deflect around bathymetric obstructions (Underwood et al., in press).

To analyse and interpret such an unusual patchy turbidite record, a 3D reflection seismic data set is required, which provides sufficiently high source frequency bandwidth (to resolve the layer structure) as well as high trace density in both inline and crossline direction (to improve 3D tracing of reflectors and basement surface). During R/V Sonne Cruise SO 149 (ImageFlux, Spiess et al., 2001), such a data set was collected above First Ridge to image potential fluid pathways and local tectonic structures at high source frequencies. Based on these data, this paper shows that narrow zones of higher porosity and the associated focussing of fluid upflow cannot be explained by the topographic controls of turbidite sedimentation and the predominant accumulation of mainly hemipelagic sediments above the ridge. We rather suggest the creation of potential fluid pathways along fractures associated with forced folds, which are formed when the sediment cover accommodates itself either to faulting within the basement or to

fault movement within the sediment cover itself (e.g. Cosgrove and Ameen, 2000).

2. Study area

First Ridge is located at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge off Vancouver Island, western Canada, on the latitude of the Endeavor segment (Fig. 1). For a detailed description of the regional main tectonic features see e.g. Davis and Currie (1993).

The Juan de Fuca Ridge is an active seafloor spreading centre at half spreading rates of 29 mm/a (e.g. Davis et al., 1992). Young crust is presumed to migrate out of the rift valley by stepping up a series of inward facing normal faults and is subsequently tectonically re-organised as it moves further away from the rift axis, which leads to a decrease in vertical offset of the scarps, a reversal of fault dips and a rotation of fault blocks (e.g. Davis and Lister, 1977; Macdonald and Atwater, 1978; Kappel and Ryan, 1986). Aging, cooling and subsidence increase uniformly with distance from the ridge (Davis et al., 1992). Subsidence accounts for the combined effects of lithospheric cooling and sediment loading, and variations of the rate of subsidence are large (Davis et al., 1992).

A schematic cross-section of the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge is shown in Fig. 2. Sediments lap onto 0.62 Ma old basement about 18 km east of the ridge crest, isolating fluid flow to the more permeable upper basement (e.g. Davis et al., 1992). Local basement relief is dominated by linear ridges and troughs that were produced by normal faulting and variations in volcanic supply at the time the crust was created (Kappel and Ryan, 1986). Sediment buried First Ridge is situated on about 1.4 Ma old crust.

Small scale levees and hummocks on the seafloor west of First Ridge indicate that the elevation of the ridge may have controlled the location of sediment distribution channels (e.g. Zühlsdorff and Spiess, 2001). A mixed provenance with contributions from Vancouver Island, the Olympic Penninsula, and perhaps western British Columbia appears to be most likely (Underwood et al., in press). Recurrence intervals of sand or silt turbidites have been eratic in space and time because of local blockage, defection and reflection of flow paths by basement relief, remobilization by local submarine slides and debris flows, episodic channel switching, and sporadic overbank flooding. Sediments on top of First Ridge appear to be different and to consist of hemipelagic mud, carbonate-rich mud, and rare beds of silt to sandy silt (Underwood et al., in press).

Spatial and temporal differences in total accumulation rates are explained by a dynamic link between sedimentation and submarine geomorphology: As each basement low filled with sediment, the seafloor gradually smoothed and topographic control of turbidite distribution was reduced. Thus, each turbidite must have adjusted to the rugged landscape of its own flowpath under its own unique set of circumstances (Underwood et al., in press).

3. Seismic and hydro-acoustic methods

Multi-channel seismic (MCS) data were collected using a 600-m-long Syntron streamer, equipped with separately programmable hydrophone subgroups, which were optimized for the given water depth of >2500 m using 48 groups at a length of 6.25 m. Six remotely controlled birds kept the streamer depth within a range of 1 m, and magnetic compass readings allowed for the determination of the position of each streamer group relative to the ship's course. A GI-Gun with 2 x 1.7 L

chamber volume (100-300 Hz) was used along all seismic lines shown in this study.

An area of about 6.4 x 2.3 km size was covered by parallel, closely spaced (25 m) MCS lines oriented from West-Northwest to East-Southeast, i.e. in the direction of maximum variation of structural inclination (Fig. 3). The cells of the final 3D grid are 10 m wide (in inline direction) and 25 m long (in crossline direction), and coverage is between 5 and 10. Geographic positions of each shot location were provided by closely sampled (1 s) DGPS recordings, and custom software was used to calculate receiver positions and statics as well as to carry out 3D binning. Standard data processing included editing, filtering, and stacking of the data. Due to the limited crossline dimension of the 3D grid, only a 2D migration was applied in inline direction. Trace interpolation could be avoided due to the small inline spacing. Quality control for 3D processing as well as a link to the larger seismic grid measured at First Ridge was provided by a large number of supplementary 2D lines. Modelling of seismic reflection patterns from ODP Leg 168 core density logs for a multi-frequency seismic data set, which was collected using the same recording system on the same vessel in the very same area, already provided ground truth for GI-Gun data of 100-500 Hz source frequency bandwidth (Zühlsdorff and Spiess, 2001).

Hydro-acoustic systems were operated simultaneously on each seismic line. The sediment echosounder Parasound (4 kHz) provides ultra high resolution images of the uppermost 50-200 m of the sediment section. Diffraction hyperbolas are mainly suppressed due to the narrow beam angle of 4°. Further, Hydrosweep multi-beam swath sounder coverage of the area is complete. Data were used to map seafloor bathymetry as displayed in Fig. 3 after editing and gridding. Both

hydro-acoustic systems use hull-mounted transducers and compensate for heave, pitch and roll.

4. Observations

Observations summarised within this paragraph are partly based on hand-picked information about basement surface or individual reflectors. Tracing of reflectors always involves some portion of interpretation, especially within structurally complex environments, however, using the third dimension and meeting the requirement, that picks of individual reflectors have to be consistent in inline direction as well as in crossline direction, helps much to minimise this portion in order to build an accurate and realistic layer model.

Three-dimensional views of the sediment and the basement surface at First Ridge are given in Fig. 4 (for location of the box see Fig. 3). The seafloor appears to be relatively smooth compared to the rugged basement, and bathymetry is much less pronounced than basement topography. For reference, basement elevation at the southernmost inline is about 120 m whereas the bathymetric high is only about 25-30 m relative to the adjacent basins. The basement west of First Ridge reveals a second ridge, which is much smaller and slightly oblique to the main structure but can be traced throughout the seismic grid. The seafloor between these two ridges shows a linear depression right at the western flank of First Ridge.

The basement surface of First Ridge as seen from the North is displayed in Fig. 5. Box size and location are the same as for Fig. 4. Inline 2 is shown in the background for reference. From this view it is most obvious that the basement ridge crest splits into two parts within the southernmost half of the seismic grid. The time slice at 3.548 s two-way traveltime (TWT) indicates different reflector inclinations west and east of First Ridge: To the East, alternating light and dark

linear shades result from cutting through a number of horizons, whereas the largest inclination to the West is at the location of the linear seafloor depression mentioned above. Although the general reflector structure cannot be considered as truly two-dimensional, Fig. 5 suggests that structural variations on scales of a few ten meters rather occur in inline direction than in crossline direction.

A comparison of seismic inlines from North to South is shown in Fig. 6a-c. All seismic lines were supplemented by line drawings of the uppermost reflectors as well as by Parasound images on the same scale, showing where narrow zones of higher porosity and decreased reflection amplitudes are located. Inline 91 (Fig. 6a) is located at the northern edge of the seismic grid, where the basement ridge more or less resembles a single peak. Layers accumulated during earlier stages of sedimentation history are clearly separated by the ridge, whereas Layers B-D are associated with turbidites, which appear to have affected the whole area. However, these layers are subject to folding, fracturing or faulting and show large vertical offsets at the location of the basement peak. Layers in Inline 91 are smoother than the same layers in Inline 2 (Fig. 6c), where they had to accommodate themselves to a basement double-peak. Layer inclination at the southern edge of the seismic grid is larger than to the North, and vertical offsets of individual horizons are increased. Central Inline 44 (Fig. 6b) is situated within a transition zone, where the basement ridge crest starts to split into two parts. As in Fig. 6c, Layers A and B cannot be traced through the depression observed at the western flank of First Ridge, which likely indicates erosion due to currents or the flow of suspended material. Some layers suggest that over-spilling occurs at the basement high, i.e. layers associated with turbidites coming from one side of the ridge are gradually thinning out on the other side. Examples are Layer A in Fig. 6c and Layer E in Fig. 6b. Layer E, however, appears to be not present at all in Fig.

6c. In general, comparison with Parasound data shows that narrow zones of deceased reflection amplitudes are clearly correlated with pronounced basement peaks. Exceptions are rare and, if present, related to pervasive distortions or disruptions of the layering as observed east of the basement ridge in Inline 24 (Fig. 7). The features summarised above are now discussed with respect to fluid flow and the origin of zones of higher porosity.

5. Discussion

Using a high resolution 3D seismic data set covering a small portion of First Ridge, a consistent layer model of an unusual complex stratigraphic pattern could be developed. This was possible because the elevation of the basement ridge within the transition zone, where the ridge crest starts to split into two parts, is relatively flat. Thus, vertical offsets at disrupted horizons are very small for a number of adjacent inlines and some key layers could be used to connect the areas east and west of the ridge (e.g. Layer C in Fig. 6b). Crossline analysis consequently allowed to identify those layers in all other inlines as well. Three-dimensional analysis was also used to identify those rare cases, in which individual reflectors are not present throughout the study area (e.g. Layer E, which is missing at the southernmost edge of the seismic grid).

The data confirm that First Ridge acts as an obstruction for incoming turbidites. Younger layers appear to be separated by the basement ridge (e.g. Layer E and deeper layers in Fig. 6), but it is nor clear from seismic data whether different individual turbidites filled the bottom of the troughs east and west of First Ridge or whether single turbiditic particle clouds initiating from the north were divided by the basement high. However, turbidites did not cover the top of First Ridge during the early stages of sedimentation history. As the basins

gradually filled with sediments and bathymetry was smoothed (Figs. 4, 6), the effect of the topographic obstruction on sedimentary flow paths decreased, and some major turbidites started to cover the whole area including the ridge crest (Fig. 6). This does not deny, however, that sediments accumulated on the ridge crest reveal smaller average grain sizes and that hemipelagic material is less diluted by sandy or silty influx. This is because it can be assumed that seismic data even at this high resolution do mainly image major events. Only Layers A-D were identified on top of the ridge, and at least two of them do only over-spill and vanish on the other side (Fig. 6), suggesting that only the finer-grained portion of the respective turbidite may be able to overcome the obstruction. Sediment thickness also decreases above the basement high, indicating that less turbiditic material adds to hemipelagic sediments within the same interval between the seafloor and Layer D.

Parasound data at First Ridge reveal narrow zones of decreased reflection amplitudes (Figs. 6, 7). The possible effect of seafloor inclination on the Parasound recordings were already discussed by Zühlsdorff et al. (1999), however, Fig. 6b shows a blanking zone which is clearly not affected by bathymetry, and the trend of blanking zones observed above the ridge roughly follows the ridge crest independently of seafloor inclination. Depending on display parameters, GI-Gun data also show some amplitude decrease, however, the effect is more pronounced for higher resolution data (Zühlsdorff et al., 1999; Zühlsdorff and Spiess, 2001). In this study, the data were displayed such that sediment structures imaged in GI-Gun data can be correlated with the location of decreased reflection amplitudes in echosounding data.

Both, the narrow zones of reduced reflection amplitudes as well as the hemipelagic material on top of First Ridge, are characterised by higher porosity

and are exclusively observed above a basement high. This is why it was often discussed whether these narrow zones are due to the topographic control of turbidite sedimentation causing differences in sediment type between basement highs and lows (e.g. Giambalvo et al, 2000; Spinelli et al., in press). Another suggestion was that the fluid upflow observed above First Ridge is associated with the creation of high porosity (e.g. Zühlsdorff et al., 1999).

However, there was little evidence found for the creation of secondary porosity through hydrothermal dissolution, as well as for strengthening of grain contacts through hydrothermal precipitation, which could possibly prevent normal compaction (Giambalvo et al., 2000). There is also general agreement that basement overpressures are far not high enough to explain the prevention of normal compaction as it was observed at ODP Sites 1030 and 1031 above First Ridge. Yet, vertical grain size sorting in a turbiditic particle cloud is very unlikely to account for the creation of narrow vertical or sub-vertical zones containing predominantly finer material and revealing only small transition zones between "anomaleous" and "normal" physical properties at the edges. Topography-dependent lithologic changes in a turbiditic depositional realm should provide less local variability than it is observed above First Ridge and a more gradual variation of grain size and reflectivity on larger scales (as suggested by the over-spill layers in Fig. 6, which thin out over distances of hundreds of meters). This concept, however, is in contrast to the distribution of zones of low reflection amplitudes and in agreement with the general layer structure. The three sub-vertical zones observed in Fig. 7 are separated by areas of average reflection amplitude, which are therefore assumed to provide average sediment physical properties. This alternating pattern is not expected if turbidites coming either from the East or from the North along the western flank of the basement elevation are blocked by

the ridge, especially as the easternmost blanking zone is located at the flank rather than at the top of the local basement elevation. On the other hand, distinct reflectors can be traced throughout the sedimentary basins across the basement high (Figs. 6, 7), indicating that some events cover the whole area. Though turbidites might well change their physical properties gradually at a topographic high and the sedimentation patterns can be considered to be unusual patchy on a larger scale, abrupt changes along individual turbidites are very unlikely. Furthermore, the zones of seismic reflection amplitude decrease in Figs. 6 and 7 affect the complete sediment column. Even if a "patchy" turbidite record could locally produce such zones, it is unlikely that the zone remains at the same location while sediment sources, the location of flow paths, and the effect on sedimentation patterns exerted by the bathymetric high evolve through time. Thus, although sandy turbidites are absent above First Ridge and a significant effect of topography on sediment distribution and lateral changes of lithology is undisputed, the narrow zones of higher porosity imaged in seismic data have to be related to another process.

Fluid flow requires (1) a fluid, which is available since ocean water enters the crust at the Juan de Fuca Ridge crest and subsequently moves eastward, (2) a driving force, given by the basement overpressure, which is not sufficient to prevent normal compaction but obviously enough to maintain the rise of fluids at small rates, and (3) sufficiently permeable pathways, which are given in the form of high porosity (and permeability) zones. Thus, understanding of the creation of such pathways is a key to elucidate the nature of fluid discharge above First Ridge. With respect to that, two aspects are important: First, most vertical blanking zones observed in Parasound data are correlated with equally narrow basement peaks observed in GI-Gun data (the only exception are pervasively

distorted zones as shown in Fig. 7), and second, all observed blanking zones are correlated with locally flexed layering, partly associated with a disruption of the horizons and large vertical offsets (Figs. 6, 7). We thus suggest that vertical and sub-vertical zones of higher porosity are related to forced folding, in which the final overall shape and trend of the fold are dominated by the shape of some forcing member below (Stearns, 1978).

In general, the dominant mechanism operating during forced folding is bending, defined as the flexuring of a layer or surface by a compression acting at a high angle to the layering (e.g. Cosgrove, 2000). One of the most common geological situations where such folds develop is in cover rocks above a fault in a more rigid basement (Cosgrove and Ameen, 2000). Forced folds then form over fault scarps, and the profile geometry of forced folds is controlled by the type of movement and amount of slip of the basement fault. The strain patterns generated in the folded layers are characterised by layer perpendicular shortening and layer parallel extension in the direction normal to the strike of the fault. Thus, an extensional strain field forms throughout the fold (Cosgrove and Ameen, 2000).

It can therefore be assumed that such an extensional behaviour leads to a change in physical properties of the sediment, and it appears to be reasonable to expect higher porosity in the vicinity of such a fold. Assuming a basement fault at First Ridge, an extreme case is probably given at the southern edge of the seismic grid in the vicinity of ODP Sites 1030 and 1031 (Fig. 3) where basement topography is most pronounced (Figs. 4, 5). Inline 2 (Fig. 6c), which is located right between both ODP sites, shows the widest blanking zones, indicating that in this part of the seismic 3D grid all sediments accumulated on top of the ridge are more or less influenced by folding. Since most sediment cores from First Ridge are from this area (e.g. Wheat and Mottl, 1994; Giambalvo et al., 2000; Spinelli et

al., in press), this may be a reason why core-based studies suggest a pure relation between sediment type and topographic high.

Forced folds and their associated fractures frequently play an important role in controlling the migration and concentration of fluids within the sediments (Cosgrove, 2000). At First Ridge, fluid flow through the sediments is coupled to fluid flow through the crust. Basement pore fluids are extensively altered but relatively young within the basement below ODP Sites 1030 and 1031, suggesting that there may be different fluid sources and that a simple model of fluid flow from west to east cannot explain all observations (Fisher and Davis, 2000). The basement fluid at First Ridge may be surprisingly altered because it comes from a deeper source at higher temperature. If so, it appears to be very reasonable to assume that an active basement fault indeed is present. The basement fault would then be a pathway for fluids as well as the inherent cause for the continuation of this pathway through the sediment cover.

Other well documented relationships between faults and folds are known, one of the most familiar being fault-bend folds (Cosgrove and Ameen, 2000). In this type of forced folding, the folding is not the result of the movement of rigid fault blocks in the basement but rather the result of fault movement within the cover rocks (Suppe, 1983). The pervasive distortion marked in Fig. 7 may either be the result of basement uplift or of gravitational gliding of the sediment package. In any case, it is associated with a blanking zone and thus likely with locally higher porosity. In principle, the blanking zones above the basement peaks in Fig. 6 may also be interpreted as fault-bend folds, if gravitationally controlled movement between sediment packages separates such packages above a basement peak. This would not necessarily require that a probable basement fault is still active.

However, principal implications for fluid flow above First Ridge are not straight forward. The control of fluid flow by forced folds requires a discussion about the pattern and timing of their associated fractures, and imaging vertical fractures in seismic data is more difficult than imaging forced folds. In general, high porosity zones, which can be traced from basement to the seafloor, are potential fluid pathways, and fluid flow may be expected above First Ridge where blanking zones are observed in high resolution seismic data. However, since flow rates measured within the study area are low anyway, they may easily become undetectable even with chemical methods if the hydraulic impedance gets too large, i.e. upflow may either cease or be prevented from the beginning if sufficient fracture permeability cannot be maintained or created or if sediment thickness is too large.

In any case, it makes perfect sense that fluid upflow in the vicinity of ODP Sites 1030 and 1031 is the strongest observed in the area, since several aspects controlling the local flow system are combined: The most pronounced basement topography, which may indicate a large slip-rate of an active basement fault, is correlated with the thinnest sediment cover, the strongest folding and thus with likely fracturing and the highest expected permeability. Still, upflow rates through the sediments are at the order of millimeters per year, whereas eastward flow through the upper basement is of the order of meters per year (e.g. Fisher and Davis, 2000). Probably the most efficient fluid pathways are small-scale features and have not yet been cored, and the volume of sediment affected by higher porosity and probably hosting fluid flow has not yet been estimated along the full length of First Ridge, however, it is unlikely that the contribution of First Ridge alone can balance the fluid budget of the eastern Juan de Fuca Ridge.

The concept of forced folds creating high porosity zones and controlling fluid discharge has shown to be capable to explain nature and development of the plumbing system at First Ridge. Furthermore, this concept is not geographically restricted to the Juan de Fuca Ridge but may be considered in any tectonic environment which provides some forcing member below. This is most likely true for all areas of young crust covered with sediments. Other examples may include passive margins, which are subject to salt tectonics.

6. Summary

(1) Using a high resolution 3D seismic data set, a consistent layer model could be developed for the unusual complex stratigraphic pattern at First Ridge.

(2) The basement ridge acted and acts as an obstruction for incoming turbidites but the effect exerted by bathymetry on the flow of turbiditic particle clouds decreased as the sediment basins filled up. Subsequent major turbiditic events affected the whole area including the top of First Ridge.

(3) Forced folds related to basement topography develop an extensional strain field throughout the sediment column and are the likely reason for narrow zones of locally higher porosity.

(4) The effect of topography on sediment distribution and lateral changes of lithology may not explain lateral porosity changes on such small scales.

(5) Hydrothermally driven fluid upflow above First Ridge appears to be focused by high porosity zones, however, high porosity does not necessarily mean detectable fluid flow. Seismic data rather image the potential plumbing system and provide information about its development.

(6) One implication is that the contribution of fluids discharging at First Ridge alone does not balance the in-going and out-coming fluid budget at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge.

(7) The concept of forced folds controlling fluid migration patterns is not geographically restricted to the Juan de Fuca area but may be considered in any tectonic environment which provides some suitable forcing member below.

Acknowledgements

Standard seismic processing was carried out with the Seismic Un*x software package (Stockwell, 1997). Generic Mapping Tools (Wessel and Smith, 1991) and Multi Beam (Caress and Chayes, 1996) were used to create Fig. 3. Seismic interpretation in 3D was carried out with KINGDOM Suite provided as a donation by Seismic Micro-Technology. R/V Sonne Cruise SO 149 and subsequent work was funded by the German Ministry of Science and Technology (BMBF). We thank the captain and the crew of R/V Sonne for excellent technical support and for going round in circles on a tiny spot for almost two weeks. A careful review by H. Villinger helped much to improve the manuscript.

References

CARESS, D.W. & CHAYES, D.N. (1996) Improved processing of Hydrosweep DS Multibeam data on the R/V Maurice Ewing. *Mar. Geophys. Res*., **18**, 631-650.

COSGROVE, J.W. (2000) Forced folds and fractures: An introduction. In: *Forced folds and fractures* (Ed. by J.W. Cosgrove and M.S. Ameen), *The Geol. Soc. of London Spec. Publ*., **169**, 3-6.

COSGROVE, J.W. & AMEEN, M.S. (2000) A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. In: *Forced folds and fractures* (Ed. by J.W. Cosgrove and M.S. Ameen), *The Geol. Soc. of London Spec. Publ*., **169**, 7-21.

DAVIS, E.E., CHAPMAN D.S., MOTTL, M.J., BENTKOWSKI, W.J., DADEY, K., FORSTER, C., HARRIS, R., NAGIHARA, S., ROHR, K., WHEAT, G. & WHITTICAR, M. (1992) FlankFlux: an experiment to study the nature of hydrothermal circulation in young oceanic crust. *Can. J. Earth Sci*., **29,** 925-952.

DAVIS, E.E. & CURRIE, R.G. (1993) Geophysical observations of the northern Juan de Fuca Ridge system: lessons in seafloor spreading. *Can. J. Earth Sci*., **30**, 278-300.

DAVIS, E.E. & LISTER, C.R.B. (1977) Tectonic structures on the Juan de Fuca Ridge. *Geol. Soc. Am. Bull*., **88**, 346-363.

FISHER, A.T., BECKER, K. & NARASIMHAN, A.N. (1994) Off-axis hydrothermal circulation: Parametric test of a refined model of processes at Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program Site 504. *J. Geophys. Res*., **99**, 3097-3121.

FISHER, A.T. & DAVIS, E.E. (2000) An introduction to the scientific results of Leg 168. *Proc. ODP, Sci. Results*, **168**, 3-5.

FISHER, A.T., DAVIS, E.E. & ESCUTIA, C. (2000) *Proc. ODP, Sci. Results*, **168**: College Station TX (Ocean Drilling Program).

GIAMBALVO, E.R., FISHER, A.T., MARTIN, J.T., DARTY, L. & LOWELL, R.P. (2000) Origin of elevated sediment permeability in a hydrothermal seepage zone, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, and implications for transport of fluid and heat. *J. Geophys. Res*., **105**, 913-928.

HARTLINE, B.K. & LISTER, C.R.B. (1981) Topographic forcing of supercritical convection in a porous medium such as the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett*., **55**, 75-86.

KAPPEL, E.S. & RYAN, W.B.F. (1986) Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along Northeast Pacific spreading centers: Evidence from Sea MARC I. *J. Geophys. Res*., **91**, 13925-13940.
LISTER, C.R.B. (1972) On the thermal balance of a mid-ocean ridge. *Geophys. J. R. Astron*. *Soc*., **26**, 515-535.
LOWELL, R.P. (1980) Topographically driven subcritical hydrothermal convection in the oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, 21-28.
MACDONALD, K.C. & ATWATER, T.M. (1978) Evolution of rifted ocean ridges. *Earth Planet*. *Sci. Lett*., **39**, 319-327.
SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1997) Introduction and summary: hydrothermal circulation in the oceanic crust and its consequences on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Proc. ODP Initial Rep*., **168**, 7-21.
SNELGROVE, S.H. & FORSTER, C.B. (1996) Impact of seafloor sediment permeability and thickness on off-axis hydrothermal circulation: Juan de Fuca Ridge eastern flank. *J. Geophys. Res*., *101*, 2915-2925.
SPIESS, V., ZÜHLSDORFF, L. & CRUISE PARTICIPANTS (2001) Report and preliminary results of R/V Sonne Cruise SO 149. *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, **179**, pp. 100.
SPINELLI, G.A., ZÜHLSDORFF, L., FISHER, A.T., WHEAT, C.G., MOTTL, M.J., SPIESS, V. & GIAMBALVO, E.R. (in press) Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res*..
STEARNS, D.W. (1978) Faulting and forced folding in the Rocky Mountain foreland. *Geol. Soc*. *Am. Mem*., **151**, 1-38.
STOCKWELL, J.W. (1997) Free software in education: A case study of CWP/SU: Seismic Un*x. *The leading edge*, **16**, 1045-1049.
SUPPE, J. (1983) Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. Journ. Sci*., **283**, 684-721.
UNDERWOOD, M.B., HOKE, K.D., FISHER, A.T., GIAMBALVO, E.R., DAVIS, E.E. & ZÜHLSDORFF, L. (in press) Provenance, stratigraphic architecture, and hydrogeologic effects of turbidites in northwestern Cascadia Basin, Pacific Ocean. *Sedimentology*.
WANG, K., HE, J. & DAVIS, E.E. (1997) Influence of basement topography on hydrothermal circulation in sediment-buried igneous oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett*., **146**, 151-164.
WESSEL, P. & SMITH, W.H.F. (1991) Free software helps map and display data. *Eos Trans. AGU*, **72**, 441, 445-446.
WHEAT, C.G. & MOTTL, M.J. (1994) Hydrothermal circulation, Juan de Fuca Ridge eastern flank: Factors controlling basement water composition. *J. Geophys. Res*., **99**, 3067-3080.
ZÜHLSDORFF, L., SPIESS, V., HÜBSCHER, C. & BREITZKE, M. (1999) Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Evidence for fluid migration? *J. Geophys. Res*., **104**, 15351-15364.
ZÜHLSDORFF, L. & SPIESS, V. (2001) Modeling seismic reflection patterns from Ocean Drilling Program Leg 168 core density logs: Insight into lateral variations in physical properties and sediment input at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res*., **106**, 16119-16133.

Figure captions

Figure 1: Overview map showing the location of the Endeavor segment of the Juan de Fuca Ridge, of the First Ridge study area, and of the main tectonic features. Map modified after Davis and Currie (1993).

Figure 2: Schematic cross-section perpendicular to the Juan de Fuca Ridge axis at about 48°N and along the Ocean Drilling Program (ODP) Leg 168 drilling transect. Image modified after Davis et al. (1992).

Figure 3: Bathymetric map of First Ridge as well as locations of ODP Leg 168 Sites 1030 and 1031 and of seismic 3D grid. Inlines are oriented perpendicular to the ridge, are about 6.4 km long, and are counted from South (Inline 1) to North (Inline 93). Line spacing is 25 m.

Figure 4: 3D images of sediment surface (top) and basement surface (bottom) of First Ridge as seen from the South. Both boxes are of the same size. For reference, basement elevation at the southernmost inline is about 120 m whereas the bathymetric high is about 25 m relative to the adjacent basins. TWT: two-way traveltime.

Figure 5: 3D image of First Ridge basement surface as seen from the North. Seismic Inline 91 was printed for reference. The time slice at 3.548 s TWT indicates different reflector inclination east and west of the ridge. The base of the box is 6.4 x 2.3 km in size, the vertical axis covers 300 ms TWT (compare to Fig. 4).

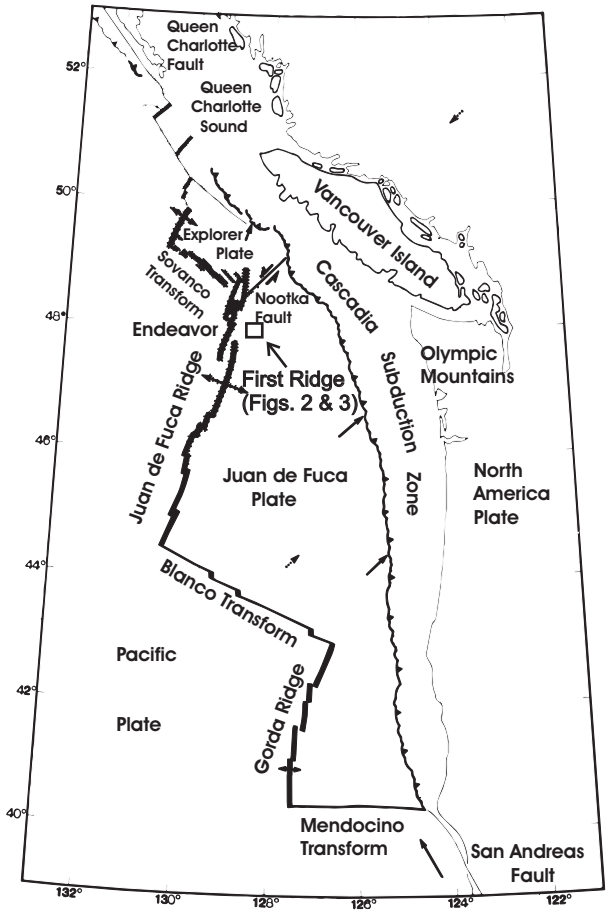
Figure 6a: Comparison of seismic inlines from North to South: Inline 91 at the northern edge of the seismic grid, along with a line drawing of the uppermost layers (bottom) and the corresponding Parasound image at the same scale (top).

Figure 6b: Comparison of seismic inlines from North to South: Central Inline 44 at the transition zone, where the basement ridge crest starts to split into two parts, along with a line drawing of the uppermost layers (bottom) and the corresponding Parasound image at the same scale (top).

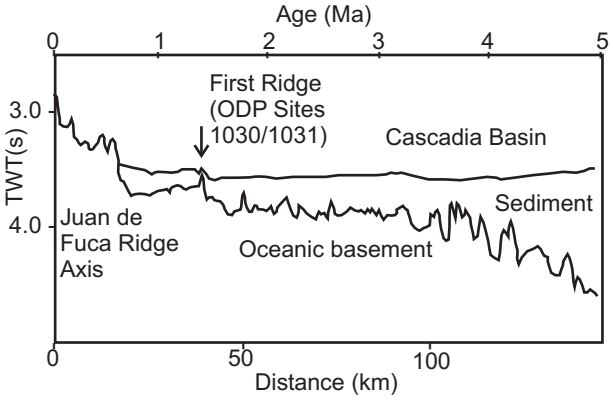
Figure 6c: Comparison of seismic inlines from North to South: Inline 2 at the southern edge of the seismic grid, along with a line drawing of the uppermost layers (bottom) and the corresponding Parasound image at the same scale (top).

Figure 7: Inline 24, along with a line drawing of the uppermost layers (bottom) and the corresponding Parasound image at the same scale (top). Both basement

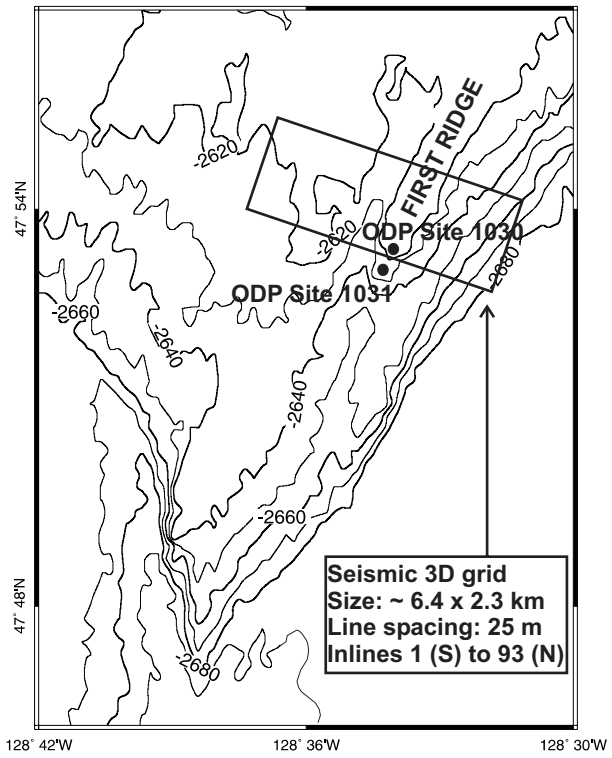
peaks as well as a fault trace east of the ridge correspond to narrow zones of decreased reflection amplitudes.



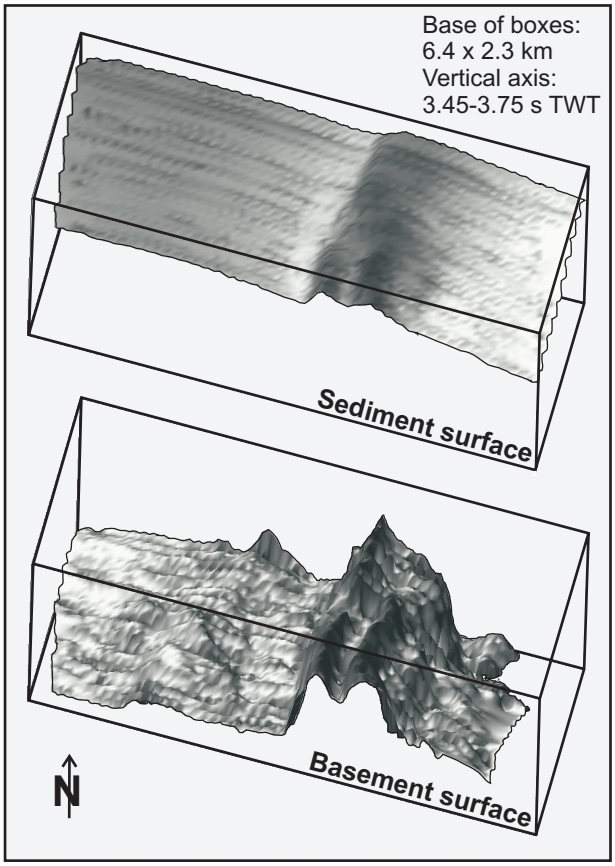
Zühlsdorff and Spiess, Figure 1



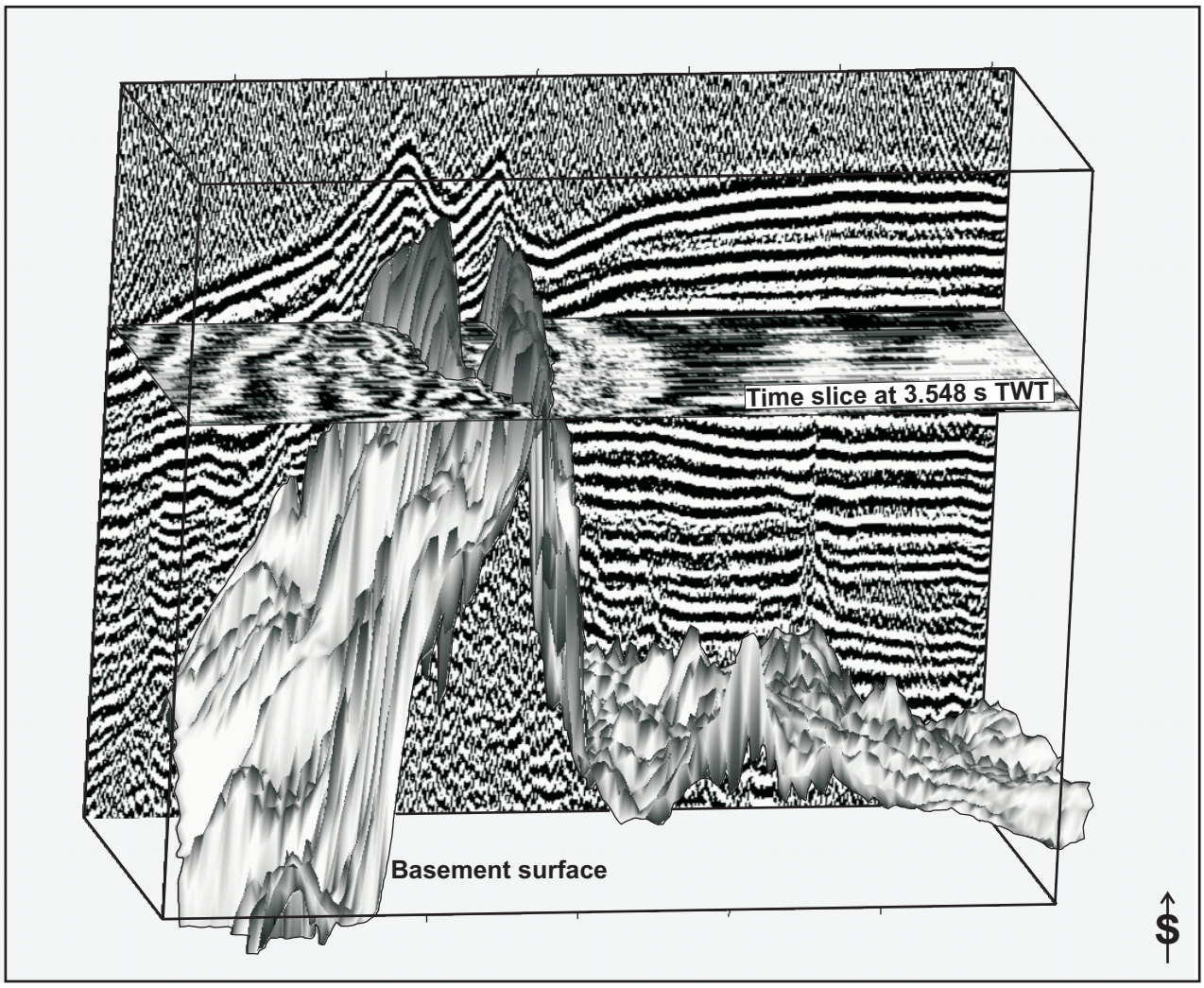
Zühlsdorff and Spiess, Figure 2



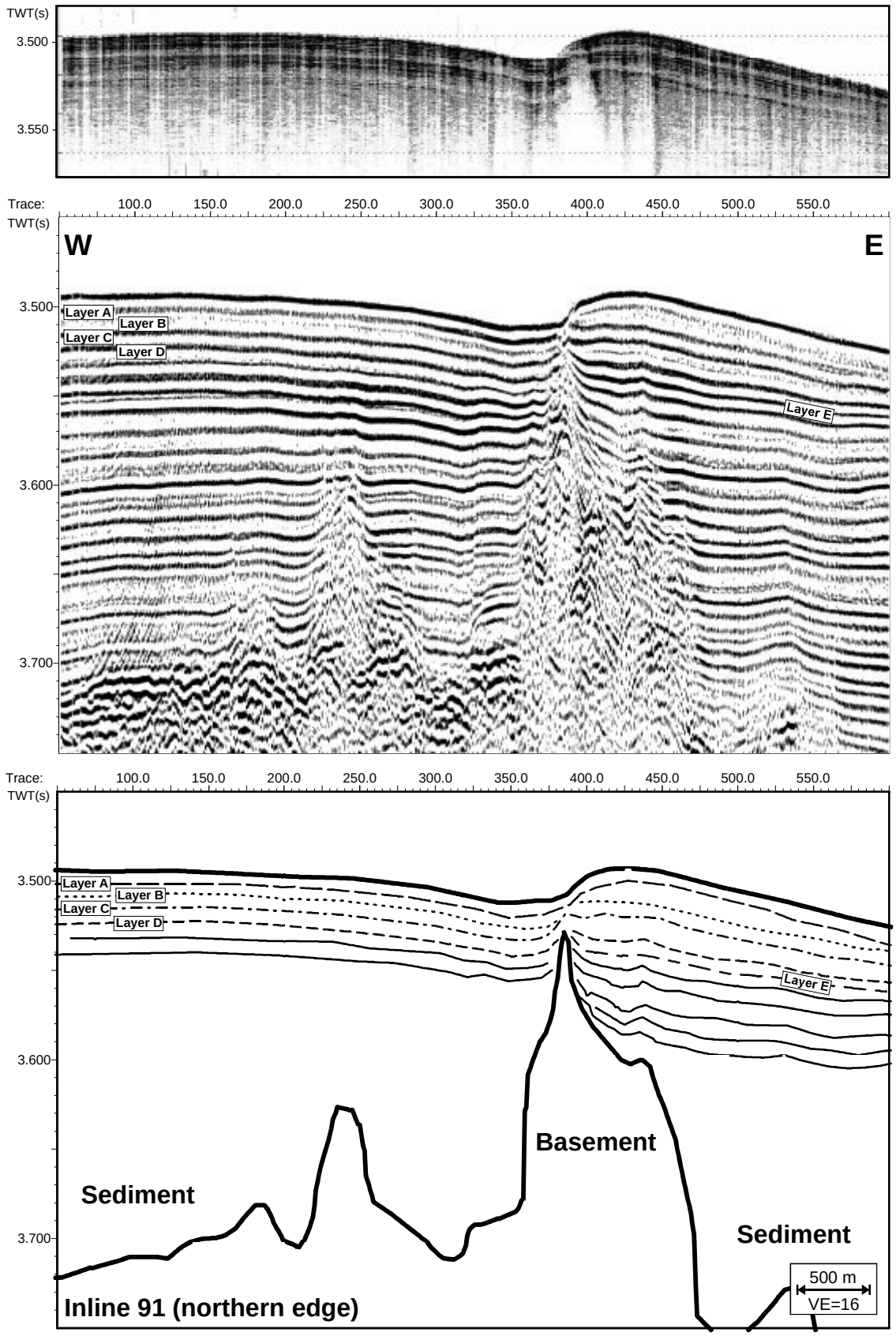
Zühlsdorff and Spiess, Figure 3



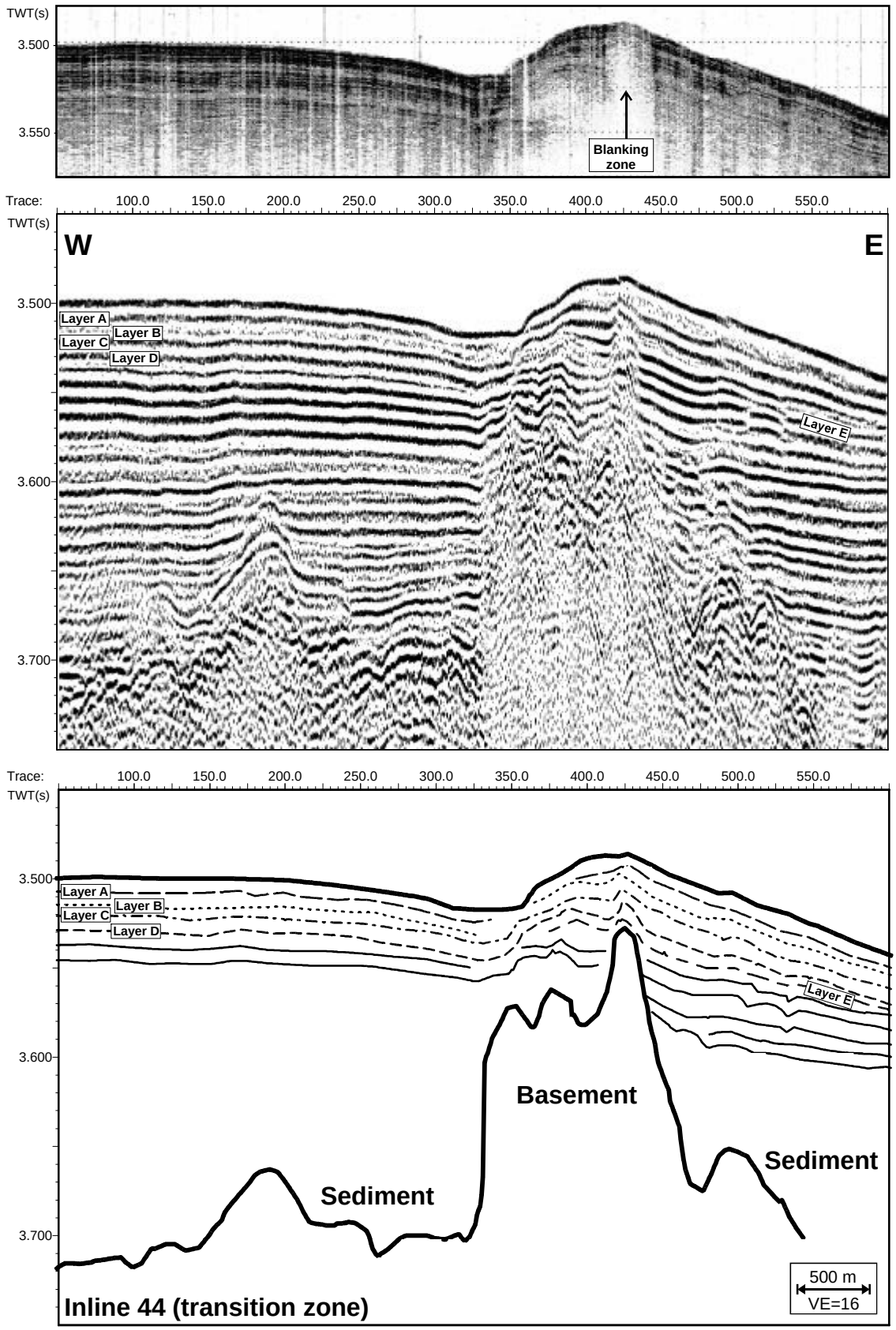
Zühlsdorff and Spiess, Figure 4



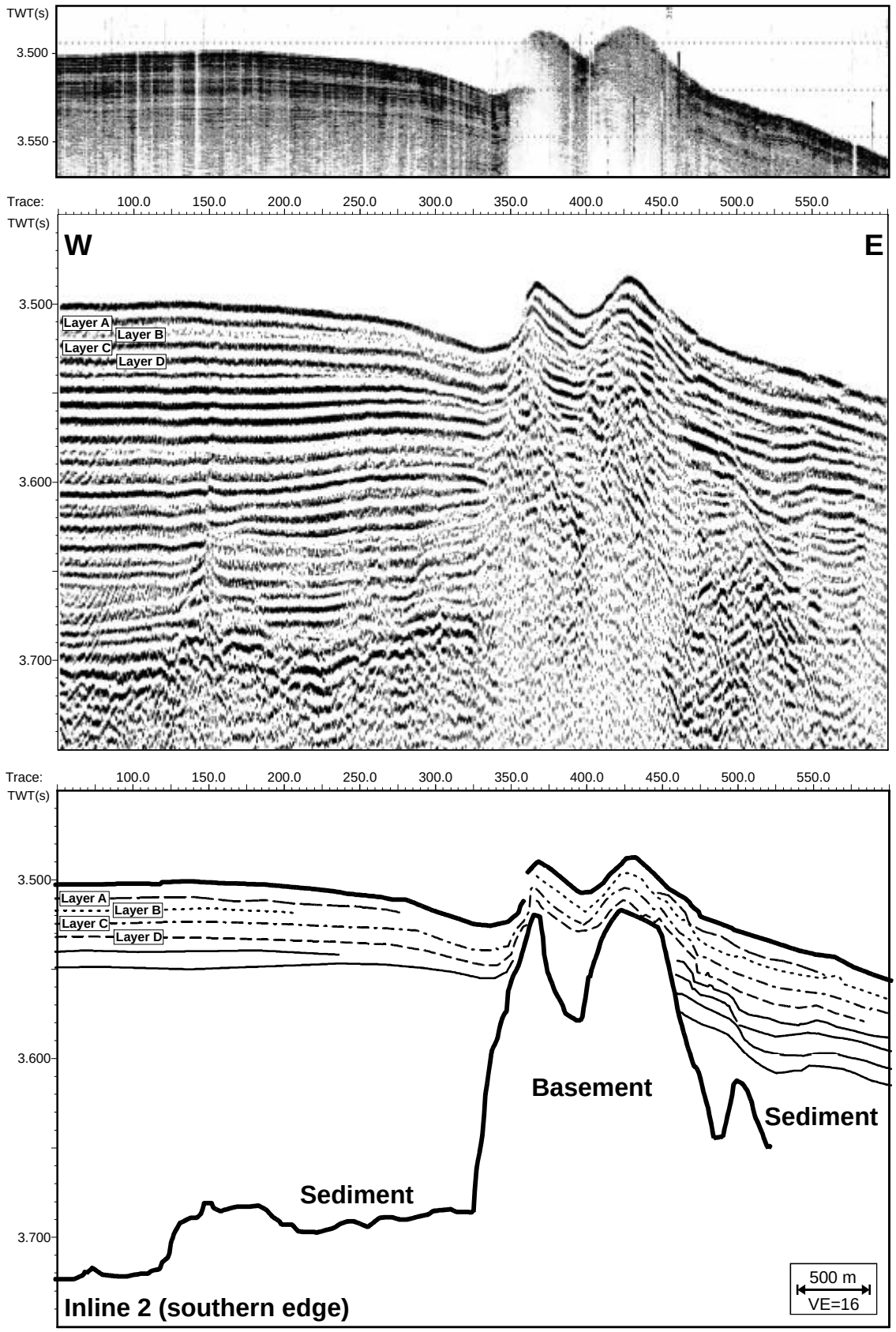
Zühlsdorff and Spiess, Figure 5



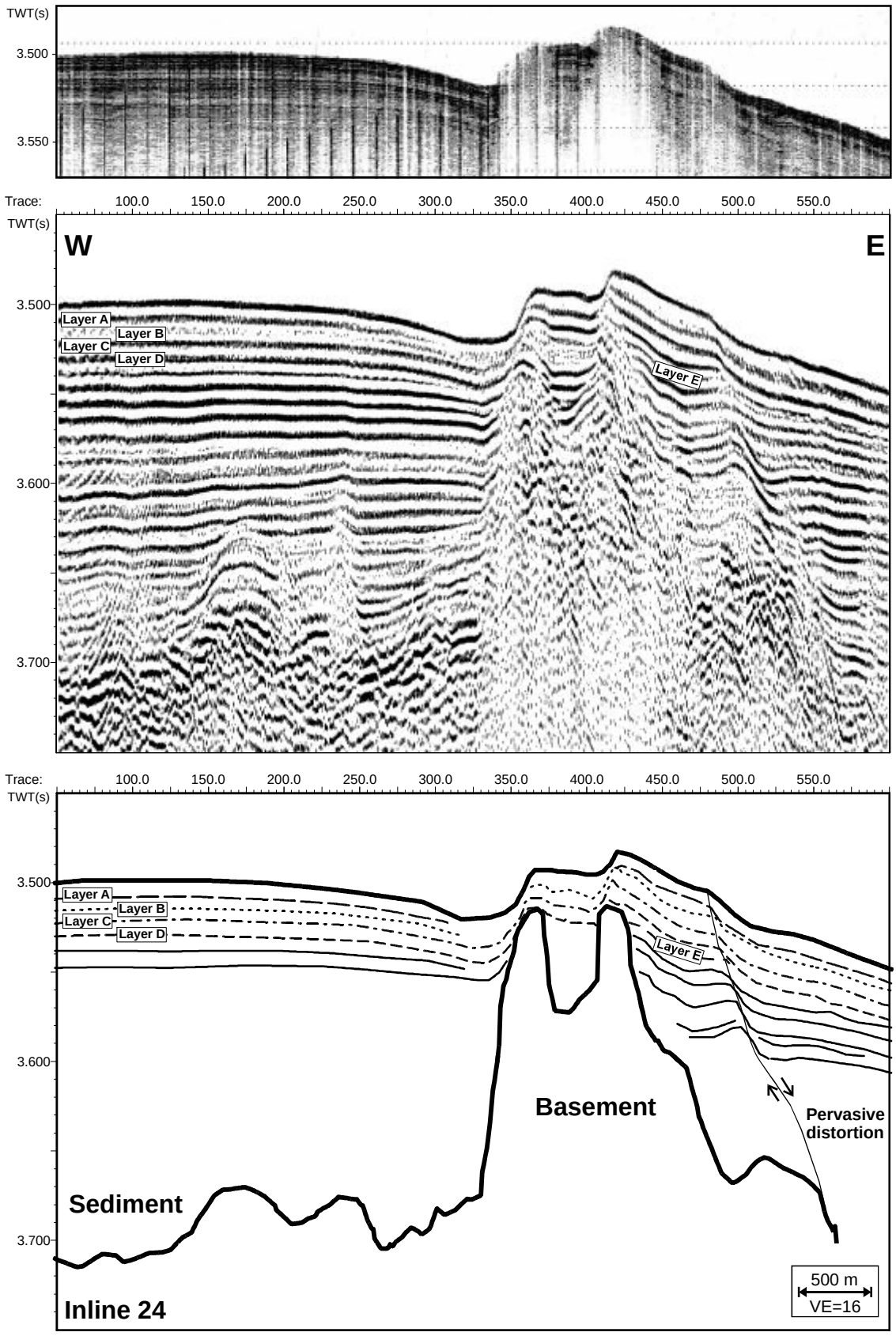
Zühlsdorff and Spiess, Figure 6a



Zühlsdorff and Spiess, Figure 6b



Zühlsdorff and Spiess, Figure 6c



Zühlsdorff and Spiess, Figure 7

Anhang G:

Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge

(G. Spinelli, L. Zühlsdorff, A. Fisher, G. Wheat, M. Mottl, V. Spieß, E. Giambalvo)

Akzeptiert bei:

***Journal of Geophysical Research*, 2003**

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. , NO. , PAGES 1–45,

Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge

G. A. Spinelli *,[1] L. Zühlsdorff,[2] A. T. Fisher,[1] C. G. Wheat,[3] M. Mottl,[4] V. Spieß,[2] and E. R. Giambalvo[5]

G. A. Spinelli, Earth and Environmental Science Department, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, NM 87801, USA (spinelli@ees.nmt.edu)

L. Zühlsdorff, Department of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany

A. T. Fisher, Earth Sciences Department, University of California, Santa Cruz, 1156 High Street, Santa Cruz, CA 95064, USA

C. G. Wheat, Global Undersea Research Unit, University of Alaska Fairbanks, P.O. Box 757220, Fairbanks, AK 99775, USA

M. Mottl, Department of Oceanography, University of Hawaii, 1000 Pope Road, Honolulu, HI 96822, USA

V. Spieß, Department of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany

E. R. Giambalvo, Sandia National Laboratories, Carlsbad, NM 88220, USA

[1]Earth Sciences Department, University of California, Santa Cruz, California, USA; * now at Earth and Environmental Science Department, New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico, USA

[2]Department of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany

[3]Global Undersea Research Unit, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA

[4]Department of Oceanography, University of Hawaii, Hawaii, USA

[5]Sandia National Laboratories, Carlsbad, New Mexico, USA

Abstract. We use the distributions of sediment physical properties and modeled basement overpressures to estimate the spatial distribution of fluid seepage through sediments over and around the "First Ridge", a buried basement ridge on the eastern flank of Juan de Fuca Ridge. Fluid discharge rates differ by one order of magnitude due to differences in sediment hydraulic properties and by two orders of magnitude resulting from differences in sediment thickness and basement overpressure. Sediment type distribution appears to have resulted from differences in local seafloor relief. Compression index (ease of consolidation) increases with proportion of hemipelagic material, from 0.5 at 30% hemipelagic to 1.4 at 95% hemipelagic. Permeability at 50% porosity decreases with proportion of hemipelagic material, from $2\text{x}10^{-16}$ m^2 at 30% hemipelagic to $6\text{x}10^{-18}$ m^2 at 95% hemipelagic. Modeled seepage rates, derived from basement overpressures and sediment physical properties, range from 0 to 27 mm/yr. The average seepage rate over the entire 11 km of ridge within our study area is 1.3 mm/yr. Based on the model results, half of the total volume flux of seepage from the First Ridge is contributed from 25% of the study area, with flow rates $\geq$1.1 mm/yr. Low seismic reflection amplitude anomalies are generally correlated with areas of high seepage rates.

1. Introduction

Seawater circulates through oceanic crust on the axes and flanks of mid-ocean ridges, influencing ocean chemistry [*Mottl and Wheat*, 1994; *Elderfield and Schultz*, 1996] and crustal evolution [*Lister*, 1972; *Sclater et al.*, 1980; *Alt et al.*, 1986; *Jacobson*, 1992]. At mid-ocean ridge axes, where magmatic heat flow is high and sediment cover is low, fluid can be discharged from the crust at hot springs with temperatures greater than 350°C and at velocities on the order of 10^{10} millimeters per year [*e.g., Ginster et al.*, 1994]. On mid-ocean ridge flanks, where young, hot crust is partially covered with sediment, fluid is discharged through sediments at temperatures typically less than 65°C and with velocities ranging from less than one millimeter per year [*e.g., Wheat and Mottl*, 2000] to 10^{10} millimeters per year [*Wheat et al.*, submitted]. Most of the convective heat loss from oceanic crust occurs on mid-ocean ridge flanks [*Sclater et al.*, 1980; *Stein and Stein*, 1994]. This large heat flux on ridge flanks at low temperatures relative to ridge axes, requires that approximately 100 times more fluid circulates through ridge flanks than ridge axes [*Mottl and Wheat*, 1994].

Sediment blanketing the crust on mid-ocean ridge flanks controls the communication between fluid within the crust and the oceans [*McDuff*, 1981; *Karato and Becker*, 1983; *Fisher et al.*, 1994; *Snelgrove and Forster*, 1996; *Giambalvo et al.*, 2000]. The degree of coupling between the crustal (basement) aquifer and the ocean affects ocean chemistry [*Mottl and Wheat*, 1994], the transition from advective to conductive heat flow [*Anderson and Hobart*, 1976; *Sclater et al.*, 1976; *Stein and Stein*, 1994], and the nature of hydrothermal alteration of the crust [*Alt and Teagle*, 1999]. Point measurements of fluid seepage derived from sediment pore water chemistry profiles have defined narrow seepage zones

over basement highs [*Mottl and Wheat*, 1994] on the Juan de Fuca Ridge flank [*Wheat and Mottl*, 1994; *Shipboard Scientific Party*, 1997a; *Mottl et al.*, 1998] and on other margins (e.g., Costa Rica Rift [*Langseth et al.*, 1988; *Mottl*, 1989], Galapagos Rift [*Maris and Bender*, 1982; *Maris et al.*, 1984], and Mariana Trough [*Wheat and McDuff*, 1995]). Some of these focused seepage zones have been attributed to flow along faults [*Williams et al.*, 1979; *Johnson et al.*, 1993; *Mottl et al.*, 1998]. In this study, we determine the degree to which the distribution of sediment (thickness and type) can lead to local spatial variability in fluid discharge rate from a major buried basement ridge in young crust on the sedimented eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. Analysis of sediments from a transect of Ocean Drilling Program (ODP) sites across the basement ridge of interest for this study indicates that sediments overlying the basement ridge have higher porosity and permeability than sediments off the ridge, enhancing and potentially focusing seepage over the basement ridge [*Giambalvo et al.*, 2000]. We integrate estimates of basement fluid overpressure and sediment hydraulic properties to generate a spatially continuous map of fluid seepage patterns.

2. Setting

Our study area is centered on a sedimented basement ridge on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, approximately 310 km west of the Olympic Peninsula, Washington, USA (Figure 1). Sediment onlaps 0.6 Ma basaltic crust approximately 20 km east of the ridge axis. We focus on and around the "First Ridge", a 1.4 Ma old, partially buried, linear basement hill that rises 100-200 m above the surrounding basement and trends NNE-SSW (roughly parallel to the spreading ridge 40 km to the west). The First Ridge is one of a series of parallel ridges likely produced by normal faulting and temporally

variable volcanic supply at the ridge axis [*e.g., Kappel and Ryan*, 1986]. ODP Sites 1030 and 1031 overlie the First Ridge; Sites 1025 and 1028 are located approximately 5 km west and east of the First Ridge, respectively. In the southern part of the study area (south of Site 1031) the seafloor overlying the ridge generally rises ~50 m above the surround basins. Proceeding NNE along the axis of the First Ridge from Sites 1031 and 1030, seafloor topography becomes progressively more subdued as the ridge on the seafloor does not rise as high above the surrounding basins (Figure 2). Basement topography is more complex than the bathymetry overlying the First Ridge.

The sediments surrounding the First Ridge are up to 300 m thick; overlying the ridge, the sediment column thins to <40 m. Sandy turbidites up to 1 m thick are found at sites off of the basement ridge. At the ODP sites overlying the crest of the First Ridge, sediments are predominantly hemipelagic mud, with a few fine-grained (silty) turbidite layers [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. The sandy turbidites are sourced from the north and east, with sand potentially contributed from Vancouver Island, the Olympic Peninsula, and the Fraser River [*Underwood and Hoke*, 2000; *Underwood et al.*, 2002]. This is consistent with the distribution of inferred turbidite channels that enter this region from the north, including a channel along the western edge of the First Ridge [*Shipboard Scientific Party*, 1997c; *Zühlsdorff and Spieß*, 2001]. The hemipelagic muds likely have a detrital source similar to the sand [*Underwood and Hoke*, 2000; *Underwood et al.*, 2002].

3. Approach for determining seepage distribution

In order to estimate the spatial variability in fluid seepage rate on and around the First Ridge, we develop spatially continuous estimates of fluid overpressure in the basement aquifer (the driving force) and the hydraulic impedance of the sediment column (resistance

to flow). The distribution of basement fluid overpressure (pressure above hydrostatic for the ambient, temperature-dependent fluid density) is derived from the calculated overpressure at ODP Site 1031 and the modeled relationship between overpressure and basement relief [*Stein and Fisher*, 2003]. The distribution of sediment hydraulic impedance is derived from the spatial distribution of sediment thickness and type and the relationships between sediment type and geotechnical properties (permeability and consolidation). We focus on the distribution and properties of the fine-grained sediments (hemipelagic muds and silty turbidites) because they have much lower permeabilities than the sandy turbidites [*Giambalvo et al.*, 2000], and so will dominate the seepage pattern. We compare our spatially continuous estimate of fluid discharge with seepage rates determined from pore water chemistry profiles at 17 locations on and around the First Ridge [*Wheat and Mottl*, 1994; *Giambalvo et al.*, 2002; this study].

4. Methods

4.1. Seafloor and basement topography

Basement topography (used to estimate the fluid overpressure in basement) and sediment thickness (necessary to determine the hydraulic impedance of sediment columns) are determined from bathymetric maps and closely spaced high resolution reflection seismic data. A detailed bathymetric map of the First Ridge area was generated with a Hydrosweep multibeam swath sounder. The Hydrosweep system was hull-mounted and was heave, roll, and pitch compensated. We interpreted a set of high-resolution multichannel seismic data in order to map basement elevation and sediment thickness over and around the First Ridge. The seismic source was a GI-Gun (2 x 0.4 L), with a frequency range of 100-500 Hz, and shot rate of $\sim$10 s. Data was recorded in 48 channels, received with a 600

m long streamer plus a 100 m long stretch section. Details of the multichannel seismic data acquisition and processing are available in *Zühlsdorff and Spieß* [2001]. Finally, a 4 kHz Parasound echosounder provided high resolution images of the upper 50-100 m of the sediment column.

4.2. Sediment physical properties

Sediments from seven conventional piston cores (3 to 8 m long), and from nearby Ocean Drilling Program Sites 1025, 1028, 1030, and 1031 are used to determine the distribution of sediment types. Five of the seven piston cores overlie the First Ridge; two northern cores are located approximately 1.5 km off of the ridge (Figure 2). Physical properties were measured continuously on five of the piston cores with a multi-sensor track. Grain size distributions of 48 sediment samples are used to differentiate sediment types. The grain size samples were sieved to separate the sand ($\geq$63 μm) fraction. We determine the distribution of silt and clay sized particles with an X-ray sedigraph. We determine consolidation properties and permeability of 14 fine-grained sediment samples, two from each of the seven cores (Figure 3). We performed one-dimensional consolidation tests with a back-pressured, fixed-ring consolidation cell [*Rowe and Barden*, 1966]. Vertical permeability measurements were made using the steady-state flow-pump method [*Olsen et al.*, 1985] with low-gradient flows induced at multiple rates, in both directions, through the samples at each consolidation step.

4.3. Pore water chemistry

We determine the seepage rates at the locations of the seven sediment cores analyzed for sediment physical properties by fitting solutions of a 1-D advection-diffusion equation to

pore water chemistry profiles. The lower limit of fluid seepage rate that can be detected by deviations in pore water magnesium concentration varies with sediment thickness [*Spinelli et al.*, 2003]; it ranges from <0.1 mm/yr for a 50 m thick sediment column to ~0.02 mm/yr for a 200 m thick sediment column. Point measurements of seepage rates are compared to the spatially continuous estimates of fluid seepage rate that we develop.

Pore water magnesium concentrations were determined by titration [*e.g., Wheat and Mottl*, 1994; *Wheat and Mottl*, 2000]. We calculate the concentration of magnesium in sediment pore water as a result of advection and diffusion with temporally variable ocean bottom water chemistry. As noted by *Wheat and Mottl* [1994], the pore water magnesium concentrations on portions of the Juan de Fuca Ridge flank with no fluid flow follow diffusive profiles, indicating that sediment-seawater reactions do not alter magnesium concentrations in this setting. Therefore, for vertical fluid flow, temporal changes in the concentrations of magnesium are described by diffusion and advection:

$$\frac{dc}{dt} = \frac{1}{\phi}\left[\frac{d}{dz}\left(\phi D_s \frac{dc}{dz}\right)\right] - v\frac{dc}{dz} \tag{1}$$

[*Berner*, 1980] where z is depth below seafloor, ϕ is porosity, D_s is the diffusion coefficient in sediment, v is the average linear fluid velocity relative to the seafloor (negative for upflow). We assume porosity at a given depth below the seafloor deos not change with time (i.e. there is steady-state sediment accumulation [*Berner*, 1980]). We do account for the decrease in sediment porosity with depth. The effect of mechanical dispersion is assumed to be insignificant, given the small fluid seepage velocities (on the order of 1 mm/yr) through these low permeability sediments. The diffusion coefficient in sediment

is defined as:

$$D_s = \frac{D_w}{\phi F} \tag{2}$$

[*Ullman and Aller*, 1982], where D_w is the diffusion coefficient for magnesium in water [*Li and Gregory*, 1974] and F is sediment formation factor. The diffusion coefficients are temperature dependent [*Li and Gregory*, 1974]. We apply a linear temperature increase with depth, from 3°C at the seafloor to 40°C at the sediment-basement interface, based on temperatures at ODP Sites 1030 and 1031 [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. Linear temperature profiles are acceptable, as the temperature profiles are mainly conductive for flow rates up to 300 mm/yr [*Giambalvo et al.*, 2002] and the increase in sediment thermal conductivity due to the decrease in porosity with depth is small. Sediment porosity decreases with depth; results from sediment consolidation experiments (see below) are used to model sediment porosity as a function of depth below the seafloor. We use the formation factor versus depth relationship derived for ODP Site 1030, which is dominated by hemipelagic sediment:

$$F = 2.96 z^{0.015} \tag{3}$$

[*Shipboard Scientific Party*, 1997b] in calculating D_s.

The fluid velocity through the sediment (v), with respect to the seafloor, results from both a pressure gradient due to basement fluid overpressure and the effects of sediment accumulation and compaction. We will ultimately compare modeled fluid upflow speeds determined from basement fluid overpressure and sediment hydraulic impedance to the seepage rates derived from pore water chemistry profiles. In order to separate the fluid velocity due to basement overpressure from the fluid velocity due to sedimentation and

compaction, we include the effects of sediment accumulation and compaction in our calculations of magnesium concentrations. For these calculations we assume steady state compaction (i.e., constant sediment accumulation rate and constant sediment type). For steady state compaction the porosity of sediment at any given depth below the seafloor is constant. With the addition of sediment at the seafloor, the sediment column lengthens and the porosity of sediment at the sediment-basement interface is decreased. At any point in the sediment column, fluid velocity due to compaction (with respect to the seafloor) is calculated from the porosity versus depth profile using:

$$v_{compaction} = \frac{\phi_{bot}}{\phi} w_{bot} \tag{4}$$

[*Berner*, 1980] where ϕ_{bot} is sediment porosity at the sediment-basement interface and w_{bot} is the burial rate of sediment at the sediment-basement interface (a function of both sediment accumulation at the seafloor and compaction of the sediment column). We use a sediment accumulation rate of 0.07 mm/yr, based on the average sediment accumulation rates at ODP sites 1030 and 1031 [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. We calculate the fluid velocity due to sedimentation/compaction with depth and include it in the average linear fluid velocity term, v. The net effect of steady state sediment accumulation and compaction on the fluid seepage velocity with respect to the seafloor is fluid downflow at a speed less than the sediment accumulation rate. From the reference frame of the seafloor, sediment accumulation with no compaction moves pore water down at the sediment accumulation rate (i.e. it is stationary relative to the basaltic basement). Steady state compaction of the sediment column moves the seafloor down at a rate which is a fraction of the sedimentation rate. So, the fluid velocity due to sedimentation/compaction is small (<0.07 mm/yr) and directed downward. As a result the fluid upflow speeds due

to basement fluid overpressure will be slightly (<0.07 mm/yr) larger than if sediment accumulation and compaction were not considered.

The sediment-basement interface is a constant concentration boundary, with the magnesium concentration fixed at the Site 1030 and 1031 basement value, 5.2 mmol/kg [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. Magnesium concentration at the seafloor varies temporally between interglacial and glacial (concentrations ~4% higher than present) values [*Imbrie et al.*, 1984]. Initial pore water magnesium concentrations are determined by analytical solutions describing advection and diffusion between two constant concentration boundaries. For each sediment core, we find the average linear fluid velocity that minimizes the misfit between modeled and measured magnesium concentrations (Figure 4).

5. Sediment distribution and type

5.1. Grain size distributions

Grain size distributions are used to differentiate sediment types. The fine-grained sediments are our primary concern, as they have relatively low permeability and therefore largely determine the effective permeability of the entire sediment column. Of the 48 samples analyzed, 23 were selected from the finest grained (i.e., low magnetic susceptibility) sections of the sediment cores (Figure 3). Fine-grained turbidites have larger median grain size (median=2.7 μm; n=12) and broader grain size distributions (interquartile range=7.3 μm) than do hemipelagic sediments (median=1.9 μm, interquartile range=3.7 μm, n=11). Both the differences in median grain size and interquartile range between fine-grained turbidites and hemipelagic sediments are significant to the 99% level.

Differences in grain size distributions corresponding to sediment type are used to place each sediment sample on a continuum between lithologic end-members. End-member

grain size distributions are defined such that the sample grain size distributions can be described as a linear combination of the end-member distributions [*Weltje*, 1997; *Prins and Weltje*, 1999]. Linear combinations of three end-member grain size distributions can describe more than 95% of the variability of the sample grain size distributions. The three end-members are sandy turbidite, fine-grained turbidite, and hemipelagic sediment (Figure 5). The fine-grained samples are generally a combination of fine-grained turbidite and hemipelagic end-members (Figure 6). Two samples between the hemipelagic and sandy turbidite end-members are hemipelagic samples with relatively large numbers of foraminifera (>63 μm). Although the relatively high sand sized fraction in these samples is clearly not turbiditic in origin, the grain size distribution modeling is insensitive to sediment composition. Fine-grained samples range from 27% to 94% hemipelagic (Table 1). Samples for each grain size distribution were collected from $\sim$2 cm long sections of the cores. The proportion of fine-grained turbidite in each fine-grained sample (i.e., its position along the continuum between fine-grained turbidite and hemipelagic end-members) may reflect the number and thickness of thin fine-grained turbidite layers within the $\sim$2 cm long section of core sampled.

5.2. Spatial distribution of sediment types

We model the lateral distribution of sediment types (proportions of fine-grained turbidite and hemipelagic sediment) in order to estimate the sediment permeability (and hydraulic impedance) on and around the First Ridge. The topography of the First Ridge affects the pattern of turbidite deposition in the area. First, we describe the observed spatial variation in sediment types. Then, we discuss the degree to which topography

on the scale of the First Ridge could impact turbidite deposition. Finally, we model the distribution of sediment types based on spatial trends.

Sediments from Site 1031, overlying the crest of the First Ridge, are predominantly hemipelagic mud, with a few fine-grained turbidite layers. The sediments at Site 1030, approximately 1 km north of Site 1031, are also predominantly hemipelagic mud, but fine-grained turbidites are more abundant at Site 1030 than at Site 1031 [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. No sandy turbidite were recovered at Sites 1030 or 1031 [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. Overlying the ridge approximately 600 m farther north, a few thin (<0.1 m) sandy turbidites are found in the upper 5 m of sediment. In the basins surrounding the First Ridge, at ODP Sites 1025 and 1028, sandy turbidites are up to 1 m thick.

An earlier study demonstrated that the fine-grained sediments from ODP Sites 1030 and 1031 (overlying the First Ridge) are more hemipelagic than fine-grained sediments from ODP sites off of the basement ridge [*Giambalvo et al.*, 2000]. Hemipelagic sediments in this area have abundant foraminifera (1-5 volume %; and >10 wt % carbonate content), randomly oriented clays, and a high compression index (ease of consolidation). Fine-grained turbidites have few or no foraminifera, well laminated clays, and a low compression index [*Giambalvo et al.*, 2000]. Based on end-member modeling of grain size distributions, fine-grained sediments overlying the First Ridge south of Site 1030 are more hemipelagic than either fine-grained sediments overlying the ridge to the north of Site 1030 or sediments off the ridge. Samples overlying the ridge from Site 1030 to the south are 48-94% hemipelagic (mean=73%). Samples over the ridge to the north of ODP Site 1030 and samples off of the First Ridge are 27-70% hemipelagic (mean=48%) (Figure 6). Along the First Ridge,

seafloor topography grades from a slightly muted form of the basement topography in the south, rising more than 60 m above the surrounding seafloor, to a relatively flat region in the north, with little relief between the seafloor overlying the basement ridge and adjacent areas (Figure 7). North of Site 1030, where shallow sediments are more turbiditic, the relief between the seafloor overlying the ridge and the surrounding basins is <40 m. South of Site 1030, where shallow sediments are more hemipelagic, local seafloor relief is >50 m.

Turbidite deposition can be dramatically affected by seafloor topography as demonstrated by field observations and laboratory experiments. Evidence from the rock record suggests that seafloor topography can completely block and reflect turbidity currents [*Pickering and Hiscott*, 1985] or it can deflect turbidity currents obliquely [*Haughton*, 1994]. Turbidity current reflection along basin margins is suggested by high angles between inferred flow directions for basal and upper portions of turbidites [*e.g., Kneller et al.*, 1991; *Pickering et al.*, 1992; *Haughton*, 1994].

Sedimentation patterns on and around the First Ridge are clearly affected by turbidity currents interactions with topography. Sandy turbidites, common at sites 5 km east and west of the ridge, are absent at Sites 1030 and 1031 overlying the First Ridge. The ability of the First Ridge to block westward-moving turbidity currents is also suggested by the timing of local turbidite deposition [*Underwood et al.*, 2002]. Turbidite deposition 5 km west of the First Ridge, at Site 1025, begins ~0.45 Ma later than turbidite deposition 5 km east of the ridge, at Site 1028 [*Shipboard Scientific Party*, 1997c; *Underwood et al.*, 2002]. The effect seafloor topography has upon a turbidity current is a function of the properties of both the turbidity current (e.g., velocity, thickness, and density stratification) and the topography (e.g., height, slope, and shape). Flume experiments indicate that turbidity

currents can be partially deflected by topography with relief on the same order as turbidity current thickness [*Kneller et al.*, 1991; *Alexander and Morris*, 1994; *Haughton*, 1994].

For a turbidity current or surge interacting with complex topography, such as a ridge of finite length or a ridge with gaps, some or all of the flow may be diverted around the topography. The regional, fine-grained, shallow sediment type distribution, dominantly hemipelagic overlying the basement ridge to the south of ODP Site 1030, where seafloor topography is more pronounced, and dominantly turbiditic to the north, may have resulted from differences in local seafloor relief (Figure 7). A continuous ridge 50 m high could block turbidity currents or surges, with typical velocities and suspended sediment concentrations, up to 40 m thick [*Rottman et al.*, 1985; *Middleton*, 1993; *Normark and Piper*, 1991; *Stow*, 1994; *Kneller and McCaffrey*, 1999; *Kneller and Buckee*, 2000]. For flows thicker than local topography, much of the dense lower portion of the flow could be diverted around 3-D topography [*Baines*, 1979; *Snyder et al.*, 1985; *Kneller and McCaffrey*, 1999; *Kneller and Buckee*, 2000]. Individual turbidity currents on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge each adjust to the topography encountered on their own flow paths, resulting in complex, patchy turbidite deposition [*Underwood et al.*, 2002]. The lateral continuity of turbidites around and over topographic highs varies with the size, shape, and slope of the topography and the hydrodynamic properties of the turbidity currents that deposits them.

We model the distribution of sediment types throughout the study area based on spatial trends and relations. Sediment type varies little between the four shallow (<5 m) cores to the north of ODP Site 1030. Sediment type north of Site 1030 does not vary systematically with bathymetry, distance from the First Ridge, sediment thickness, latitude, or longitude.

We propose that the wide distribution of fine-grained sediments with a relatively high proportion of fine-grained turbidites (low proportion of hemipelagic sediment) north of Site 1030 may result from turbidity currents being relatively unimpeded by local seafloor relief. Where the relief from the ridge to the surrounding basins is relatively low (<40 m), we model the shallow sediment type as a constant, 45% hemipelagic (mean value for four cores north of Site 1030). South of Site 1030 the local seafloor relief is greater and the proportion of hemipelagic sediment between three piston cores and ODP Sites 1025, 1028, 1031 varies inversely with sediment thickness and distance from the basement ridge (Figure 8). The observed distribution of shallow sediment types, based on our limited number of sediments cores, is consistent with fine-grained sediment accumulation resulting from the interaction of hemipelagic and turbidite sedimentation on and around seafloor topography. The proportion of hemipelagic sediment varying inversely with sediment thickness may result from a relatively constant accumulation of hemipelagic sediment spatially, and increased sediment thickness where more turbidites have accumulated. The decrease in the proportion of hemipelagic sediment (increase in proportion of fine-grained turbidites) with distance from the First Ridge may indicate that turbidity currents are somewhat restricted to the basins surrounding the First Ridge. Where the relief from the ridge to the surrounding basins is greater than 40 m, we model the shallow sediment type as a function of both the sediment thickness and the distance from the First Ridge; the resulting sediment types vary from 35% to 95% hemipelagic material (Figure 9).

5.3. Depth variations in sediment type

The spatial distribution of sediment types based primarily on piston cores (<8 m long) indicates trends in recent sediment accumulation, but may not accurately depict the sed-

iment types at depth. Assuming a linear sedimentation rate from the seafloor to the first nannofossil determined age at the ODP Sites overlying the First Ridge [*Shipboard Scientific Party*, 1997b], Holocene sediments (<10,000 yrs) are confined to the upper ~0.7 m of sediment, and the deepest sediments collected by conventional piston coring are approximately 110,000 yrs old. Therefore, sediments from the piston cores record sedimentation over a wide range of climatic and sea level conditions. The range of sediment types and properties determined for samples from the shallow (<8 m) piston cores is consistent with the range of sediments encountered in the entire sedimentary sections at the local ODP sites. This suggests that the range of processes that controlled recent (<110,000 yrs; <8 m depth) sediment accumulation may be similar to the range of processes that acted during earlier (deeper) sediment accumulation.

There is no apparent variation in sediment type with depth at Site 1031; temporal variations in sediment supply, seafloor morphology, or other controlling factors did not significantly affect the style of sediment accumulation (primarily hemipelagic sediment) at this site. At Site 1030 the number of silty turbidites generally decreases with depth (Figure 8c), which is consistent with an increase in the proportion of hemipelagic sediment with depth. This variation in sediment type with depth could result from temporal variability in sediment supply (i.e. the number, thickness, or composition of turbidity currents) and/or the evolution of seafloor topography around the First Ridge. Given our conceptual model of sediment accumulation on and around the First Ridge, sediments overlying the First Ridge to the north of Site 1030 should become more hemipelagic with depth due to the evolution of seafloor topography. Currently, there is little relief between the ridge to the north of Site 1030 and the surrounding basins. However, earlier in the history of the First

Ridge, the relief between the ridge in the north and the surrounding basins would have been greater. As the basins surrounding the First Ridge fill with sediment, the influence of topography on turbidity currents is reduced [*Underwood et al.*, 2002]. This is consistent with the observed increase in the proportion hemipelagic sediment with depth at Site 1030. Additionally, shallow (<5 m) fine-grained sediments from two piston cores slightly north (∼200 and 600 m) of Site 1030 are less hemipelagic (more fine-grained turbiditic) than deeper (>20 m) samples from Site 1030 (Figure 8c), and a few thin sandy turbidites are found in the shallow sediments ∼600 m north of Site 1030. There are no sandy turbidites at Site 1030 [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. Sandy turbidites at Sites 1025 and 1028 are confined to the upper 60-70% of the sediment column, but detailed information about depth variations of fine-grained sediments is not available.

We can not rule out temporal variations in sediment supply affecting fine-grained sediment accumulation patterns in the basins off of the First Ridge. However, the combination of data from piston cores and ODP Sites 1030 and 1031 allows us to make some inferences about variations in sediment type with depth overlying the First Ridge. Modeled sediment type increases in proportion hemipelagic sediment with depth overlying the ridge, where local relief is less than 40 m; elsewhere, modeled sediment type is constant with depth.

6. Seepage rates from pore water chemistry

Fluid seepage rates determined at points on and around the First Ridge provide information on the range of seepage speeds and the distance over which variability in upflow speed occurs. Results of modeling seepage from overpressure and sediment distributions are compared to these point measurements of fluid discharge. Ten point estimates of

fluid seepage overlying the First Ridge have been previously determined from pore water chemistry profiles. Seven seepage rates were determined for piston and gravity cores distributed along the First Ridge; fluid upflow estimates from magnesium data range from 0.1-2.0 mm/yr [*Wheat and Mottl*, 1994]. These are total fluid seepage rates, combining the effects of basement fluid overpressure and sedimentation/compaction. Although the effects of steady state sediment accumulation and compaction have a minor impact on the modeled fluid seepage rates, we apply a correction to the seepage rates from *Wheat and Mottl* [1994], so all the seepage rates that we compare are due only to basement fluid overpressure. At the seven sites where we calculated seepage rates from pore water chemistry profiles the sediment thickness ranges from 40 to 310 m. At these sites, the fluid downflow (with respect to the seafloor) due to sedimentation/compaction ranges from 0.03 to 0.016 mm/yr, respectively, with an average downflow rate of 0.026 mm/yr. In order to more accurately approximate the fluid upflow rates due only to basement fluid overpressure at the sites analyzed by *Wheat and Mottl* [1994], we increase their seepage rates by 0.026 mm/yr, effectively accounting for sedimentation/compaction. Fluid upflow rates at ODP Sites 1030 and 1031 are 1.9 and 3.2 mm/yr, respectively [*Giambalvo et al.*, 2002]. *Giambalvo et al.* [2002] account for sediment burial, but not sediment compaction. Sediment accumulation has moved the seafloor up $\sim$0.07 mm/yr at these sites, but sediment compaction reduces that upward movement to $\sim$0.026 mm/yr. Therefore, we reduce the fluid upflow rates from *Giambalvo et al.* [2002] by 0.044 mm/yr (effect of sediment accumulation and compaction minus effect of accumulation alone). Seepage rates due to basement fluid overpressure for the seven cores analyzed for this study range from 0.06-7.0 mm/yr (Table 2).

Previous studies indicated that fluid upflow rates correlate positively with local heat flow measurements [*Davis et al.*, 1992a], and are inversely related to sediment thickness [*Wheat and Mottl*, 1994]. Fluid upflow through the sediments appears to be limited to areas where sediment thickness is <160 m [*Wheat and Mottl*, 1994]. Basement fluids at Sites 1030 and 1031 are more altered than at surrounding sites. This suggests that the source of the fluid discharging from the sediments on and around the First Ridge could be distinct from the overall flow of basement fluid, which recharges at exposed oceanic crust closer to the ridge axis and moves east [*Shipboard Scientific Party*, 1997b].

7. Sediment physical properties

7.1. Consolidation and permeability

Knowledge of sediment consolidation as a function of effective stress and sediment permeability as a function of porosity allows us to model both porosity and permeability with depth in a sediment column [*e.g., Giambalvo et al.*, 2000]. Both our results and a study of deeper sediment samples on and around the First Ridge [*Giambalvo et al.*, 2000] indicate that primarily hemipelagic sediments have higher initial void ratios (volume voids/volume solids) and higher compression indices (slope of virgin consolidation curve) than primarily fine-grained turbiditic sediments (Figure 10a). Consolidation curves of the shallow sediment samples are shifted towards slightly lower void ratios relative to the deeper samples, for both sediment types. At all depths in the sediment column, hemipelagic sediments have lower permeability at a given void ratio than more fine-grained turbiditic sediments (Figure 10b). Similarly, the permeability of shallow sediment is shifted towards slightly lower values than the deeper samples. Based on the laboratory determined consolidation and permeability relationships, hemipelagic sediments have higher in situ permeability

than fine-grained turbidites in the upper 275 m of the sediment column. Below 275 m the porosity of hemipelagic sediment is reduced sufficiently, such that fine-grained turbidites have higher permeability.

Although there is considerable scatter in the porosity data for ODP sites 1030 and 1031, we can compare the porosity calculated from consolidation testing results to functions fit to the measured porosity data. Throughout the entire sediment column, the porosity of the hemipelagic sediments, calculated based on consolidation testing results, is less than 4% larger than the function fit to the observations [*Giambalvo et al.*, 2000]. For the fine-grained turbidites, the calculated porosity is less than 10% smaller than the fit to the observations in the upper 10 m of the sediment column and less than 5% smaller throughout the remainder of the sediment column. Differences in sediment permeability due to differences in porosity are less than 30% for the hemipelagic sediment and less than 20% for the fine-grained turbidites. These variations are small relative to the more than two order of magnitude differences in permeability between sediment type, or with depth in a >50 m thick sediment column).

Sediment physical properties vary consistently with the proportion of hemipelagic sediment. Compression index increases with proportion of hemipelagic material, from 0.5 at 30% hemipelagic to 1.4 at 95% hemipelagic (Figure 11a). The systematic increase in compression index with proportion hemipelagic sediment is likely a function of randomly oriented clays within hemipelagic sediment that align under an applied load [*Giambalvo et al.*, 2000]. Permeability at a void ratio of 1 (50% porosity) decreases with proportion of hemipelagic material, from $2\text{x}10^{-16}$ m^2 at 30% hemipelagic sediment to $6\text{x}10^{-18}$ m^2 at 95% hemipelagic sediment (Figure 11b). The systematic decrease in permeability (at a

given porosity) with proportion of hemipelagic sediment may indicate that a larger fraction of the pore space within the hemipelagic sediment is not well connected (i.e., lower effective porosity) than in fine-grained turbidites.

7.2. Spatial variability in sediment hydraulic impedance

Local variations in sediment type and thickness affect the pattern of fluid flow through the sediments. Relatively high fluid upwelling speeds are found at sites with relatively low hydraulic impedance. Therefore, fluid seepage is most likely to occur at sites with a combination of thin sediment cover and high sediment permeability. We use the modeled 3-D distribution of sediment types to predict spatial variations in sediment physical properties (consolidation and permeability). At each point in our model of the study area we used the consolidation relationship, which is a function of sediment type, to determine sediment bulk density, effective stress, and porosity at 1 m increments from the seafloor to the basement. We determine the bulk density, effective stress, and porosity by bootstrapping from the seafloor to the basement. For 1 m increments of sediment (beginning at the top of the sediment column), we begin with an assumed sediment bulk density. That bulk density is used to calculate an effective stress. Then the laboratory determined relationship between void ratio and effective stress is used to calculate porosity. With this porosity, the sediment bulk density is recalculated and the procedure is repeated until the change in porosity between iterations is less than 0.05%. With the porosity and bulk density of the uppermost 1 m calculated the procedure is repeated down through the sediment column – the effective stress increasing and porosity decreasing down through the entire sediment column. We use the porosity and sediment type at each depth to determine the permeability of each 1 m section from the seafloor to the basement, and then

determine the vertical sediment hydraulic impedance for sediment columns throughout the study area by numerically integrating:

$$I = \int_0^{z'} \frac{dz}{k(z)} \tag{5}$$

where k is permeability. Vertical sediment hydraulic impedance varies from approximately $1\text{x}10^{16}$ m^{-1} to $5\text{x}10^{18}$ m^{-1} overlying the First Ridge, and increases to a maximum value of $1.6\text{x}10^{19}$ m^{-1} off of the ridge, where the sediment column is approximately 300 m thick.

8. Driving forces

8.1. Basement overpressure at ODP sites

The rate of fluid flow through First Ridge sediments and the vertical hydraulic impedance of the sediment have been used previously to estimate the fluid overpressure (pressure above hydrostatic) in basement necessary to drive the flow. Fluid overpressure in First Ridge basement was estimated at <5 kPa [*Giambalvo et al.*, 2000], using a flow rate of 2 mm/yr [*Shipboard Scientific Party*, 1997b] and vertical sediment hydraulic impedance derived from the consolidation and permeability of relatively deep sediment samples [*Giambalvo et al.*, 2000]. Recent modeling of pore water chemistry data at 1030 and 1031 with advection-diffusion-reaction equations yield fluid seepage rates of 1.9 and 3.2 mm/yr, respectively [*Giambalvo et al.*, 2002]. We estimate the fluid overpressure in basement at Site 1031 based on a seepage rate of 3.2 mm/yr and a vertical sediment hydraulic impedance derived from both shallow and deep hemipelagic sediment samples. The sediment column at Site 1031 is predominantly hemipelagic mud with very few, thin, fine-grained turbidite layers [*Shipboard Scientific Party*, 1997b]. We use the average of the consolidation and permeability results for the shallow (<8 m) hemipelagic samples to

determine the permeability of sediments from the seafloor to 14 m below seafloor; from 14 m below seafloor to the basement we use the sediment physical properties data for the deep (>20 m) samples [*Giambalvo et al.*, 2000]. Our resulting estimate of fluid overpressure in basement at Site 1031 is 13 kPa. This larger overpressure than previously determined by *Giambalvo et al.* [2000] results from both the increased seepage rate and reduced permeability of the shallow sediments.

8.2. Spatial variations in basement overpressure

We estimate the basement fluid overpressure throughout the study area in order to assess if a reasonable set of driving forces combined with sediment properties information allows the prediction of seepage rates. We have calculated the basement fluid overpressure at Site 1031, but observations from sealed seafloor observatories and results from regional fluid and heat transport models indicate that basement fluid overpressure on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge is spatially variable. Observations from a sealed seafloor observatory [*Davis et al.*, 1992b] at Site 1025 (∼5 km west of the First Ridge) suggest basement fluid overpressure on the order of 3 kPa [*Davis and Becker*, 2003]. The overpressure at Site 1025 is ∼10 kPa lower than the overpressure calculated at Site 1031; the top of the basement at Site 1025 is ∼80 m below the top of basement at Site 1031.

Numerical modeling of regional scale fluid and heat transport on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge also indicates that basement fluid overpressure may be related to the elevation of the top of basement [*Stein and Fisher*, 2003]. Two-dimensional coupled heat and fluid flow models simulate fluid entering the crust at the point of sediment onlap and moving eastward through a relatively high permeability layer of upper crust capped by relatively low permeability sediments (Figure 12). The basement fluid pres-

sures, permeability, and the lateral flow rate required for modeled seafloor heatflow to match observations all vary with the thickness of the permeable basement layer. However, a similar trend of basement fluid overpressures is calculated over all the permeable basement layer thicknesses tested. Basement fluid overpressure decreases for ~5 km east from the point of sediment onlap, then gradually increases to the First Ridge. Fluid overpressures increase more abruptly, by 3-4 kPa, crossing the First Ridge; overpressures drop significantly to the east of the First Ridge [*Stein and Fisher*, 2003]. The trend of increasing basement fluid overpressure with increasing basement elevation is robust. Similar patterns of high fluid overpressures in basement ridges relative to basement troughs have been suggested elsewhere [*Fisher et al.*, 1990; *Fisher et al.*, 1994; *Davis et al.*, 1997; *Wang et al.*, 1997]. However, the details of the modeled pressure distribution on the Juan de Fuca Ridge flank were not used to assess the validity of the heat and mass transport models of *Stein and Fisher* [2003].

Therefore, we use the trend of an overpressure versus basement elevation relationship derived from the regional models, but we adjust the overpressure values to closely approximate the observed or calculated overpressure at ODP sites. We average the modeled basement fluid overpressures for the three "free flow" simulations from *Stein and Fisher* [2003] (cases with high permeability upper basement thickness = 100, 300, and 600 m; Figure 12). Modeled basement fluid overpressures are scaled, with a multiplier, such that the overpressure at Site 1031 is 13 kPa. Basement elevation throughout our study area is used to calculate basement fluid overpressure based on a function fit to the overpressure versus basement elevation data (Figure 13). Along the First Ridge, variations in basement fluid overpressure are small; overpressures range from 10 to 12 kPa. The modeled

basement fluid overpressure at Site 1031 is 12 kPa; at Site 1025 the modeled overpressure is 6 kPa. The modeled overpressures approximate the observations and are consistent with the trend of increasing overpressure with basement elevation suggested by *Stein and Fisher* [2003].

In modeling the fluid seepage rate through the sediments based on basement fluid overpressure and sediment hydraulic impedance, we perform separate calculations for two cases: 1) with the modeled spatial variations in overpressure descirbed above, and 2) with constant overpressure. As the spatial variations in basement overpressure away from Sites 1031 and 1025 are not well constrained, the calculatons made with constant overpressure allow us to focus on the spatial variations in fluid seepage rate due to variations in sediment hydraulic impedance alone.

9. Seepage distribution

We use the continuous estimates of basement fluid overpressure and vertical sediment hydraulic impedance to generate a map of predicted fluid seepage rates on and around the First Ridge (Figure 14). In the following discussions the "modeled" or "calculated" seepage rates refer to fluid seepage rates determined from the basement fluid overpressure and sediment hydraulic impedance; "measured" or "observed" seepage rates refer to those determined from pore water chemistry profiles. The modeled seepage rates range from 0 to 27 mm/yr. Most of the large amplitude spatial fluctuations in seepage rates occur over the First Ridge. The average modeled seepage rate over the entire 11 km length of the First Ridge within our study area is 1.3 mm/yr, slightly less than the average of the 15 point measurements of seepage rates overlying the ridge determined from pore water chemistry profiles, 1.5 mm/yr. Based on the model results, half of the total volume flux

of seepage to the study area is contributed from the 2% of the study area with flow rates >1.6 mm/yr. Only considering the area overlying the First Ridge, half of the volume flux is contributed from 25% of the area, with flow rates $\geq$1.1 mm/yr. The lowest fluxes from the First Ridge occur at the northern end of the study area and in the offset in the axis of the First Ridge, south of Site 1031. The highest fluxes occur in two sections of the ridge, one that includes Site 1031 and one immediately south of the offset in the axis of the First Ridge. Along both of these sections of the First Ridge maximum calculated seepage rates are in excess of 10 mm/yr. The model slightly overpredicts very slow flow rates and underpredicts high seepage rates derived from the pore water chemistry (Figure 15).

Of the primary controls on fluid seepage rate, sediment thickness on and around the First Ridge is the best constrained; basement overpressure and sediment type are less well constrained. Seepage rate varies directly with basement overpressure (given constant hydraulic impedance). We calculate the fluid seepage rate with a constant basement fluid overpressure (13 kPa, i.e. the calculated overpressure at Site 1031), to demonstrate the dominance of variations in sediment hydraulic impedance in controlling the fluid seepage pattern. While the fit between the modeled and observed seepage rates is best when using the modeled basement fluid overpressure (circles on Figure 15), the calculated seepage rates with constant overpressure (x's on Figure 15) show large variations in seepage rate due only to variations in hydraulic impedance of the same scale as the observations. At a given location, variations in sediment type can result in variations in seepage rate of almost an order of magnitude (see vertical bars in Figure 15).

10. Comparison between seepage distribution and seismic anomalies

Narrow zones of reduced seismic reflection amplitudes have been described within the sediments on and around the First Ridge [*Zühlsdorff et al.*, 1999; *Zühlsdorff and Spieß*, 2001]. Reflection anomalies are observed at all seismic source frequencies, but are most prominent in the Parasound data (i.e. at high source frequency range) (Figure 16) [*Zühlsdorff et al.*, 1999]. The low reflection amplitude anomalies generally occur over buried basement highs and have previously been mapped (Figure 17). These low seismic reflection amplitude anomalies are inferred to result from elevated sediment porosity, which causes a decrease in reflection coefficient and an increase in seismic attenuation [*Zühlsdorff et al.*, 1999]. In order to explain the largest magnitude seismic reflectivity anomalies with porosity variations, sediment porosity within the seismic anomalies must be on the order of 15-20% higher than porosity outside of the anomalies [*Zühlsdorff et al.*, 1999].

The distributions of seismic reflectivity anomalies and modeled fluid seepage were derived using separate methods that function on different scales so a comparison should be done cautiously; but differences in sediment physical properties contribute to both phenomena, therefore an examination of the two sets of observations is instructive. Zones of reduced seismic reflectivity in the northern part of the study area generally correspond to areas with high modeled fluid seepage rates (Figure 16). Low reflectivity anomalies that are continuous up to the seafloor primarily occur in areas with modeled seepage rates >0.25 mm/yr; many occur in locations with seepage rates >1 mm/yr. However, some of these seismic anomalies occur in areas with low seepage rates (<0.25 mm/yr), and some areas of rapid seepage (>1 mm/yr) are areas of normal seismic reflection amplitude. Low

reflectivity anomalies at depth in the sediment column occur both in zones of high and low modeled seepage rate. In principle there are several mechanisms which could explain the areas of locally elevated porosity that could cause the observed seismic anomalies. These include: 1) dissolution of sediment grains during diagenesis, 2) locally elevated fluid pressure (maintaining a low effective stress and inhibiting sediment consolidation), and 3) spatial variability in sediment type.

Significantly enhanced sediment porosity resulting from the dissolution of sediment grains during diagenesis is unlikely in this setting. Fine-grained sediments from Sites 1030 and 1031, where fluid seepage rates are 1.9 and 3.2 mm/yr, respectively, have been examined with a scanning electron microscope. The samples contained partially dissolved foraminifera and nannofossils, but no significant secondary porosity was observed [*Giambalvo et al.*, 2000].

Spatial variations in both fluid pressure and sediment type can result in lateral variations in sediment porosity. Sediment physical properties data indicate that sediment porosity on and around the First Ridge varies with sediment type, with hemipelagic sediments having higher porosity than fine-grained turbidites. Sediment of a given type can have a range of porosity versus depth profiles depending on the local fluid pressure or diagenetic history. Fluid overpressure that is maintained in sediments throughout sediment deposition will maintain a lower effective stress in the sediment; sediment will consolidate less and have increased porosity relative to sediment with hydrostatic fluid pressures (i.e. no overpressure). In the most extreme case, if fluid overpressures remain at lithostatic throughout sediment deposition, the sediments do not consolidate. Fluid overpressure can also reduce the effective stress of sediment that has already been con-

solidated. Such an increase in porosity is due to the elastic rebound of sediment grains and its magnitude is somewhat limited. Based on our consolidation experiments, the porosity of a fine-grained turbidite sediment column that is normally consolidated with hydrostatic fluid pressures will decrease from ~66% at the seafloor to ~45% 100 mbsf (Figure 18a). In order to maintain lithostatic pressures (and not consolidate the sediment) throughout a fine-grained turbidite sediment column 100 m thick, the fluid overpressure in basement would have to be ~800 kPa. The normal consolidation and no consolidation porosity profiles delineate the range of possible porosities within fine-grained turbidite sediment columns (Figure 18a). The porosities of fine-grained turbidites deposited with fluid overpressures maintained at the estimated values over the First Ridge (~13 kPa at the sediment-basement contact) are <0.2% higher than in sediment with no fluid overpressure. The highest porosities that can be achieved in a 100 m thick sediment column of rebounded fine-grained turbidites (normally consolidated fine-grained turbidites which are then subjected to lithostatic fluid pressures) are ~4% higher than in normally consolidated sediments (see "unloaded" porosity profile in Figure 18a). If overpressures (and fluid seepage) are transient, sediment porosity will vary between the "normal consolidation" and "unloaded" porosity profiles (Figure 18a), barring any mechanical process inhibiting consolidation. Hemipelagic sediments have higher porosities than fine-grained turbidites, but show similar trends in porosity given the same consolidation histories (Figure 17a). In all cases, differences in porosity between two columns of the same type of sediment with different fluid overpressure histories are largest at depth and decrease to zero at the seafloor, where there is no overburden (Figure 17b). Deep hemipelagic sediment samples at sties 1030 and 1031 are slightly overconsolidated [*Giambalvo et al.*, 2000], also sug-

gesting that large fluid pressures have not increased sediment porosity. Preconsolidation stresses could not be determined for the shallow sediment samples tested (i.e. they began consolidating on the virgin consolidation curve).

The difference in porosity between normally consolidated fine-grained turbidite and hemipelagic sediment columns shows less variation with depth and ranges from ~18-23% (Figure 18b). However, we have not explicitly identified a process which could generate significant variations in sediment type over short distances (e.g. Figure 16) in this setting. While turbidite depostion around topography can result in lateral variations in sediment type, we have only very general estimates for the hydrodynamic properties of turbidity currents at these sites and therefore do not have precise estimates of the distance over which dramatic facies changes could occur over the First Ridge. Additionally, our simple model of sediment type distribution does not mimic the pattern of seismic anomalies in all locations. Fine-grained sediments from shallow piston cores on the First Ridge north of Site 1030 have a high proportion of fine-grained turbidites (and relatively low porosity). In our simple sediment distribution model, the near surface sediments in this area are primarily fine-grained turbidites and they increase in proportion hemipelagic with depth. This is not consistent with elevated porosities (relative to sediments off the First Ridge) in shallow sediments in the area, predicted based on the presence of seismic anomalies. For all the shallow fine-grained sediments associated with seismic anomalies north of Site 1030 to have elevated porosities, either the sediments are more hemipelagic than represented in our simple model, or additional, unknown processes have acted to maintain elevated porosities in the narrow zones of the reflectivity anomalies. If the shallow sediments north of Site 1030 were modeled as primarily hemipelagic, the permeability of the sediments would be

greater. As a result either the modeled seepage rates in this area would increase and the agreement between modeled and observed seepage rates would be reduced (Figure 15), or the basement overpressures would need to be only ~4-8 kPa (instead of the 13 kPa, as modeled) in order to maintain the relatively low seepage rates though higher permeability sediments. Spatial variations in basement overpressure are not well constrained; basement overpressure could vary laterally as a result of convection geometry and permeability distribution in basement.

11. Summary and conclusions

A mix of hemipelagic and turbidite sediment has accumulated on and around the First Ridge. Sandy turbidite deposition is limited to sites off of the First Ridge and overlying the ridge where the seafloor is relatively flat (i.e. basement ridge topography has been largely obscured by overlying sediment accumulation and is not expressed on the seafloor). Some silty turbidites are found at sites overlying basement that is draped with a thin blanket of sediment, where muted basement topography is expressed on the seafloor. Where the topographic ridge is more prominent, hemipelagic sediment accumulation dominates. This is consistent with turbidites sourced on the continental margin being blocked or diverted by the topographic high (i.e. portions of the First Ridge). Seismic stratigraphy [*Zühlsdorff and Spieß*, 2001] and the timing of turbidite deposition [*Underwood et al.*, 2002] suggest that the First Ridge separates different sedimentation regimes to the east and west, and large events affecting both sides of the ridge simultaneously are rare [*Zühlsdorff and Spieß*, 2001]. As a result, a mix of hemipelagic and turbiditic sediments have accumulated at sites off the topographic ridge, while primarily hemipelagic sediments have accumulated on the topographic ridge.

Topography on the order of 50 m appears to influence the distribution of turbidite sediment in this area. Assuming reasonable turbidity current properties (4% suspended sediment concentration, and velocities ranging from 1-10 m/s), this would suggest that many of the turbidity currents that entered this area were <25-40 m thick. As the basins surrounding the First Ridge are progressively filled, reducing ridge relief, turbidite emplacement may advance along the ridge to the south.

Sediment thickness and type strongly influence seepage rates on and around the sediment-covered First Ridge on the eastern flank Juan de Fuca Ridge. In this region, seepage has been detected at sites with relatively thin blankets of high porosity (and relatively high permeability) hemipelagic sediments. In other areas, the thicker sediment cover associated with fine-grained turbidites acts to isolate the basement hydraulically and divert seepage elsewhere.

Knowledge of spatial variations in sediment hydraulic properties is necessary to predict fluid seepage patterns accurately. Spatially continuous estimates of fluid seepage rate are determined from the distribution of basement fluid overpressure, sediment thickness, and sediment type. Variations in sediment thickness and basement fluid overpressure in this area result in seepage rate variations of approximately 2 orders of magnitude. Variations in sediment type can alter seepage rates by an order of magnitude. Modeled fluid seepage rates range from 0 to 27 mm/yr and capture much of the spatial variability in observed seepage rates from pore water chemistry profiles. A comparison of the observed seepage pattern and sediment distribution on the First Ridge suggests that sediment thickness and type can explain much of the seepage pattern, without requiring focused flow along faults or zones of anomalous sediment permeability.

More than 90% of the total volume flux of fluid from sediments in the study area is discharged through sediments overlying the First Ridge. On most of the First Ridge, seepage rates are in excess of 0.25 mm/yr. Focused seepage dominates the volume flux from the First Ridge; half of the volume flux is contributed from 25% of the area, with flow rates $\geq$1.1 mm/yr. Although there are relatively steep lateral gradients in seepage rate, on the order of 10 mm/yr over 200 m, vertical chemical gradients in shallow pore water are still $\sim$200 times larger than lateral gradients.

The spatial distribution of both fluid seepage and seismic reflectivity anomalies are influenced by variations in sediment physical properties. Most areas with relatively high fluid seepage rates correspond to areas of seismic reflectivity anomalies which have been shown to be areas of elevated porosity; some areas of high seepage rate do not contain seismic anomalies and some seismic anomalies occur in locations with little or no seepage. Zones of elevated porosities could result from lateral variations in fluid pressure and sediment type. Fluid pressures maintained at lithostatic throughout sediment deposition could result in porosity anomalies in the range of 17-21%, 100 mbsf, but require basement fluid overpressures more than 30 times larger than observed at Site 1025 [*Davis et al.*, 2000] or calculated for Site 1031. Spatially variable fluid pressures within a constant sediment type can not increase the porosity of shallow sediments sufficiently to explain the seismic anomalies (even with extraordinarily large basement overpressures). Local zones of high porosity may be areas with relatively high seepage rates, but the high porosities are not caused by fluid overpressures.

Spatial variations in sediment type could result in porosity anomalies on the order of 20% throughout the sediment column, within the range predicted by analysis of seismic

anomalies. But we can not explicitly document the processes in this area that would result in large variations in sediment type over relatively short distances. It is unclear how porosity differences on the order of 20% over relatively short distances on and around the First Ridge are created or maintained. The results of this study can not rule out either spatial variations in sediment type due to the interactions of turbidity currents with seafloor topography, or some as yet unknown non-depositional process acting in narrow zones as suggested by [*Zühlsdorff et al.*, 1999]. Since the narrow zones of decreased reflection amplitudes indicate smaller scale features, and since areas with high seepage rates do not exactly match those seismic anomalies, the seismic anomalies appear to be not completely covered by our conceptual model of sediment type distribution and may have to be considered again separately.

Basement topography affects basement fluid overpressures and influences sediment depositional processes. The combination of enhanced overpressures and complex depositional patterns can explain much of the unique pattern in fluid seepage around a buried basement ridge on the Juan de Fuca Ridge flank. Variations in sediment physical properties contribute to both variations in fluid seepage rate and seismic reflectivity. Coordinated transects of long sediment cores and reflection seismic data across both zone of fluid seepage and seismic reflectivity anomalies are required in order to complete a detailed comparison of sediment physical properties and the seismic response of sediments in these settings.

Acknowledgments. Support for this project has been provided by NSF grant OCE-9819242 to Andrew Fisher. We thank Liz Screaton and Keir Becker for helpful suggestions that improved the manuscript. Maps were created using GMT [*Wessel and Smith*, 1998].

References

Alexander, J., and S. Morris, Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles, *J. Sed. Res., A64 (4),* 899–909, 1994.

Alt, J. C., J. Honnorez, C. Laverne, and R. Emmermann, Hydrothemal alteration of a 1-km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B: Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interaction, *J. Geophys. Res., 91,* 10309–10335, 1986.

Alt, J. C., and D. A. H. Teagle, The uptake of carbon during alteration of ocean crust, *Geochim. Cosmochim. Acta, 63 (10),* 1527–1535, 1999.

Anderson, R. N., and M. A. Hobart, The relation between heat flow, sediment thickness, and age in the eastern Pacific, *J. Geophys. Res., 81,* 2968–2989, 1976.

Baines, P. G., Observations of stratified flow past three-dimensional barriers, *J. Geophys. Res., 84 (C12),* 7834–7838, 1979.

Berner, R. A., *Early Diagenesis: A theoretical approach,* 241 pp., Princeton University Press, Princeton, N.J., 1980.

Davis, E. E., and K. Becker, Observations of natural-state fluid pressures and temperatures in young oceanic crust and inferences regarding hydrothermal circulation, *Earth Planet. Sci. Lett., 204,* 231–248, 2003.

Davis, E. E., D. S. Chapman, M. J. Mottl, W. J. Bentkowski, K. Dadey, C. Forster, R. Harris, S. Nagihara, K. Rohr, G. Wheat, and M. Whiticar, An experiment to study the nature of hydrothermal circulation n young oceanic crust, *Canadian J. Earth Sci., 29,* 925–952, 1992a.

Davis, E. E., K. Becker, T. Pettigrew, B. Carson, and R. MacDonald, CORK: A hydrogeologic seal and downhole observatory for deep-ocean boreholes, *Proc. Ocean Drill. Program, Initial Reports, 139,* 43–53, 1992b.

Davis, E. E., K. Wang, J. He, D. Chapman, H. Villinger, and A. Rosenberger, An unequivocal case for high Nusselt number hydrothermal convection in sediment-buried igneous oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett., 146,* 137–150, 1997.

Elderfield, H., and A. Schultz, Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 24,* 191–224, 1996.

Fisher, A., K. Becker, T. N. Narasimhan, M. Langseth, and M. Mottl, Passive, off-axis convection on the southern flank of the Costa Rica Rift, *J. Geophys. Res., 95,* 8845–8858, 1990.

Fisher, A. T., K. Becker, and T. N. Narasimhan, Off-axis hydrothermal circulation: Parameteric tests of a refined model of precesses at Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program site 504, *J. Geophys. Res., 99,* 3097–3121, 1994.

Giambalvo, E. R., A. T. Fisher, J. T. Martin, L. Darty, and R. P. Lowell, Origin of elevated sediment permeability in a hydrothermal seepage zone, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, and implications for transport of fluid and heat, *J. Geophys. Res., 105 (B1),* 913–928, 2000.

Giambalvo, E. R., C. I. Steefel, A. T. Fisher, N. D. Rosenberg, and C. G. Wheat, Effect of fluid-sediment reaction on hydrothermal fluxes of major elements, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *Geochim. Cosmochim. Acta,* 2002.

Ginster, U., M. J. Mottl, and R. P. Von Herzen, Heat-flux from black smokers on the Endeavor and Cleft segments, Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res., 99 (B3),* 4937–

4950, 1994.

Haughton, P. D. W., Deposits of deflected and ponded turbidity currents, Sorbas Basin, southeast Spain, *J. Sed. Res., A64 (2),* 233–246, 1994.

Imbrie, J., J. D. Hays, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, J. J. Morley, N. G. Pisias, W. L. Prell, and N. J. Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine δ^{18}O record, in *Milankovitch and Climate, Part 1,* edited by A. L. Berger *et al.*, 269–305, 1984.

Jacobson, R. S., Impact of crustal evolution on changes of the seismic properties of the uppermost ocean crust, *Rev. Geophys., 30 (1),* 23–42, 1992.

Johnson, H. P., K. Becker, and R. P. Von Herzen, Near-axis heat flow measurements on the northern Juan de Fuca Ridge: Implications for fluid circulation in oceanic crust, *Geophys. Res. Lett., 20 (17),* 1875–1878, 1993.

Kappel, E. S., and W. B. F. Ryan, Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along Northeast Pacific spreading centers: Evidence from Sea MARC I, *J. Geophys. Res., 91,* 13925–13940, 1986.

Karato, S., and K. Becker, Porosity and hydraulic properties of sediments from the Galapagos spreading center and their relationship to hydrothermal circulation in the oceanic crust, *J. Geophys. Res., 88,* 1009–1017, 1983.

Kneller, B., D. Edwards, W. McCaffrey, and R. Moore, Oblique reflection of turbidity currents, *Geology, 14,* 250–252, 1991.

Kneller, B., C. Buckee, The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications,*Sedimentology, 47 (Suppl. 1),* 62–94, 2000.

Langseth, M. G., M. J. Mottl, M. A. Hobart, and A. T. Fisher, The distribution of geothermal and geochemical gradients near Site 501/504, implications for hydrothermal circulation in the oceanic crust, *Proc. Ocean Drill. Program, Initial Reports, 111,* 23–32, 1988.

Li, Y. -H., and S. Gregory, Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta, 38,* 703–714, 1974.

Lister, C. R. B., On the thermal balance of a mid-ocean ridge, *Geophys. J. Royal Astron. Soc., 26,* 515–525, 1972.

Maris, C. R. P., and M. L. Bender, Upwelling of hydrothermal solutions through ridge flank sediments shown by pore water profiles, *Science, 216 (7),* 623–626, 1982.

Maris, C. R. P., M. L. Bender, P. N. Frolich, R. Barnes, and N. A. Luedtke, Chemical evidence for advection of hydrothermal solutions in the sediments of the Galapagoes Mounds Hydrothermal Field, *Geochim. Cosmochim. Acta, 48,* 2331–2346, 1984.

McDuff, R. E., Major cation gradients in DSDP interstitial waters: the role of diffusive exchange between seawater and upper oceanic crust, *Geochim. Cosmochim. Acta, 45,* 1705–1713, 1981.

Middleton, G. V., Sediment deposition from turbidity currents, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 21,* 89–114, 1993.

Mottl, M. J., Hydrothermal convection, reaction and diffusion in sediments on the Costa Rica Rift flank, pore water evidence from ODP Sites 677 and 678, *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 111,* 195–214, 1989.

Mottl, M. J., and Wheat, C. G., Hydrothermal circulation through mid-ocean ridge flanks: Fluxes of heat and magnesium, *Geochim. Cosmochim. Acta, 58 (10),* 2225–2237, 1994.

Mottl, M. J., C. G. Wheat, E. Baker, N. Becker, E. Davis, R. Feely, A. Grehan, D. Kadko, M. Lilley, G. Massoth, C. Moyer, and F. Sansone, Warm springs discovered on 3.5 Ma oceanic crust, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *Geology, 26 (1),* 51–54, 1998.

Normark, W. R., and D. J. W. Piper, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional records, in *SEPM Special Publication*, edited by R. H. Osborne, 207–229, 1991.

Olsen, H. W., R. W. Nichols, and T. L. Rice, Low gradient permeability measurements in a triaxial system, *Geotechnique, 35 (2),* 145–157, 1985.

Pickering, K. T., and R. N. Hiscott, Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec Canada: An alternative to the antidune hypothesis, *Sedimentology, 32,* 373–394, 1985.

Pickering, K. T., M. B. Underwood, and A. Taira, Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough: Flow collapse and reflection, *Geology, 20,* 1099–1102, 1992.

Prins, M. A., and G. J. Weltje, End-member modeling of siliclastic grain-size distributions: the Late Quaternary record of eolian and fluvial sediment supply to the Arabian Sea and its paleoclimatic significance, in *SEPM Special Publication*, 91–111, 1999.

Rottman, J. W., J. E. Simpson, and J. C. R. Hunt, Unsteady gravity current flows over obstacles: some observations and analysis related to the Phase II trials, *J. Hazardous Materials, 11,* 325–340, 1985.

Rowe, P. W., and L. Barden, A new consolidation cell, *Geotechnique, 16,* 162–170, 1966.

Sclater, J. G., J. Crowe, and R. N. Anderson, On the reliability of oceanic heat flow averages, *J. Geophys. Res., 81,* 2997–3006, 1976.

Sclater, J. G., C. Jaupart, and D. Galson, The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth, *Rev. Geophys., 18 (1),* 269–311, 1980.

Shipboard Scientific Party, Introduction and summary: Hydrothermal circulation in the oceanic crust and its consequences on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *Proc. Ocean Drill. Program, Initial Reports, 168,* 1–15, 1997a.

Shipboard Scientific Party, Buried basement transect (Sites 1028, 1029, 1030, 1031, and 1032), *Proc. Ocean Drill. Program, Initial Reports, 168,* 161–212, 1997b.

Shipboard Scientific Party, Hydrothermal transition transect (sites 1023, 1024, and 1025), *Proc. Ocean Drill. Program, Initial Reports, 168,* 49–100, 1997c.

Snelgrove, S. H., and C. B. Forster, Impact of seafloor sediment permeability and thickness on off-axis hydrothermal circulation: Juan de Fuca Ridge eastern flank, *J. Geophys. Res., 101,* 2915–2925, 1996.

Snyder, W. H., R. S. Thompson, R. E. Eskridge, R. E. Lawson, I. P. Castro, J. T. Lee., J. C. Hunt, and Y. Ogawa, The structure of strongly stratified flow over hills: dividing-streamline concept, *J. Fluid Mechanics, 152,* 249–288, 1985.

Spinelli, G. A., E. R. Giambalvo, and A. T. Fisher, Sediment permeability, distribution, and influence on fluxes in oceanic basement, in *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere.*, edited by E. E. Davis and H. Elderfield, Cambridge University Press, in press.

Stacey, M. W., and A. J. Bowen, The vertical structure of density and turbidity currents: theory and observations, *J. Geophys. Res., 93,* 3528–3542, 1988.

Stein, J., and A. T. Fisher, Observations and models of lateral hydrothermal circulation on a young ridge flank: Numerical evaluation of thermal and chemical constraints, *Geochem. Geophys. Geosyst., 4 (1),* doi:10.1029/2002GC000415, 2003.

Stein, C. A., and S. Stein, Comparison of plate and asthenospheric flow models for the thermal evolution of oceanic lithosphere, *Geophys. Res. Lett., 21 (8),* 709–712, 1994.

Stow, D. A. V., Deep sea processes of sediment transport and deposition, in *Sediment Transport and Depositional Processes*, edited by K. Pye, pp. 257–291, Blackwell, Oxford, 1994.

Ullman, W. J., and R. C. Aller, Diffusion coefficients in nearshore sediments, *Limnol. Oceano., 27 (3),* 552–556, 1982.

Underwood, M. B., and K. D. Hoke, Composition and provenance of turbidite sand and hemipelagic mud in northwestern Cascadia Basin, *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 168,* 51–65, 2000.

Underwood, M. B., K. D. Hoke, A. T. Fisher, E. R. Giambalvo, E. E. Davis, L. Zühlsdorff, and G. A. Spinelli, Provenance, stratigraphic architecture, and hydrogeologic effects of turbidites in northwestern Cascadia Basin, Pacific Ocean, *J. Sed. Res.,* 2002.

Wang, K., J. He, and E. E. Davis, Influence of basement topography on hydrothermal circulation in sediment-buried igneous oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett., 146,* 151–164, 1997.

Weltje, G. J., End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem, *Mathematical Geology, 29 (4),* 503–549, 1997.

Wessel, P., and W. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *Trans. Am. Geophys. Union (EOS), 79*, 579, 1998.

Wheat, C. G., and R. E. McDuff, Mapping the fluid flow of the Mariana Mounds ridge flank hydrothermal system: Pore water chemical tracers, *J. Geophys. Res., 100,* 8115–

8131, 1995.

Wheat, C. G., and M. J. Mottl, Hydrothermal circulation, Juan de Fuca Ridge eastern flank: Factors controlling basement water composition, *J. Geophys. Res., 99 (B2),* 3067–3080, 1994.

Wheat, C. G., and M. J. Mottl, Composition of pore and spring waters from Baby Bare: Global implications of geochemical fluxes from a ridge flank hydrothermal system, *Geochim. Cosmochim. Acta, 64 (4),* 629–642, 2000.

Wheat, C. G., M. J. Mottl, A. T. Fisher, D. Kadko, E. E. Davis, and E. Baker, Heat flow from a basaltic outcrop on a ridge flank: insights to the role of outcrops in guiding hydrothermal discharge, *Earth Planet. Sci. Lett.,* submitted.

Williams, D. L., K. Green, T. H. van Andel, R. P. Von Herzen, J. R. Dymond, and K. Crane, The hydrothermal mounds of the Galapagos Rift: Observations with DSRV Alvin and detailed heat flow studies, *J. Geophys. Res., 84,* 7467–7484, 1979.

Zühlsdorff, L., V. Spieß, C. Huebscher, and M. Breitzke, Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Evidence for fluid migration?, *J. Geophys. Res., 104 (B7),* 15351–15364, 1999.

Zühlsdorff, L., and V. Spieß, Modeling seismic reflection patterns from Ocean Drilling Program Leg 168 core density logs: Insight into lateral variations in physical properties and sediment input at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *J. Geophys. Res., 106 (B8),* 16119–16133, 2001.

Zühlsdorff, L., V. Spieß, F. Meier, T. Schwenk, A. T. Fisher, and M. Hutnak, Seismic and hydro-acoustic constraints on sediment distribution, tectonics, and fluid flow at the eastern Juan de Fuca Ridge flank, *Eos Trans., AGU, Fall Meeting Suppl., 82 (47),*

Abstract S21A-0559, 2001.

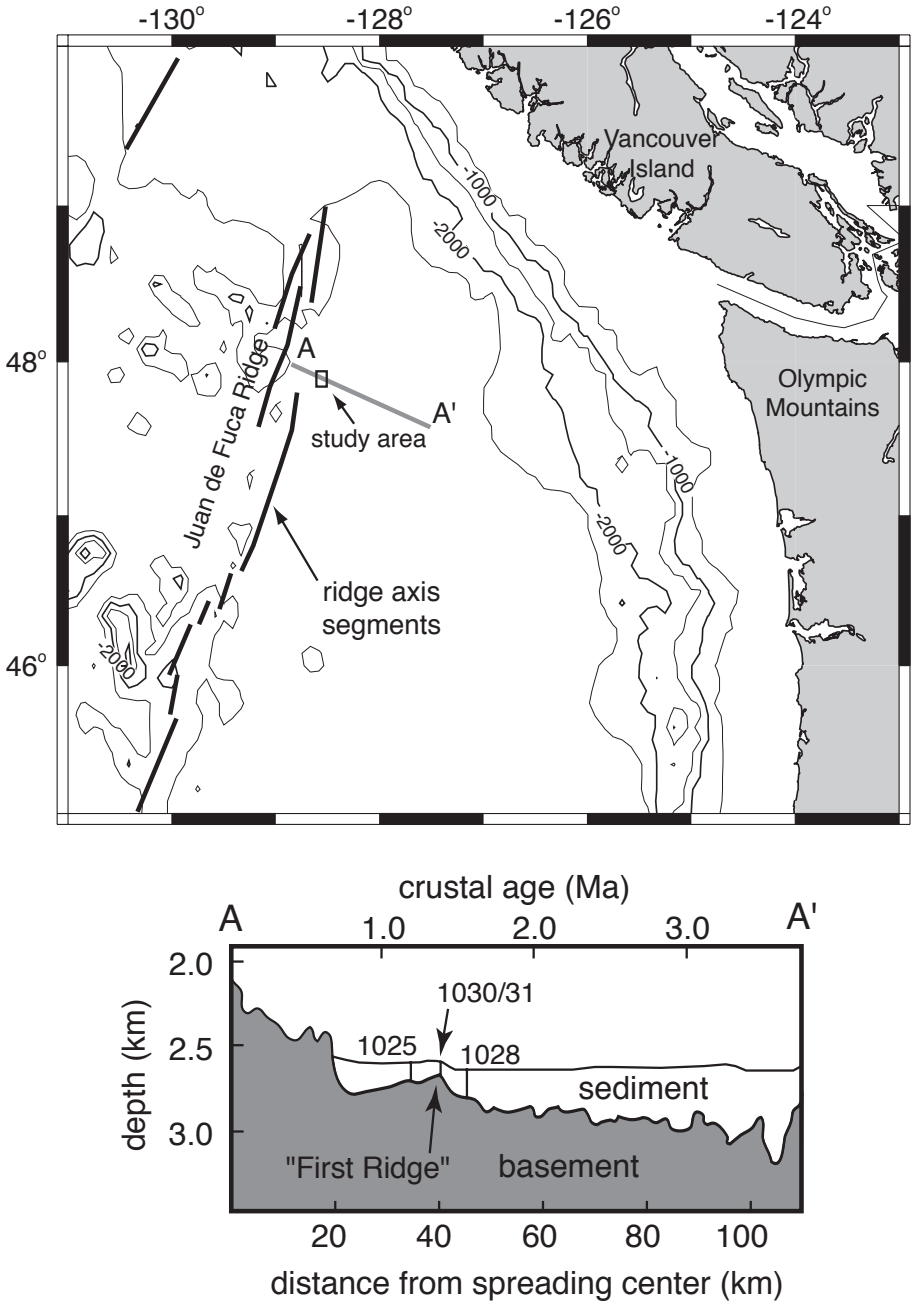


Figure 0.1: The eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. Sediment cores and reflection seismic data were collected on and around the "First Ridge", a sediment covered basement ridge of 1.4 Ma crust. Ocean Drilling Program (ODP) Sites 1030 and 1031 overlie the First Ridge.

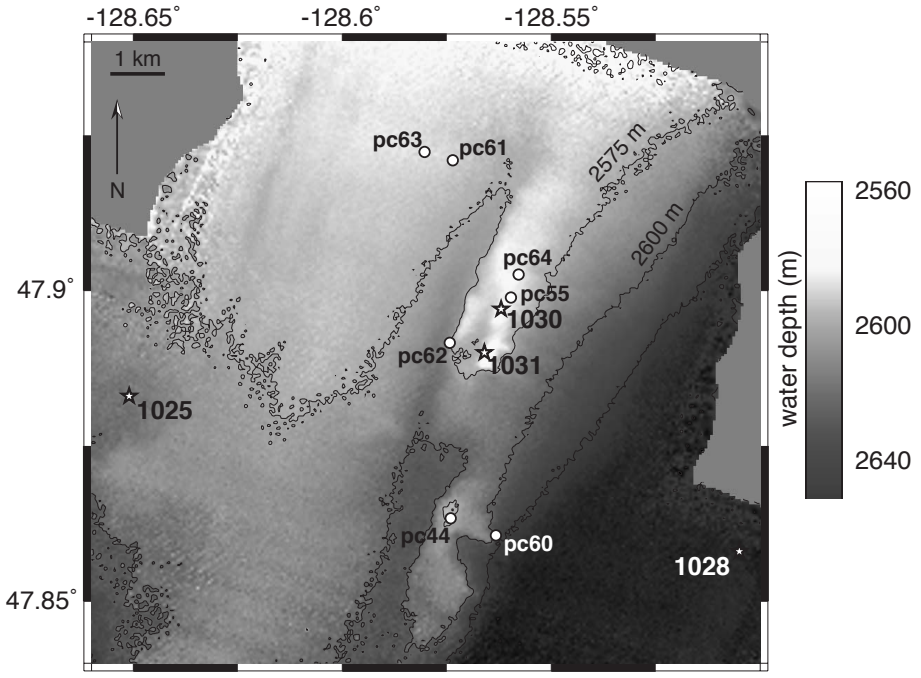


Figure 0.2: Bathymetry of the First Ridge on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. The First Ridge plunges to the south. Piston cores (white circles) were collected from on and near the First Ridge in order to analyze the sediments and sediment pore waters. ODP Sites 1030 and 1031 overlie the First Ridge; Sites 1025 and 1028 are ∼5 km off the First Ridge.

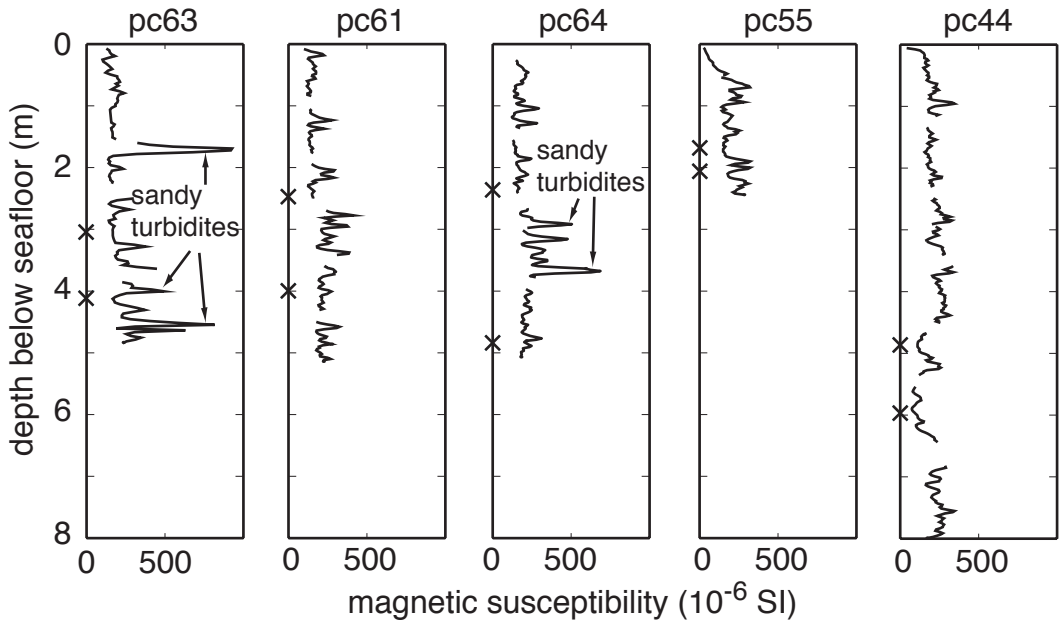


Figure 0.3: Magnetic susceptibility of sediments from piston cores. Peaks in magnetic susceptibility correspond to sandy turbidites; fine-grained sediments have low magnetic susceptibility. Two samples were selected from each core for permeability and consolidation measurements; sample locations are indicated with an X along the y-axis for each core. Sediments were also tested from two additional cores (for which magnetic susceptibility data was not collected).

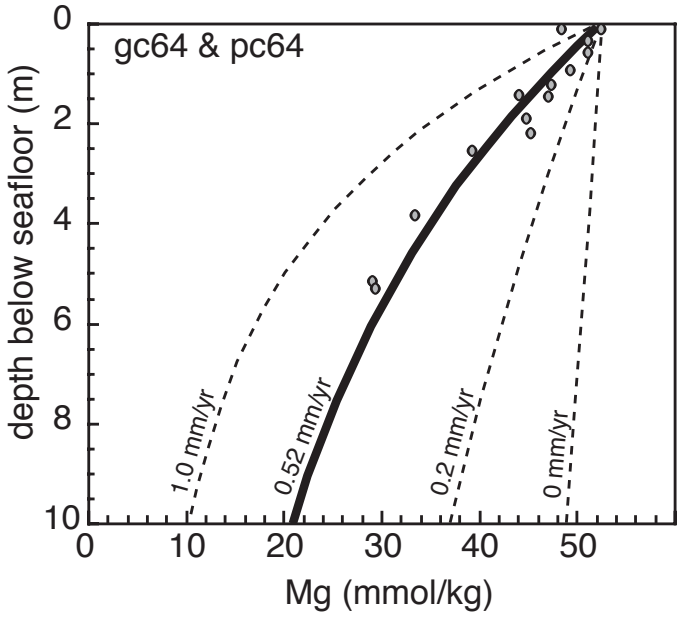


Figure 0.4: Example of modeling fluid flow rate from pore water chemistry. The points show Mg concentration in pore waters from a gravity core and piston core. Lines are modeled Mg concentrations using an advection-diffusion equation. The best fit between modeled and observed Mg concentrations (bold line) occurs with an upflow rate of 0.52 mm/yr. Modeled Mg concentrations with upflow rates of 0, 0.2, and 1.0 mm/yr (dashed lines) are shown for comparison.

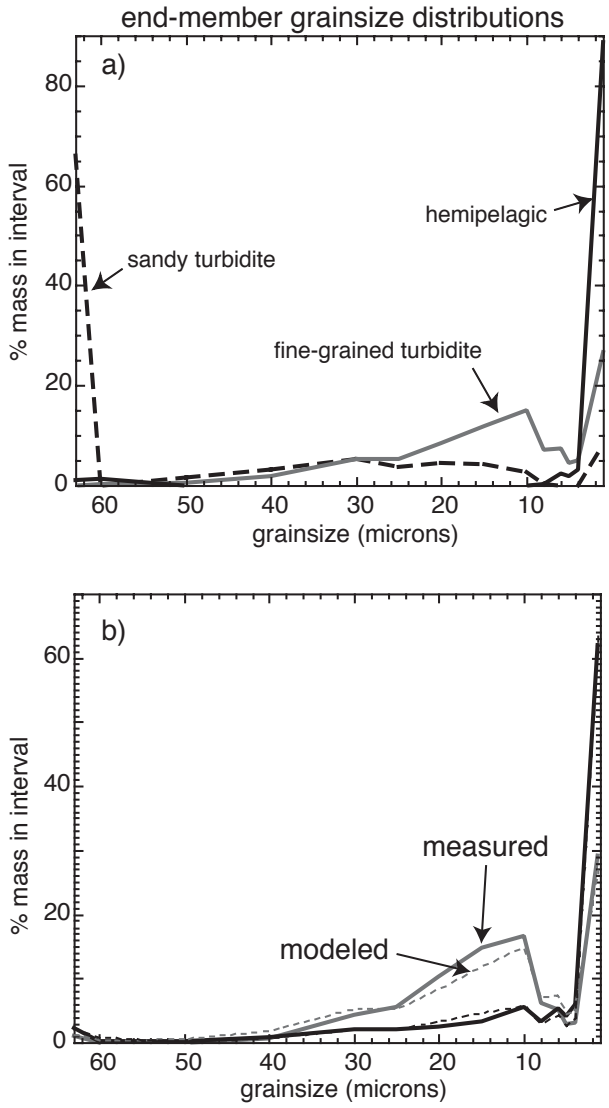


Figure 0.5: End-member modeling of grain size distributions. a) Three theoretical end-member grain size distributions are used to model >95% of the variability in grain size distributions. b) Comparisons between typical observed grain size distributions (solid lines) and modeled distributions (dashed lines) which are linear combinations of the end-members shown in (a).

core number	depth (m)	median grain size (μm)	grain size IQR (μm)	magnetic susceptibility 10^{-6} SI	% sandy turbidite	% fine grained turbidite	% hemipelagic	permeability at 50% porosity	compression index
pc44	0.96	2.3	7.8	345	0	55	44	-	-
pc44	1.08	3.1	7.8	181	0	65	35	-	-
pc44	1.97	1.9	5.4	177	1	45	54	-	-
pc44	2.85	2.7	7.8	329	0	60	40	-	-
pc44	3.00	1.8	5.3	240	1	44	55	-	-
pc44	3.17	1.4	3.6	166	1	29	70	-	-
pc44	3.60	6.6	18.6	326	6	74	20	-	-
pc44	4.10	2.3	5.1	285	0	50	50	-	-
pc44	4.85	2.4	5.5	111	3	49	48	$2.11x^{-17}$	1.03
pc44	5.23	4.3	10.6	257	1	71	28	-	-
pc44	5.95	1.9	4.8	81	2	38	59	$1.57x^{-17}$	1.23
pc44	7.56	1.4	3.4	346	1	26	73	-	-
pc55	1.66	2.8	7.2	165	0	60	40	$4.30x^{-17}$	0.71
pc55	2.05	2.7	8.4	249	1	57	42	$1.33x^{-16}$	0.61
pc60	2.30	1.5	0.8	-	0	10	90	$2.19x^{-17}$	0.90
pc60	2.38	1.9	4.5	-	0	44	56	$1.48x^{-17}$	1.11
pc61	0.68	1.8	4.5	119	0	41	59	-	-
pc61	1.23	8.4	11.8	279	2	98	1	-	-
pc61	1.60	1.9	4.8	137	0	48	52	-	-
pc61	2.47	1.7	5.0	154	0	45	55	$3.05x^{-17}$	0.73
pc61	2.77	5.4	9.2	416	0	84	16	-	-
pc61	2.95	6.9	16.8	380	8	72	20	-	-
pc61	3.38	6.0	9.9	388	0	88	12	-	-
pc61	4.00	4.0	8.6	275	0	73	27	$3.75x^{-16}$	0.38
pc61	4.58	4.5	9.1	327	1	74	25	-	-
pc61	4.96	2.7	7.0	179	0	61	39	-	-
pc62	2.35	2.3	7.9	-	0	58	42	$3.80x^{-17}$	0.66
pc62	5.00	1.8	3.9	-	3	31	65	$4.80x^{-17}$	0.80
pc63	1.41	1.8	4.9	169	0	42	58	-	-
pc63	1.62	10.9	23.3	404	18	74	8	-	-
pc63	1.65	9.2	23.6	553	21	66	13	-	-
pc63	1.69	60.8	36.3	931	100	0	0	-	-
pc63	1.85	1.7	4.6	142	0	39	61	-	-
pc63	2.00	3.8	9.2	236	3	66	31	-	-
pc63	2.66	7.2	16.1	279	5	77	17	-	-
pc63	3.05	0.9	3.5	171	0	30	70	$2.36x^{-17}$	0.66
pc63	3.26	8.4	13.7	380	1	95	4	-	-
pc63	4.05	1.8	6.8	215	0	52	48	$3.40x^{-17}$	0.57
pc64	2.35	2.5	6.9	165	0	59	41	$7.64x^{-17}$	0.74
pc64	4.82	2.4	7.0	204	0	58	42	$7.64x^{-17}$	0.51
1028	17.0	2.0	6.9	-	1	51	48	$8.72x^{-17}$	0.41
1030	20.0	<0.3	<0.6	-	1	5	94	$8.94x^{-18}$	1.27
1030	20.0	0.9	<2.8	-	3	16	81	$8.94x^{-18}$	1.27
1030	34.8	2.3	1.1	-	0	9	90	$5.48x^{-18}$	1.38
1031	23.2	1.6	7.8	-	27	0	73	$1.23x^{-17}$	1.15
1031	23.2	0.6	2.4	-	27	0	73	$1.23x^{-17}$	1.15
1031	30.3	0.5	0.5	-	4	2	94	$2.51x^{-18}$	1.93
1031	39.2	<0.3	<0.7	-	9	5	86	$2.63x^{-18}$	1.17

Table 0.1: Grain size, magnetic susceptibility, end-member grain size modeling results, and physical properties of Juan de Fuca Ridge flank sediments.

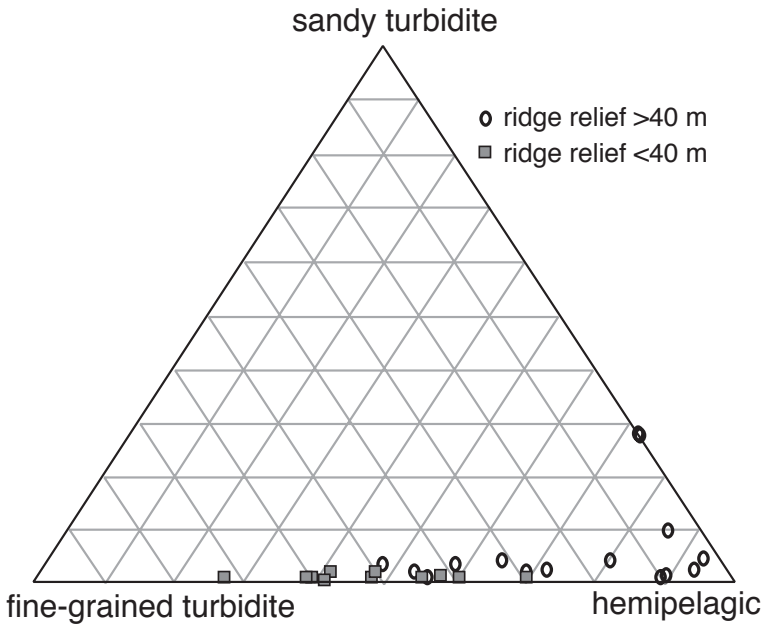


Figure 0.6: Composition of fine-grained sediment samples based on end-member analysis of grain size distributions. Sediments overlying the First Ridge south of Site 1030, where the local relief between the ridge and the surrounding basins is >40 m (open circles), are more hemipelagic than sediments off the ridge or over the ridge in lower relief areas, north of Site 1030 (filled squares).

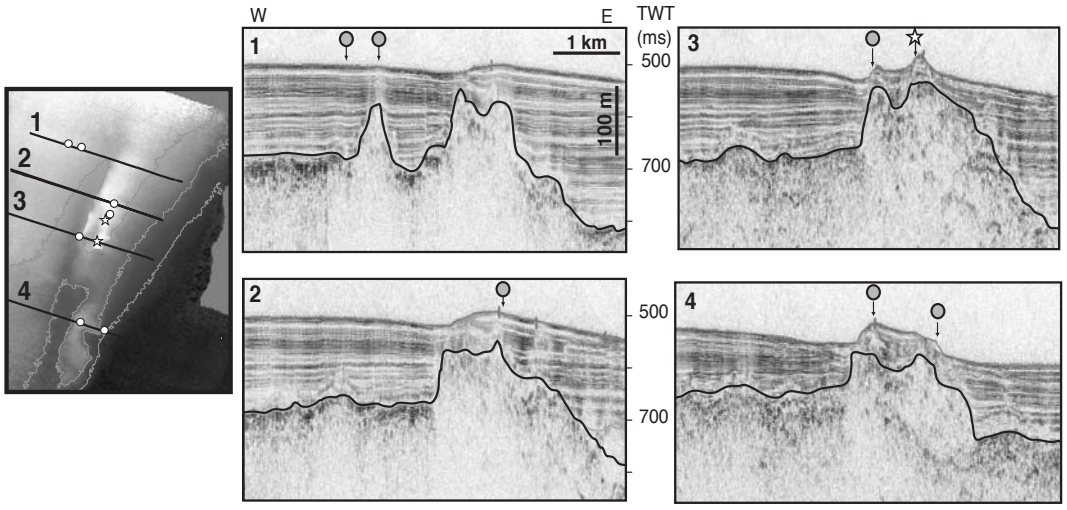


Figure 0.7: Reflection seismic data along four profiles across the First Ridge. The locations of the seismic lines are indicated on the map to the left. Locations of piston cores (∘) and ODP Site 1031 (⋆) are indicated above the reflection seismic profiles. First Ridge topography in the north is subdued, as the basins surrounding the ridge have largely filled with sediment. In the south, First Ridge topography is more pronounced.

core(s)	latitude	longitude	fluid upflow rate (mm/yr)
gc44, pc44	47.86332°	-128.57411°	0.16
gc55, pc55	47.89890°	-128.55964°	0.39
pc60	47.86000°	-128.56100°	5.0
gc61, pc61	47.92093°	-128.57389°	0.10
gc62	47.89157°	-128.57507°	7.0
pc63	47.92228°	-128.58032°	0.06
gc64, pc64	47.90258°	-128.55781°	0.52

Table 0.2: Fluid seepage rates from pore water chemistry (Mg) modeling

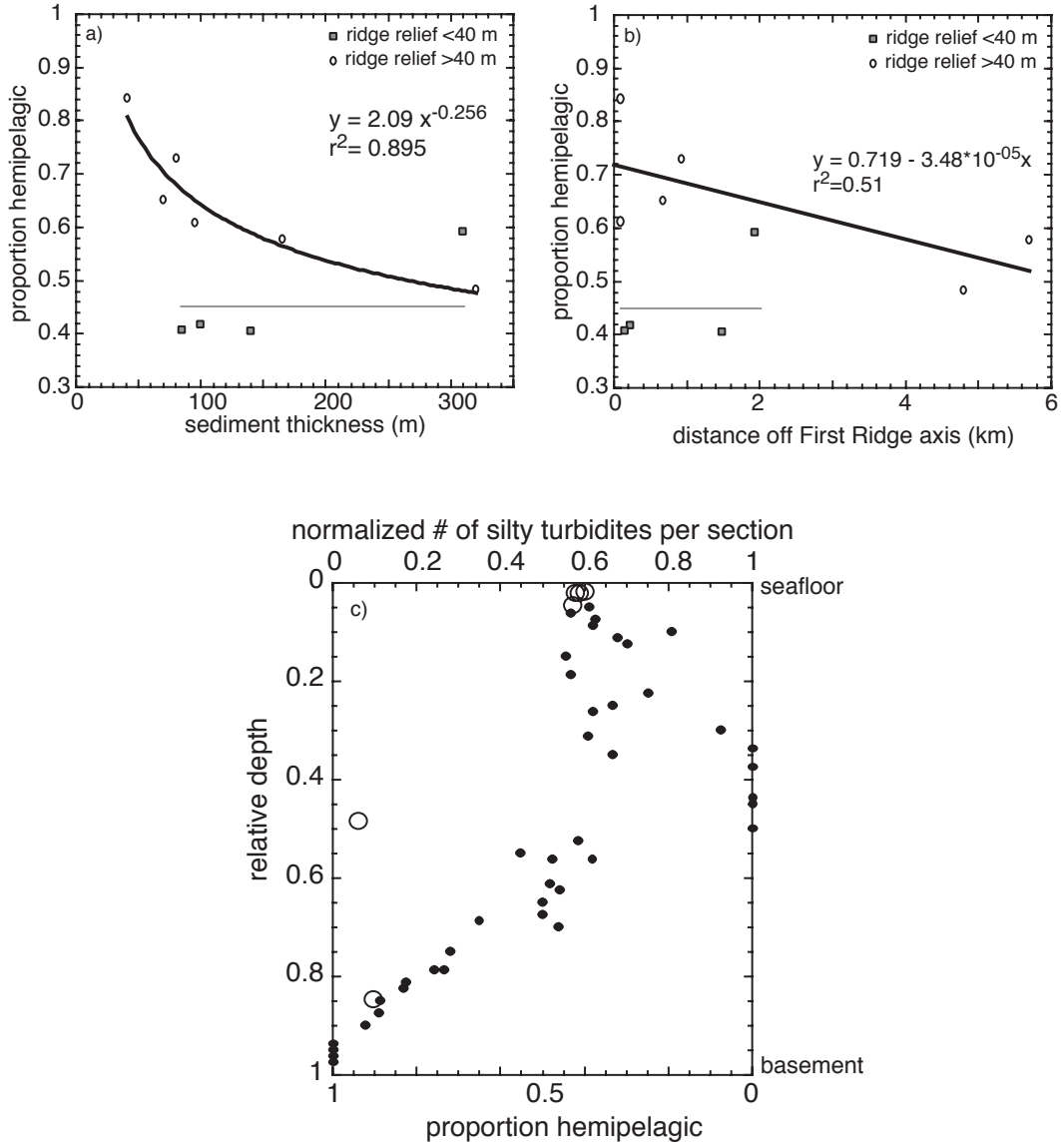


Figure 0.8: Spatial variation in sediment type on and around the First Ridge. Where ridge relief is more pronounced the proportion of hemipelagic sediment comprising the sediments decrease with increasing sediment thickness (Figure 8a) and increasing distance from the First Ridge (Figure 8b). The number of fine-grained turbidites (•; upper axis) at ODP Site 1030 increases to a maximum ~20 m below the seafloor, then decreases sharply in the lower half of the section (Figure 8c). The proportion of hemipelagic sediment comprising fine-grained samples (◯; lower axis) is relatively low in shallow samples slightly north of Site 1030 and is much higher in deep samples from Site 1030.

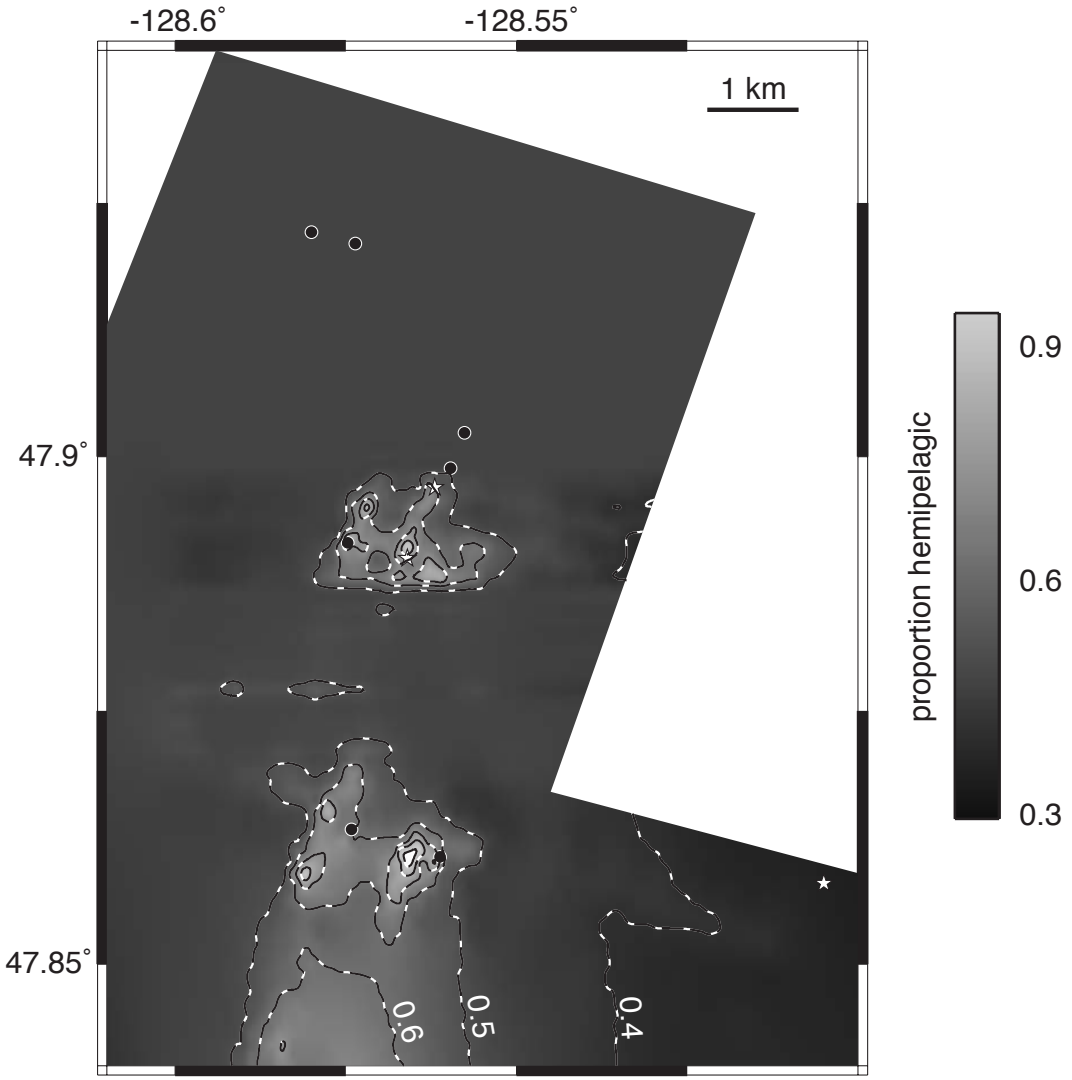


Figure 0.9: Modeled distribution of shallow sediment types on and around the First Ridge. The proportion of hemipelagic material within sediments overlying the First Ridge range from 95% where ridge relief is high (>40 m) and sediments are thin, to 45% where ridge relief is low (<40 m). Off of the First Ridge fine-grained sediments are predominantly fine-grained turbidites (<50% hemipelagic).

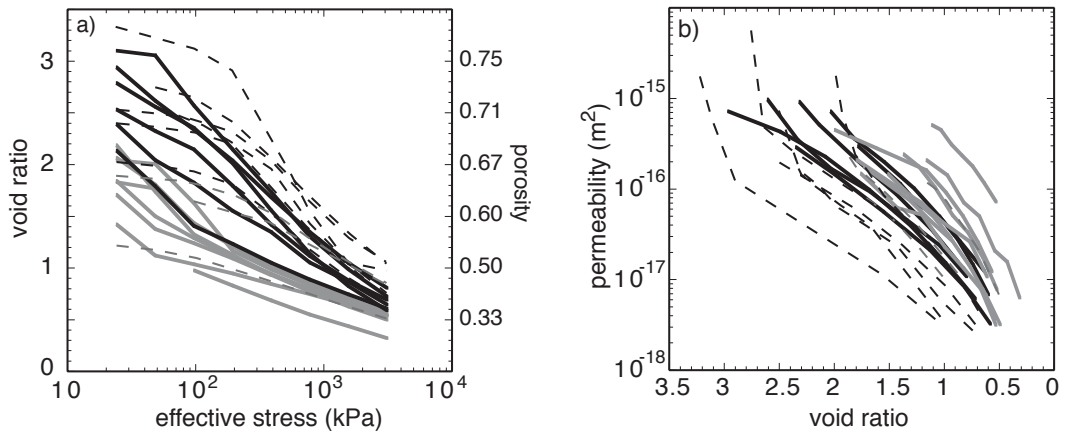


Figure 0.10: Physical properties of sediments on and around the First Ridge. a) Both shallow (solid black line) and deep (dashed black line) hemipelagic sediments have higher initial void ratios and consolidate more as they are buried (i.e., increasing effective stress) than either shallow (solid gray line) or deep (dashed gray line) fine-grained turbidites. b) Hemipelagic sediments (shallow samples=solid black; deep samples=dashed black) have lower permeability at a given void ratio than fine-grained turbidites (shallow samples=solid gray; deep samples=dashed gray). Hemipelagic sediments have higher permeability in the upper 275 m of the sediment column due to their higher porosity.

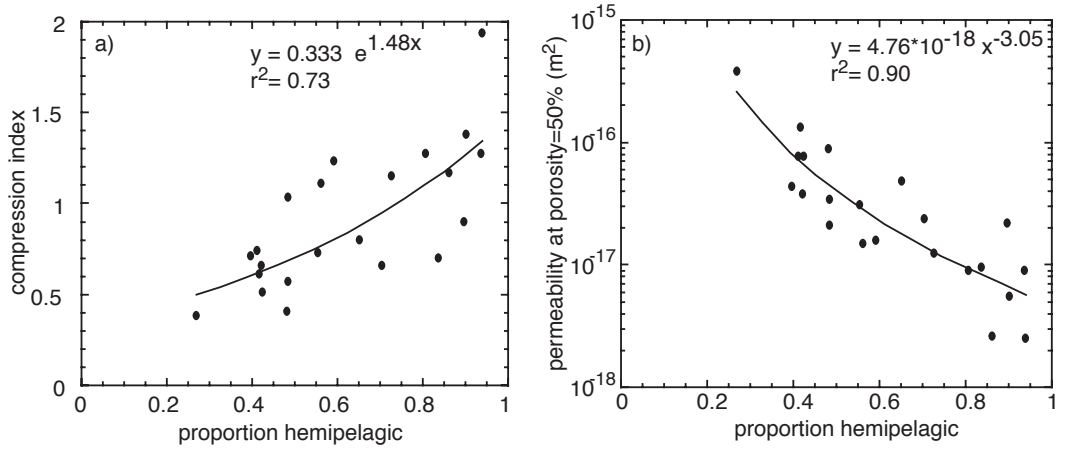


Figure 0.11: Variations in sediment physical properties with sediment type. a) The compression index (a measure of the ease of consolidation) increases as the proportion of hemipelagic material within a sample increases. b) At a given porosity, sediment permeability decreases with increasing proportion hemipelagic material. The relationships between sediment physical properties and sediment type are used with the spatial variations in sediment type (Figures 8 and 9) to model vertical sediment hydraulic impedance throughout the study area.

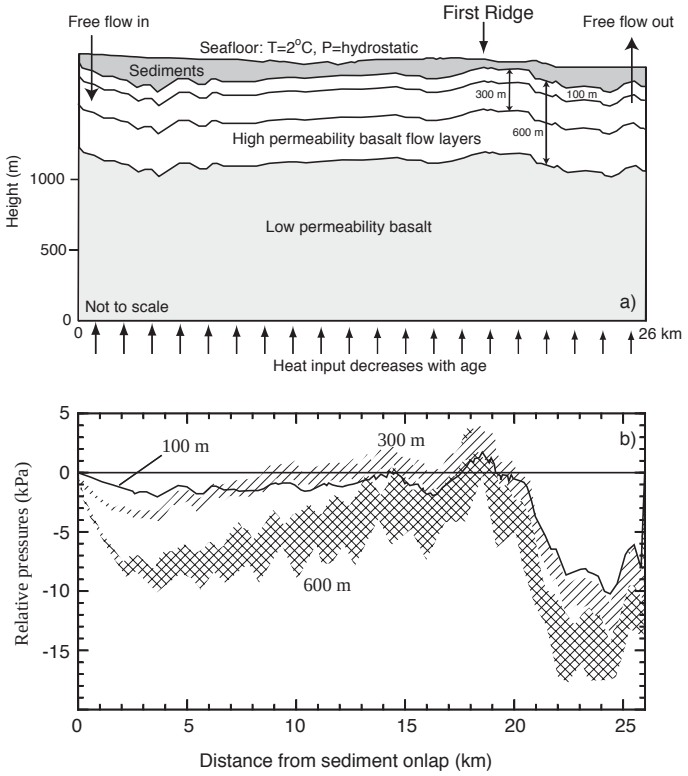


Figure 0.12: Regional fluid and mass transport model (a) and modeled basement fluid overpressures (b) (modified from *Stein and Fisher*, 2003). The trend of increasing basement fluid overpressure with increasing elevation of the top of basement is used to estimate overpressures on and around the First Ridge. Modeled pressures in the 300 and 600 m cases are transient on time-scales of decades to centuries, therefore the relative pressure at any point in the model covers a range of values.

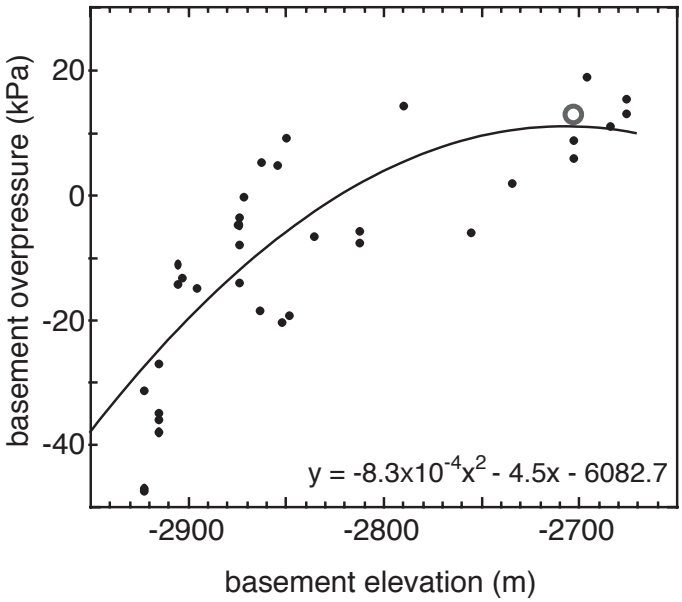


Figure 0.13: Variations in basement fluid overpressure with basement elevation. At Site 1031 the fluid overpressure in basement is 13 kPa, based on the seepage rate and vertical hydraulic impedance of the sediment column (open circle). Basement fluid overpressures relative to the overpressure at Site 1031 have been modeled along a transect across the First Ridge (filled circles) [*Stein and Fisher*, 2003]. A fit to modeled basement overpressures on and around the First Ridge versus the elevation of the top of basement is used to predict basement fluid overpressure throughout the study area.

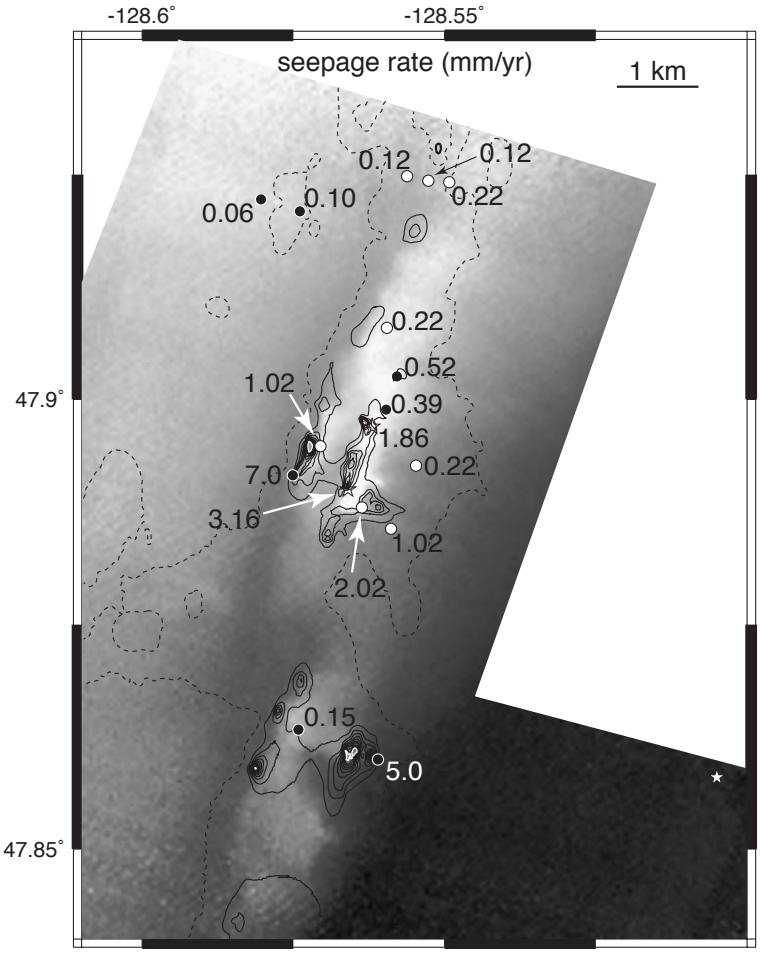


Figure 0.14: Modeled seepage distribution on the First Ridge. Contours show the modeled fluid seepage distribution overlain on grayscale bathymetry (as shown in Figure 2). The dashed line is the 0 mm/yr contour. The solid lines are 1 mm/yr contours from 1 to 10 mm/yr. Seepage rates in excess of 10 mm/yr, up to 27 mm/yr, occur in isolated areas; 10 and 20 mm/yr contours are shown in white. Point measurements of seepage rates have been determined at ODP sites ($\star$) [*Giambalvo et al.*, 2002], and shallow sediment cores ($\circ$) [*Wheat and Mottl*, 1994], $\bullet$ (this study).

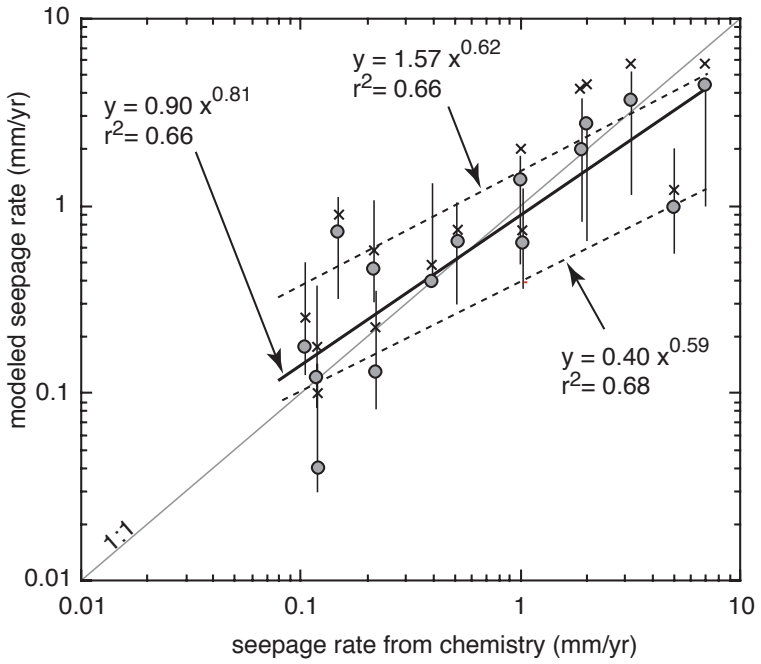


Figure 0.15: Modeled versus observed seepage rates. Observed seepage rates are determined by fitting solutions of an advection-diffusion equation to sediment core pore water chemistry profiles [*Wheat and Mottl*, 1994; *Giambalvo et al.*, 2002; this study]. Modeled seepage rates (circles) are derived from the spatial distribution of basement fluid overpressure and sediment physical properties. The vertical lines show the range of possible seepage rates as a result of variations in sediment type (i.e. sediment physical properties). Most of the observed variation in seepage rate can be explained by variations in sediment properties; x's indicate modeled seepage rates calculated with constant basement fluid overpressure = 13 kPa. The solid gray line is the ideal, linear correlation between modeled and observed data. The best fit to the data is shown with a solid line. Dashed black lines show regressions to the maximum and minimum possible seepage rates with the modeled basement fluid overpressures (ends of vertical lines) versus observed seepage rates.

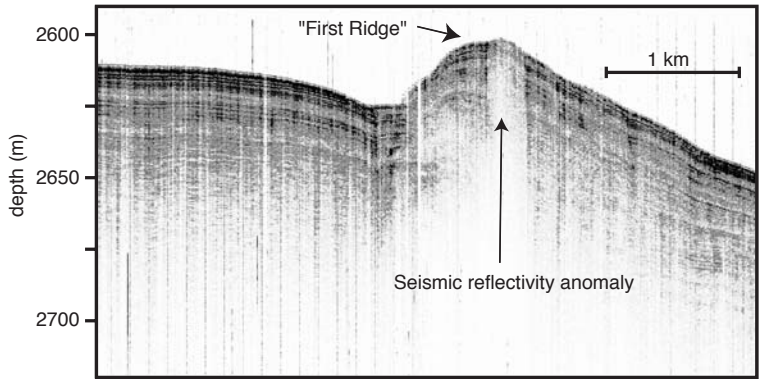


Figure 0.16: Line of Parasound data across the First Ridge. Seismic reflectivity is anomalously low overlying the First Ridge. The seismic anomalies have been inferred to result from elevated porosities [*Zühlsdorff et al.*, 1999].

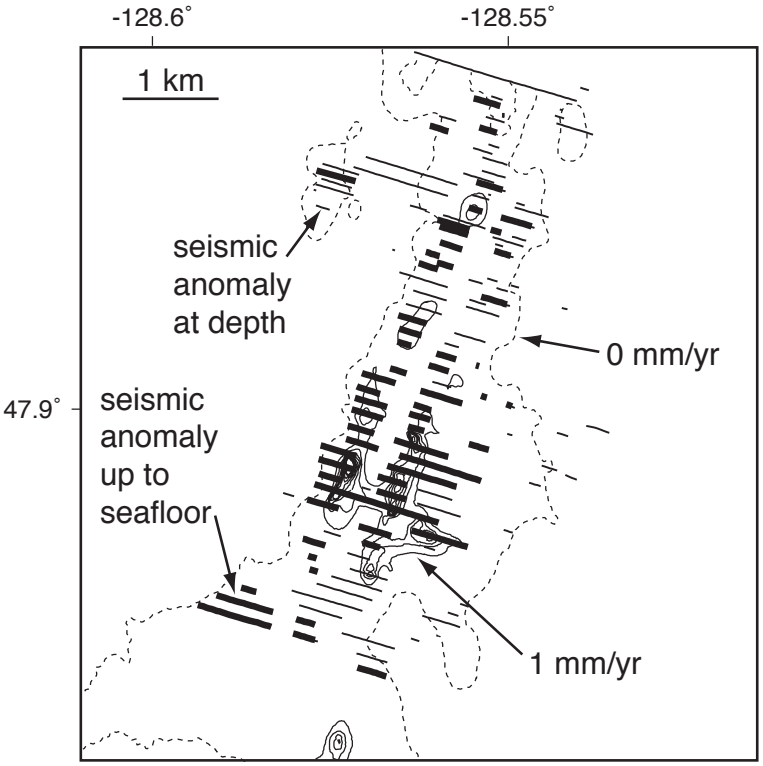


Figure 0.17: Relation between modeled fluid seepage rate and reflection seismic amplitude anomalies. Seismic anomalies generally occur in areas with high seepage rates. Seismic anomalies result from variations in sediment physical properties; fluid seepage patterns are influenced by variations in the same properties.

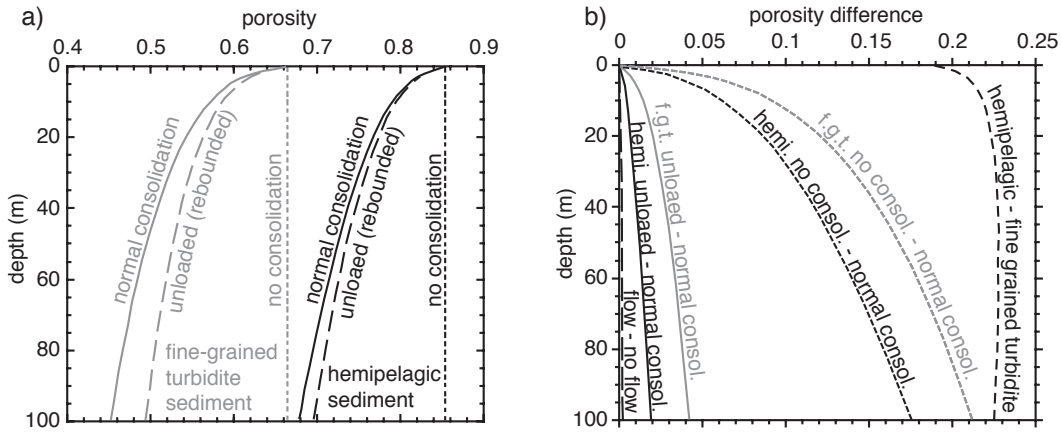


Figure 0.18: Porosity versus depth for fine-grained turbidite (gray) and hemipelagic (black) sediment columns. For each extreme sediment type, potential porosities fall between the normal consolidation (solid) and no consolidation (small dashed) profiles (Figure 18a). No consolidation requires fluid pressures maintained at lithostatic or a mechanical means of preventing consolidation. The highest porosities that can be achieved by increasing fluid pressures in sediment that has been consolidated are indicated on the unloaded (long dashed) profiles. Overpressures within the range of those observed in basement around the First Ridge have a minimal impact on porosities of both sediment type (flow - no flow profile; Figure 18b). Transient fluid overpressures up to lithostatic values can increase porosities by <5% (unloaded - normal consolidation profiles; Figure 18b). Adjacent columns of fine-grained turbidite and hemipelagic sediment will have ∼20% differences in porosity (hemipelagic - fine grained turbidite profile; Figure 18b).

Anhang H:

Provenance, stratigraphic architecture, and hydrogeologic effects of turbidites in northwestern Cascadia Basin, Pacific Ocean

(M. Underwood, K. Hoke, A. Fisher, E. Giambalvo, E. Davis, L. Zühlsdorff)

In Begutachtung bei:

***Journal of Sedimentary Research*, 2003**

Running Head: TURBIDITES IN NORTHWESTERN CASCADIA BASIN

PROVENANCE, STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE, AND HYDROGEOLOGIC EFFECTS OF TURBIDITES IN NORTHWESTERN CASCADIA BASIN, PACIFIC OCEAN

MICHAEL B. UNDERWOOD[1*], KIMBERLEY D. HOKE[1], ANDREW FISHER[2], EMILY GIAMBALVO[2], EARL E. DAVIS[3], and LARS ZUHLSDORFF[4]

[1]Department of Geological Sciences, University of Missouri, Columbia, Missouri 65211 USA

[2]Earth Sciences Department, University of California, Santa Cruz, California 95064 USA

[3]Pacific Geosciences Centre, Geological Survey of Canada, Box 6000, Sidney, British Columbia V8L 4B Canada

[4]Department of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany

*Email: UnderwoodM@missouri.edu

Key words: Ocean Drilling Program, turbidites, clay mineralogy, detrital provenance, Cascadia Basin

Manuscript Received:

ABSTRACT

Late Pliocene to Holocene sand and silt turbidites lap onto juvenile igneous crust of the Juan de Fuca Ridge along the northwestern edge of Cascadia Basin, North Pacific Ocean. Results from Leg 168 of the Ocean Drilling Program demonstrate that the depositional environment of the subsiding ridge flank evolves through gradual but irregular westward progradation of the turbidite facies. The stratigraphic section, in general, coarsens and thickens upward. The most likely sand provenance is Vancouver Island, although individual turbidity currents could have funneled through any of several shelf-slope and abyssal-floor conduits, including Vancouver Valley, Juan de Fuca Channel, Barkley Canyon, and Nitinat Canyon. Clay minerals change unevenly with depth, stratigraphic age, and sediment type (hemipelagic mud vs. turbidite matrix). The agents of suspended sediment transport probably included surface currents, dilute turbidity currents, and near-bottom nepheloid clouds, all of which converged on the northwestern edge of Cascadia Basin from different directions. Recurrence intervals for the turbidity currents have been erratic in both time and space because of local blockage, deflection and reflection of flow paths by basement relief, remobilization by local submarine slides and debris flows, episodic channel switching, and sporadic overbank flooding. Locations above the tallest basement highs have remained isolated from turbidite deposition for millions of years. Spatial and temporal differences in sediment accumulation also complicate the three-dimensional patterns of compaction and consolidation. Those changes in physical properties, in turn, govern how and when basal sediment cuts fractured basalt off from hydrothermal communication with ocean bottom water. The basal hemipelagic layer of Cascadia Basin forms an effective hydrologic seal only after encroaching turbidites bury the sediment-basalt interface beneath 100-150 m of sand and mud.

INTRODUCTION

Cascadia Basin is located in the northeast Pacific Ocean off the coastline of northernmost California, Oregon, Washington, and British Columbia (**Fig. 1**). The Juan de Fuca and Gorda Ridges form the western boundary of the basin. The eastern boundary coincides with a subduction front between the North America and Juan de Fuca Plates. The submarine fans and channel-levee complexes of Cascadia have been scrutinized by sedimentologists (e.g., Griggs and Kulm, 1970; Nelson, 1976; Hampton et al., 1989; Adams, 1990). The distal edge of the system remained poorly documented, however, until the surveys that preceded Leg 168 of the Ocean Drilling Program (Davis et al., 1992). One of the primary objectives of Leg 168 was to test predictions of how basement topography, sediment thickness, and sediment permeability collectively influence the thermo-physical characteristics of fluid circulation into and out of the igneous basement (Shipboard Scientific Party, 1997a). In particular, we wanted to pinpoint the circumstances under which fractured basaltic crust gets sealed off from hydrothermal exchange with ocean bottom water. Westward encroachment of a distal abyssal-plain facies helps to arrest fluid circulation close to the ridge crest. At the same time, the Juan de Fuca Plate drifts and subducts toward the east, to be buried beneath the Nitinat and Astoria submarine fans (Kulm and Fowler, 1974; Carlson and Nelson, 1987). At the subduction front, the plate-boundary fault (decollement) passes through the distal abyssal-plain facies (Davis and Hyndman, 1989). Thus, the material properties inherited from the distal depositional edges of Cascadia probably affect the dynamics of subduction and frontal accretion (MacKay, 1995; Underwood, 2002).

The ridge-flank setting of western Cascadia Basin is an unusual one for turbidite deposition. As summarized by Mutti and Normark (1987), most turbidite basins fall into one of four categories: (A) oceanic crust with large, long-lived sediment sources and little or no tectonic activity (e.g., Bengal, Amazon, Mississippi Fans); (B) oceanic crust with relatively long-lived sediment sources but with tectonic activity in the source/basin transition area (e.g., Monterey

and Astoria Fans); (C) continental crust with relatively large and long-lived sediment supply but with structural control of basin configuration and duration (e.g., south-central Pyrenees and northern Apennines); and (D) continental crust where continuing tectonic activity results in relatively rapid changes in basin shape and short-lived sediment sources (e.g., California Continental Borderland). Turbidites are also common in a much broader array of intraoceanic environments, including the flanks of volcanic islands and other submarine highs (e.g., Kelts and Arthur, 1981; Hiscott et al., 1992; Garcia and Hull, 1994). Most mid-ocean-ridge flank environments, in contrast, are immune to the input of siliciclastic turbidites because of their distance from continental margins. The case of Cascadia is peculiar because the crest of Juan de Fuca Ridge lies within 300 km of the shoreline of North America (Fig. 1). Turbidites occur within the axial valleys of the active spreading ridge (Normark et al., 1994; Zierenberg and Miller, 2000). Turbidite sedimentation should be affected by allocyclic forcing (i.e., uplift of coastal mountains, earthquakes, and explosive volcanic eruptions). One might also expect the volcanic processes and extensional tectonics of the Gorda-Juan de Fuca ridge system to play a governing role in the dynamics of sediment dispersal by molding the basement and seafloor architecture.

The first purpose of this paper is to document three-dimensional variations in turbidite stratigraphy along a portion of the Juan de Fuca Ridge flank. We also present compositional data for turbidites and hemipelagic mud, interpret sediment provenance, identify regional-scale pathways of sediment dispersal, calculate long-term recurrence intervals for turbidity currents, and describe how textural variations between turbidites and interbeds of hemipelagic mud affect changes in physical properties. We then discuss how the abyssal-plain facies of Cascadia Basin affects the hydrogeology of the underlying igneous basement. This feedback of sedimentation on fluid circulation has important ramifications for thermal, chemical, and mechanical evolution of the ocean crust (Sclater et al., 1980; Alt et al., 1986; Fisher, 1998) and ocean water chemistry (Mottl and Wheat, 1994; Elderfield and Schultz, 1996).

GEOLOGIC AND OCEANOGRAPHIC SETTING

Depositional Character of Cascadia Basin

The surface area of Cascadia Basin is approximately 170,000 km^2, extending westward from the base of the Cascadia accretionary prism to the edge of sediment onlap onto juvenile basement of the Juan de Fuca Ridge (Fig. 1). The basin floor widens and slopes to the south. The average seafloor gradient is 1:1000, and the maximum water depth is 2930 m. West of the Cascadia subduction front, the total thickness of strata reaches a maximum of more than 3000 m (Carlson and Nelson, 1987; MacKay, 1995). Average sedimentation rates on the abyssal floor have been approximately 170 cm/Ky during Pleistocene glacial intervals, whereas Holocene rates are significantly lower, ranging from 2 to 10 cm/Ky (Griggs et al., 1969).

Submarine canyons function as the principal conduits for sediment transport onto the abyssal floor. Numerous submarine canyons incise the accretionary margin of southern Vancouver Island (Herzer, 1978; Davis and Hyndman, 1989). Another anastomosing network (Barkley, Nitinat, and Juan de Fuca Canyons) begins on the outer continental shelf near the termination of the Strait of Juan de Fuca (Fig. 1). Quinault Canyon intercepts Columbia River discharge as it drifts northward across the outer continental shelf (Carson et al., 1986; Hickey et al., 1986; Thorbjarnarson et al., 1986). Farther south, Willapa and Astoria Canyons (Fig. 1) connected directly to the Columbia River mouth during glacial lowstands (Carlson and Nelson, 1969; Baker, 1976; Barnard, 1978). Gravity-controlled processes (turbidity currents, debris flows, and slumps) intensify within these canyons during lowstands of sea level. During the Holocene highstand, the canyons trap fine-grained sediments and help focus sluggish downslope movement of the bottom nepheloid layer (Carlson and Nelson, 1969; Stokke et al., 1977; Baker and Hickey, 1986).

The floor of Cascadia Basin has been sculpted by several individual channel-levee complexes and two submarine fans (Griggs and Kulm, 1970; EEZ-SCAN 84 Scientific Staff,

1986; Hampton et al., 1989). Juan de Fuca Channel, the western-most feature, originates in the northern portion of the basin (Carson, 1973). Vancouver Valley begins near 50¡N at the shelf edge of Vancouver Island and merges with Juan de Fuca Channel near 46¡N. Maximum relief on these channels is about 70 m. Channels emanating from the mouth of the Barkley-Nitinat Canyon network branch off to the west and to the south. Nitinat Valley intersects Vancouver Valley just north the Leg 168 study area (Fig. 1). Cascadia Channel is the most prominent of the regional system, with a total length of over 2000 km (Griggs and Kulm, 1970; Karl et al., 1989).

Nitinat Fan, with an apex near the mouth of Barkley Canyon (Fig. 1), is the most conspicuous depositional system of northern Cascadia Basin (Carson, 1973; Stokke et al., 1977; Shipboard Scientific Party, 1994). Sediments enter Nitinat Fan mostly through Juan de Fuca and Nitinat Canyons, plus several smaller conduits to the east and north. The abyssal facies beneath Nitinat Fan increases in thickness as a function of crustal age and subsidence, reaching a maximum of approximately 1500 m (Davis and Hyndman, 1989). At ODP Site 888 (Fig. 1), the abyssal section is approximately 1100 m thick and total sediment thickness is approximately 2500 m (Shipboard Scientific Party 1994).

The channels of Astoria Fan radiate asymmetrically from the mouths of Astoria and Willapa Canyons (Fig. 1). This turbidite system prograded southward during the late Pleistocene for at least 200 km (Carlson and Nelson, 1969; Nelson et al., 1970; Nelson, 1976). The distal edge of the fan was cored at DSDP Site 174 (Fig. 1), where total sediment thickness is approximately 910 m; the contact between fan sediments and underlying abyssal-plain deposits creates an acoustic discontinuity at a depth of 284 m (Shipboard Scientific Party, 1973). Sediment thickens to more than 3000 m toward the subduction front (MacKay, 1995).

Stratigraphy of Leg 168 Drilling Sites

Leg 168 of the Ocean Drilling Program continuously cored nine sites using a combination of hydraulic piston corer, extended core barrel, and rotary coring systems. The

sites were grouped into three transects (**Fig. 2**). With two exceptions (Sites 1030 and 1031), the cores includes three lithostratigraphic units that coarsen and thicken upward (**Fig. 3**). Units change considerably in thickness among sites, and all unit boundaries are time transgressive. Temporal correlation among sites, therefore, is tied to nannofossil datums (Shipboard Scientific Party, 1997b, 1997c, 1997d; Su et al., 2000).

Beginning at the top of the section, unit IA (sandy turbidite facies) contains hemipelagic mud and coarser interbeds that range from medium-fine sand to sandy silt and silt. The descriptive designation of mud as Ò hemipelagicÓ refers to its basic texture (silty clay to clayey silt) and composition (mixture of biogenous and terrigenous constituents). These interbeds are typically structureless to the naked eye, with scattered clay-rich bands, silt laminae, zones of bioturbation, concentrations of calcareous nannofossils, and pyrite nodules. Most of the sand beds display sedimentary structures that are diagnostic of turbidites: sharp to erosional bases, normal size grading, plane-parallel laminae, ripple cross-laminae, and wavy to convolute laminae. Fine-grained turbidite tops grade imperceptibly into hemipelagic interbeds. The deepest discrete sand layer marks the base of unit IA. Thin interbeds of silt and hemipelagic mud typify unit IB (silty turbidite facies), whereas unit II is composed entirely of hemipelagic mud. The operational base of unit II coincides with the first recovery of basalt rubble.

The Hydrothermal Transition (HT) transect includes Sites 1023, 1024, and 1025 (Fig. 2). Located 20 to 35 km east of the Juan de Fuca Ridge, this region changes from open-basement hydrothermal circulation to sediment-covered basement (**Fig. 4**). Basement ages range from 0.860 to 1.237 Ma (Fig. 3). The wedge of sediment increases in thickness from 97 to 192 m toward the spreading ridge. A relatively smooth basement surface is back-tilted toward the west (Fig. 4). Seismic reflection profiles also show small-scale levees and hummocks on the seafloor between Sites 1025 and 1024 that are products of sediment transport through the Juan de Fuca Channel system (**Fig. 5**; Zuhlsdorff and Spiess, 2001).

The Buried Basement (BB) transect, 40 to 75 km east of the ridge axis, includes Sites 1028 through 1031 (Shipboard Scientific Party, 1997d). Basement ages among these sites increase from 1.615 to 2.621 Ma (Fig. 2). For the most part, this region displays a smooth east-dipping basement surface and progressive eastward thickening of sediment (Fig. 4). Sites 1030 and 1031 are situated above a basement high that rises to within 41.3 m of the seafloor (Fig. 3). Sediments above the first basement ridge consist of hemipelagic mud, carbonate-rich mud, and rare beds of silt to sandy silt; these strata were not subdivided into lithostratigraphic units.

The Rough Basement (RB) transect is located approximately 100 km east of the spreading axis, within an area that contains prominent linear basement ridges and troughs (Shipboard Scientific Party, 1997c). Basement relief is typically 300-500 m (Fig. 4), and some basement highs pierce the sediment cover (Wheat and Mottl, 1994; Mottl et al., 1998). Site 1027 is located above a basement valley, whereas Site 1026 is located over a buried ridge (Fig. 3). Their respective basement ages are 3.586 and 3.511 Ma (Fig. 2). Seismic reflection profiles near Site 1027 display a transparent interval roughly 0.2 sec (two-way travel time) below the seafloor reflector. That interval coincides with a zone of no core recovery (87 to 145 mbsf), and the sediment there probably consists of thick sand beds (Fig. 3). The thickest sand layer above the no-recovery interval is 7 m. Two types of debris-flow deposits also exist in this unit. The first type is very poorly sorted muddy sand with a high proportion of primary matrix, and the second contains contorted mixtures of either muddy sand or clayey silt with mud clasts.

LABORATORY METHODS

Conventional ODP core descriptions were augmented by visual logging of all sand and silty-sand layers that exceed 1 cm in thickness. The archive half of each section was used to locate each turbidite base (in meters below seafloor) and to estimate bed thickness. Sharp bases and graded bedding are common, but diffuse upper boundaries between most of the

muddy turbidite tops and interbeds of hemipelagic mud result in underestimates of true turbidite thickness.

Sediment index properties (bulk density, water content, porosity, and void ratio) were measured aboard the JOIDES Resolution (Shipboard Scientific Party, 1997b, 1997c, 1997d). A SediGraph 5000ET analyzer (Jones et al., 1988; Stein, 1985: Singer et al., 1988) was used to obtain grain size data (see Cavin et al., 2000, for description of sample preparation).

Processing of sand samples for petrography followed methods described by Underwood and Hoke (2000). Standard thin sections were cut from epoxy grain mounts and stained for plagioclase and potassium feldspars (Houghton,1980). We used the Gazzi-Dickinson point-counting method, whereby all sand-sized crystals get assigned to their respective mineral categories, even if they occur in polycrystalline rock fragments (Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984). Saettler (1998) counted at least 500 grains per thin-section. Grain types were assigned to 22 categories before combining into the following monocrystalline and polycrystalline modes: Q = total quartz; Qp = polycrystalline quartz; Qm = monocrystalline quartz; F = total feldspar; P = plagioclase feldspar; K = potassium feldspar; L = total unstable lithic fragments; Ls = sedimentary lithic fragments; Lv = volcanic lithic fragments; Lm = metamorphic lithic fragments; Lsm = sedimentary and metasedimentary lithic fragments.

Samples of muddy turbidite matrix and hemipelagic mud were prepared for X-ray diffraction analysis as described by Underwood and Hoke (2000). We transferred oriented aggregates of the <2-μm fraction from vacuum filters onto glass slides, saturated with ethylene glycol vapor, and scanned with a Scintag Pad V X-ray diffractometer ($Cu_{K\alpha}$ radiation (1.54), Ni filter, 40 kV, 30 mA). Scans were run from 3 to 19 °2θ at a rate of 2 °2θ/min and a step size of 0.01 °2θ. MacDiff software was used to process the digital data. The integrated areas of smectite (001), illite (001) and composite chlorite (002) + kaolinite (001) peaks were multiplied by Biscaye (1965) weighting factors (1X, 4X, and 2X, respectively), then normalized to 100%.

Additional tests (Biscaye, 1964) showed that kaolinite makes up less than 7% of the composite chlorite+kaolinite peak area (Saettler, 1998). Analyses of replicate sub-samples yielded errors of <4% for each mineral, but the accuracy of Biscaye (1965) weighting factors also varies with each mineralÕs absolute abundance (e.g., Underwood et al., 1993; Moore and Reynolds, 1997). Total accuracy is probably 5-10%, so our data should be used only for semi-quantitative comparisons of relative abundance.

RESULTS

Turbidite Stratigraphy

The sediment-basalt contact and first occurrence of turbidites both decrease in age from east to west. Nannofossil ages show that hemipelagic deposition began at Site 1027 soon after basement formed at 3.511 Ma (Fig. 3). Initially, this valley filled slowly by fall-out of suspended mud (rate = 10.19 cm/Ky), but as basement obstructions to the east and north were buried, the first silty turbidity currents arrived at ~1.6 Ma. By 1.1 Ma, enough sediment had filled the valley for silty turbidites to lap onto the nearby ridge beneath Site 1026. Farther west at Sites 1029 and 1028, initiation of turbidite deposition was delayed until approximately 0.9 Ma. The basement beneath Sites 1030 and 1031 remained high enough to block west-directed turbidity currents from encroaching upon the area of the HT transect until ~0.45 Ma (Shipboard Scientific Party, 1997b). Only after that time could substantial numbers of turbidity currents enter the HT area, with total sediment thickness then increasing from east to west.

Rates of sedimentation within the sandy turbidite facies (uncorrected for compaction) range from 11.83 cm/Ky to 55.88 cm/Ky (Su et al., 2000). To compare turbidite recurrence intervals, we subdivided the record into four time-stratigraphic intervals common to all three transects, as constrained by nannofossil datums: interval A = less than 0.09 Ma, B = 0.09-0.28 Ma, C = 0.28-0.46 Ma, and D = 0.46-0.76 Ma. Because core recovery was less than 100% (Shipboard Scientific Party, 1997b, 1997c, 1997d), these statistics provide minimum estimates

for the number of events during a given time period and the recurrence interval (RI) of those events.

Within the HT transect, the upper part of the seismic section shows a clear eastward decrease in sediment thickness above the west-dipping basement (Fig. 5), and turbidite recurrence intervals decrease in the same direction (**Fig. 6**). Site 1023 contains 133 recovered turbidites that are less than 90,000 years in age (RI = 676 yr), whereas Site 1025 contains only 6 deposits within the same stratigraphic interval. Interval B includes 171 turbidites at Site 1023 (RI = 1111 yr) but only 117 at Site 1024 (RI = 1624 yr) and 97 at Site 1025 (RI = 1959 yr). Patterns for interval C are just the opposite, however, with number of turbidites increasing substantially from west to east (Fig. 6).

Turbidite records within the Buried Basement transect show substantial discrepancies even though basement relief was buried completely during the four time-stratigraphic intervals in question (**Fig. 7**). Higher recurrence intervals switch back and forth, and there are also substantial differences in turbidite thickness. Cores from Site 1028, for example, contain 108 turbidites within interval A (RI = 833 yr), whereas Site 1029 contains only 38 (RI = 2368 yr). Thicker turbidites (> 20 cm) are common only in the upper 15 m of Hole 1028, whereas Site 1029 displays a higher proportion of thick beds and shorter recurrence interval (RI = 984 yr) within interval C (0.28-0.46 Ma).

The turbidite records for Sites 1026 and 1027 (RB transect) display substantial differences in spite of their proximity to one another (**Fig. 8**). Within interval A, the number of turbidites increases from 41 at Site 1026 (RI = 2195 yr) to 61 at Site 1027 (RI = 1475 yr). Thicker beds are common within interval B at Site 1026, where the recurrence interval is 1080 yr., but we were unable to match the record at Site 1027 because of poor core recovery from 90 to 145 mbsf. Intervals C and D show decreases in RI values relative to most sites within the HT and BB transects.

Physical Properties

Cavin et al. (2000) tabulated the results of grain size analyses and correlated the data with shipboard measurements of index properties (Shipboard Scientific Party, 1997b, 1997c, 1997d). Contents of clay in hemipelagic mud are typically between 60% and 85% for each lithostratigraphic unit, and mean grain size averages 2 to 3 μm. Values of water content, porosity, and void ratio generally increase with increasing clay content, whereas bulk density tends to decrease. There is a noticeable segregation between the data for mud versus sand/silt lithologies (**Fig. 9**), which we attribute to their initial porosity values (lower for coarser textures) and compaction mechanisms. Variability is largest within the upper 100—150 m where porosity values range from 80% to 30% (**Fig. 10A**). After data are segregated according to lithology, two compaction trends emerge (Figs. 10B and 10C). The initial porosity values for turbidites tend to be significantly lower (35% to 55%) than for hemipelagic beds at comparable depths (50% to 80%), and there is minimal dewatering in the sand layers over a depth range of 0—120 mbsf. Conversely, mud porosity near the seafloor is usually greater than 70%, and values drop to ~40% at depths below 500 mbsf. Data from the mud samples fit a compaction curve (of the form $n = az^b$) to depths of ~200 mbsf. Below 200 mbsf, a linear trend provides a better fit to the mud compaction (Fig. 10A).

Sites 1030 and 1031 are unusual because mud porosity remains high (65-80%) throughout a sediment section that extends only ~45 m above basement (Fig. 10D). The textural characteristics of these muds appear to be no different than those of hemipelagic deposits elsewhere (Cavin et al., 2000). Analyses of porewater chemistry, however, show clear evidence of upward fluid flow from igneous basement through the mud blanket (Shipboard Scientific Party, 1997d).

Sand Petrography

One hundred thirty-four thin sections were analyzed by point counting (for data tables, see Underwood and Hoke, 2000). The proportions of total quartz, total feldspar, and lithic

fragments (Q-F-L) are approximately equal in most samples (**Fig. 11**), and temporal variations within the HT transect are not pronounced. One exception to this homogeneity is the occurrence of sandy silt layers in the lower part of unit IA and from unit IB that contain over 75% of what we interpret to be intraformational mud chips. The mudstone particles are typically brownish-yellow in color and contain silt-sized grains of monocrystalline quartz, plagioclase, calcite, microfossils, opaque grains, mica, and mafic minerals in a clay matrix. These clasts of cohesive sediment probably were remobilized off adjacent basement highs.

Sand samples from Sites 1028 and 1029 (BB transect) are also homogeneous in Q-F-L modes, but their variations in polycrystalline constituents are larger and more erratic than those from the HT transect (**Fig. 12**). Systematic changes in sand composition with depth occur only within the RB transect. Polycrystalline quartz and volcanic-rock fragments at Site 1026 increase steadily above the 0.28 Ma datum, whereas sedimentary-rock plus metamorphic-rock fragments decrease upsection from 75% to 27% (Fig. 12). These trends, however, are not apparent at Site 1027. Above the 0.09 Ma datum, Sites 1026 and 1027 show small but consistent increases in sedimentary plus metamorphic-rock fragments (Fig. 12).

Clay Mineralogy

One hundred thirty samples of mud were analyzed for their clay mineral abundances (for data tables, see Underwood and Hoke, 2000). In general, the values of relative mineral abundance are scattered but fail to show clear trends or excursions with depth or age. At Site 1023, for example, smectite values range between 2% and 20% (**Fig. 13**). Values of smectite are 3% to 20% within unit IA, 2% to 16% within unit IB, and 2% to 5% within unit II. At Site 1028, unit IA contains 5% to 35% smectite (Fig. 13), whereas values in unit II increase from 5% to 20%. Smectite abundance at Site 1029 also increases in unit II and upsection within unit IA. Across the RB transect, relative abundances at Site 1026 are 4% to 16% in unit IA, 2% to 13% in unit IB, and 0% to 25% within unit II (Fig. 14). Mud samples from Site 1027 contain less than 12% smectite. The relative abundance of illite at the HT sites ranges from 30% to 50%, and

chlorite + kaolinite ranges from 40% to 75%. At Site 1026, illite abundance is 32% to 57%, changing very little among stratigraphic units, whereas chlorite + kaolinite varies between 38% and 63%. At Site 1027, the mud samples contain 19% to 49% illite (increasing upsection) and 39% to 78% chlorite + kaolinite (decreasing upsection). The thin accumulations of mud at Sites 1030 and 1031 (situated above a basement high) are not fundamentally different in clay mineralogy than their neighbors (Fig. 13).

We also extracted and analyzed the <2-μm size fractions from 47 sand/silt turbidites to determine whether or not their relative mineral abundances differ from those of adjacent mud layers. Lithologic differences in clay mineralogy are less than 10% in more than half of the sample pairs analyzed, but shifts larger than 20% also occur (**Fig. 14**). As an extreme example, the highest content of smectite from our study (38%) occurs within a turbidite sand at Site 1027, whereas the overlying hemipelagic mud contains only 12% smectite. Neither lithology shows systematic shifts in the relative abundance of any individual clay.

DISCUSSION

Potential Source Areas

The average quartz-feldspar-lithic modes for the Leg 168 samples are Q=35, F=35, L=30. Several specific sources and fluvial systems need to be considered in our interpretation of this type of polymictic sediment. Exposures on the Queen Charlotte Islands and northern Vancouver Island include volcanic, sedimentary, and granitic rocks (Muller, 1977; Clague, 1986). Common lithologies on southern Vancouver Island and the Olympic Peninsula include meta-sedimentary rocks and marine volcanic rocks (Tabor and Cady, 1978; Brandon et al., 1998). The Coast Plutonic Complex of western British Columbia, Washington, and northern Oregon consists mainly of granitic intrusions surrounded by sedimentary and volcanic rocks (Clague, 1986). Farther east, the crystalline core of the Cascade Range exposes metamorphic-plutonic complexes, whereas the Western Cascades contain basaltic, andesitic, and dacitic lava

flows intercalated with pyroclastic rocks (Blakely and Jachens, 1990). Quaternary volcanic rocks of the High Cascades include basalt, rhyolite, and more commonly andesite (McBirney, 1978). This regional geologic heterogeneity of the Cordillera makes it difficult to identify one specific sediment source.

Data from modern drainage networks provide some additional constraints on the composition of major points of discharge into Cascadia Basin. The Columbia River (Fig. 1) provides the largest present-day point source of fluvial discharge, with headwaters extending eastward into the Rocky Mountains. Sedimentary strata, plutonic, and coarse metamorphic bedrock (Knebel et < biblio >) underlie the upper Columbia sub-basin. Widespread flood basalt contributes volcanic-lithic grains to the middle and lower basin (Beeson and Tolan, 1990), but andesitic debris increases toward the river mouth. Sand trapped in Bonneville reservoir yields average Q-F-L values of Q = 32, F = 32, and L = 38, whereas samples between Bonneville reservoir and the river mouth average Q = 14, F = 28, and L = 58 (Whetten et al., 1969). The lower Columbia River also contains high contents of smectite, as might be expected with widespread chemical weathering of volcanic source materials. The average smectite content in Bonneville reservoir is 55%, with individual values as high as 86% (Knebel et al., 1968). Tributary samples from the lower Columbia River basin contain an even higher average of 89% smectite (Knebel et al., 1968). Farther north, Garrison et al. (1969) showed that lithic grains and detrital quartz dominate the sand fraction of the Fraser River delta, where average Q-F-L modes are Q = 42, F = 11, and L = 47. Discharge from the Fraser River (Clague et al., 1983) mixes down current with smaller streams that drain both southern Vancouver Island and the Olympic Peninsula (Mayers and Bennett, 1973; Pharo and Barnes, 1976).

Clay Provenance

Interpretations of clay provenance in marine systems can be complicated by the effects of multiple transport mechanisms that include gravity flows, surface currents, and bottom currents (Gorsline, 1984). Several ocean currents are capable of driving the dispersal of

suspended sediment above the floor of Cascadia Basin. As the North Pacific Current approaches North America from the central Pacific, it splits into the north-flowing Alaskan Current (a counter-clockwise gyre) and the south-directed California Current (e.g., Kirwan et al., 1978; Huyer, 1983; Lynn and Simpson, 1987; Shipboard Scientific Party, 1997e). The latitude of this separation migrates seasonally from ~50¡N in summer to ~43¡N in winter and also drifts on decadal time scales. Generally, these surface currents are weak (4 to 8 cm/s). During winter, the Davidson Current also flows toward the north over the Oregon-Washington margin at 14 to 40 cm/s before merging with the eastern edge of the Alaska gyre.

Less is known about Cascadia bottom-water circulation. A north-directed undercurrent moves at speeds up to 15 cm/s above the upper continental slope (Reid and Halpern, 1976; Halpern et al., 1978), but sluggish thermohaline currents in deeper water evidently transport suspended sediment toward the south (Stokke et al., 1977). These currents help maintain suspensions within a well-defined near-bottom nepheloid layer that increases in concentration within the submarine canyons (Baker, 1976; Stokke et al., 1977; Baker and Hickey, 1986).

Efforts to track clays from the Holocene shoreline into Cascadia Basin began with the studies of Duncan et al. (1970) and Karlin (1980), who showed that smectite content decreases significantly (from over 50% to less than 20%) with increasing distance from the Columbia River mouth. Griggs and Kulm (1970) found that Holocene clays funneled from Willapa Canyon through Cascadia Channel are likewise enriched in smectite (average 52%) relative to nearby interchannel deposits within southern Cascadia Basin (average 37%). Closer to the Leg 168 transects, Carson and Acaro (1983) documented relatively low contents of smectite (typically <20% in size fractions <0.5 μm). Our analyses show that chlorite-rich muds predominate in northwestern Cascadia Basin (mean value of chlorite + kaolinite is 52%, whereas mean smectite is only 8%). We attribute this dramatic shift away from the smectite-rich Columbia River output to a reduction of chemical alteration within watersheds that included fewer volcanic and pyroclastic lithologies. Rapid physical weathering liberates a nearly identical chlorite-illite

clay-mineral assemblage from diverse suites of parent rocks that drain into the glaciated fjords and inlets of southern Alaska (Molnia and Hein, 1982; Naidu and Mowatt, 1983), as well as the coastal mountains of northern California (Griggs and Hein, 1980).

Erratic shifts in clay mineral proportions within and among sand/mud couplets are perplexing if one assumes that turbidite sands and hemipelagic muds should share a common detrital source within this type of environmental setting. Transport directions certainly can differ between downslope-directed gravity flows and contour-parallel bottom currents (e.g., Underwood, 1986; Hathon and Underwood, 1991). Nevertheless, mixing and infiltration of clay-sized particles from bottom water into a porous sandy substrate should homogenize the clay-mineral suites within and above an individual turbidite layer even if their respective transport paths differ. Another phenomenon to consider is selective size partitioning by the transporting agents, which can induce systematic shifts in clay mineralogy and clay crystallinity (Gibbs, 1977; Carson and Acaro, 1983). Sluggish transport of nepheloid layers down submarine canyons seems to be particularly effective at hydraulic sorting (Baker, 1976), with smectite increasing in the smaller size fractions and chlorite increasing in coarser sizes. We did not document any systematic lithology-dependent shifts of this type, however, so the inconsistent sand-mud interbeds most likely resulted from temporal and spatial heterogeneity of the clay sources and transport routes. Glacial-interglacial cycles in the hinterland, for example, probably played a role by shifting the elevation and (or) latitude for zones of mechanical versus chemical weathering, even within a single drainage network.

Comparisons of Sand Provenance

The sand recovered from northwest Cascadia Basin was eroded from a polymictic assemblage of igneous, metamorphic, sedimentary, and meta-sedimentary rocks. Our mean values for total-grain modes (Q = 35, F = 35, L = 30) plot within the generic dissected-arc field (**Fig. 15**) as defined by Dickinson et al. (1983). Q_m-P-K data (mean of Q_m = 46, P = 49, and K = 5) plot within the Circum-Pacific volcano-plutonic suite of Dickinson (1982). Polycrystalline

modes agree with the arc-orogen field of Dickinson and Suczek (1979), with a mean of Q_p = 16, L_v = 43, and L_{sm} = 41. The mean values of L_v = 52, L_s = 39, and L_m = 9 (Fig. 15) are consistent with a mixed magmatic-arc and rifted-continent source (Ingersoll and Suczek, 1979).

Shifting from generic to site-specific interpretations of source and transport route requires complementary data from throughout the Cascadia region, but any such mergers of data are dubious in light of their differences in sample preparation and petrographic technique. We can, however, establish some reliable constraints through qualitative comparisons. Gergen and Ingersoll (1986), for example, demonstrated that sands from DSDP Site 177 (located north of our study area at 50¡28ÕN) contain substantially higher percentages of total feldspar (average Q = 29, F = 58, and L = 13) and more sedimentary-rock and metamorphic-rock fragments (average L_v = 25, L_s = 48, and L_m = 27) as compared to the sands from Leg 168 sites (Fig. 15). From this deviation, we conclude that the flux of sand from detrital sources located north of Vancouver Island was probably not significant.

Chamov and Murdmaa (1994) analyzed samples from the northern edge of Nitinat Fan (ODP Site 888) and the Vancouver accretionary prism (ODP Site 889). Their average Q-F-L values (for light-density grains only, unstained) are substantially depleted in total feldspar (Q = 46, F = 18, and L = 36 for Site 888 and Q = 41, F = 19, and L = 40 for Site 889). White (1970) showed that Holocene sands on the Washington-Oregon shelf are comparatively enriched in lithic fragments (Q = 16, F = 22, and L = 62) relative to sands from the Leg 168 area. Similar lithic-rich light-mineral suites evidently were transported from the Columbia River into southern Cascadia Basin (Duncan and Kulm, 1970). In contrast, data from DSDP Site 174 (distal Astoria Fan) show that the average detrital modes for Quaternary sands are Q = 36, F = 40, and L = 24 (Marsaglia and Ingersoll, 1992). Proportions of L_v to L_{sm} are roughly equal there, and monocrystalline modes are Q_m = 46, P = 40, and K = 14. This Astoria petrofacies comes closer than any other to matching the modal character of Leg 168 samples (Fig. 15).

Marsaglia and Ingersoll (1992) also showed that the Pliocene abyssal-plain facies beneath Astoria Fan is more lithic-rich than the Quaternary (average Q = 21, F = 27, and L = 52) with more abundant volcanic-rock fragments (average L_v = 69, L_s = 6, and L_m = 25). This shift in sediment composition probably resulted from changes in bedrock weathering and/or volcanic activity within the drainage basin rather than a shift in the principal fluvial source. It is worth noting, however, that turbidites in Escanaba Trough (Gorda Ridge segment south of Blanco fracture zone) are likewise thought to come from a Columbia River source (Vallier et al., 1973; Normark et al., 1994, 2001). Their Q-F-L modes overlap those for Quaternary Astoria Fan, but the polycrystalline constituents contain a higher proportion of volcanic-lithic debris than Astoria sands (Zuffa et al., 2000). In addition, the data for Escanaba Trough shows a substantial increase in volcanic grains up the stratigraphic section (i.e., opposite to the temporal trend for Astoria Fan). Both of these results are difficult to reconcile with data of Scheiddeger et al. (1973), who recognized two heavy minerals at DSDP Site 174. The Quaternary heavy minerals are more diverse and match a Columbia River source, but an amphibole-rich petrofacies (Pliocene) was seemingly derived from either the Klamath Mountains of southern Oregon or Vancouver Island. In Escanaba Trough, a similar down-hole increase in amphibole and depletion of ortho- and clinopyroxene is now thought to be a consequence of diagenesis instead of shifting provenance (Zuffa et al., 2000).

Regional System of Sediment Dispersal

A fully integrated and unequivocal descriptive model of sand and mud dispersal throughout Cascadia Basin remains elusive. Quaternary sand from Astoria Fan is broadly similar to what we recovered during ODP Leg 168 (Fig. 15). On the other hand, clay-mineral suites from the Columbia River contain substantially more smectite (>50%) than do mud samples from the Leg 168 sites (<10%). Perhaps bedload transport was decoupled from the finer suspended load. Surface currents spread the suspended Columbia River discharge toward the north during the winter, but the plume is either diluted or redirected as it reaches the

Washington slope and the northwest portion of Cascadia Basin (Carson and Acaro, 1983). Most of the coarse-grained Columbia River sediment, conversely, is funneled through Quinault, Willapa, and Astoria Canyons and then directed south across the Astoria Fan system.

Based on assessments of bathymetry and sand composition, we conclude that the Columbia River watershed was not the principal source for Pliocene and Pleistocene sediments in the northwest Cascadia Basin. We favor, instead, a mixed provenance with contributions from Vancouver Island, the Olympic Peninsula, and perhaps western British Columbia via the Fraser River and Straight of Juan de Fuca. Lithologic similarity throughout those watersheds evidently combined with the effects of glacial homogenization and post-glacial recycling to blur site-specific provenance fingerprints. The notion of a mixed provenance near 48¡N does not preclude occasional incursions of Columbia River sediment during unusually large discharge events, particularly the jokulhlaups outbursts that were triggered by late Wisconsinian deglaciation (Waitt, 1985; Atwater, 1986; Brunner et al., 1999; Zuffa et al., 2000). Additional refinements of the provenance interpretation will require more sophisticated geochemical tracers.

Several overlapping pathways probably carried turbidity currents into the northern part of Cascadia Basin. The first path begins with small submarine canyons that are incised into the western margin of Vancouver Island and continues via Vancouver Valley (Fig. 1). Considering the location of the Leg 168 sites, and the north- to northeast-striking fabric of basement structures, most of the sandy sediments probably were transported southward through the Vancouver Valley and Juan de Fuca Channel system. This interpretation is supported further by the seismic-reflection expression of small channel-levee features within the HT transect (Shipboard Scientific Party, 1997b). Suspended sediment moving along this route should be depleted in detrital smectite and enriched in detrital chlorite.

The second main pathway for sediment to reach the ridge flank is through Barkley, Nitinat, and Juan de Fuca Canyons, all of which discharge near the apex of Nitinat Fan (Fig. 1).

These canyons connect upstream to the Strait of Juan de Fuca, and their discharge transports material around the northern margin of the fan. Nitinat Valley directs turbidity currents westward into Vancouver Valley just north of Sites 1026 and 1027 (Fig. 1). Another contribution, compositionally indistinguishable from the Nitinat Valley input, might be unconfined turbidity currents that spread across the northern part of Nitinat Fan. At the northwestern fan fringe, such sheet flows would either spill into Vancouver Valley or deflect toward the south in response to the basement fabric. The suspended component of this west-directed delivery system should be more heterogeneous due to mixing among several sources and seasonal shifts in surface currents (e.g., Karlin, 1980).

Evolution of Turbidite Systems on the Ridge Flank

Stratigraphic correlation of packets and individual beds of sand within abyssal-plain turbidite sequences can be straightforward using such criteria as color, texture, geochemical composition, fossil assemblages, and approximate position in the sequence (e.g., Pilkey et al., 1980; Pearce and Jarvis, 1992; Rothwell et al., 1992; Weaver et al., 1992). Such is not the case for depositional sites on the eastern flank of Juan de Fuca Ridge (see also Carson and McManus, 1971). This lack of stratigraphic uniformity was caused by marked temporal and spatial changes in sediment influx and seafloor morphology. Contributing factors within the basin include thermal subsidence of the lithosphere, normal faulting, local foci of constructional volcanism, and the tendency of sediment-gravity flows to funnel between or deflect around bathymetric obstructions. The three-dimensional morphology of the seafloor changed dramatically during the past 3.5 my as juvenile lithosphere subsided and moved away from the spreading center. As each basement low filled with sediment, gradual smoothing of the seafloor reduced the amount of forcing exerted by the landscape on the pathways of unconfined sheet flows and channel-levee complexes. This dynamic link between sedimentation and submarine geomorphology helps account for the large spatial and temporal differences in total accumulation rates among the drill sites.

Migration of depositional centers, however, did not follow a simple pattern of east-to-west progradation and onlap. Within the HT transect area, rates of turbidite sedimentation increased upsection at Sites 1023 and 1024 but decreased upsection at Site 1025 (Fig. 6). The shortest recurrence interval for turbidity currents within the RB transect (Fig. 8) occurred within time interval B (0.09-0.28 Ma), whereas the most rapid infilling of the BB transect area (Fig. 7) took place earlier during interval C (0.28-0.46 Ma). The shortest recurrence interval was 676 years (interval A at Site 1023), but in most cases the average frequency of occurrence was one turbidite every 1000 to 2000 years. These statistics compare reasonably well with data from the more proximal parts of Cascadia Basin (including Cascadia Channel), which has been affected by 13 turbidity currents (Adams, 1995) since deposition of the Mazama ash layer approximately 7600 years ago (Zdanowicz et al., 1999). During the Holocene highstand of sea level, large subduction-related earthquakes provide the main triggering mechanism for turbidity currents (Adams, 1995). During Pleistocene lowstands and early stages of deglaciation, however, canyon heads and shelf environments almost certainly were affected by other triggers such as large storm waves, seaward-directed storm surges (e.g., Nelson, 1982; Duke, 1985; Cheel and Leckie, 1993), and hyperpycnal discharge from rivers, glaciers, and glacial lakes (Mulder and Syvitski, 1995).

Our inter-site comparison shows very clearly that turbidite delivery into to the northwestern edge of Cascadia Basin shifted in unpredictable ways. Working on a finer time scale, Carson and McManus (1971) encountered similar difficulties in trying to correlate among individual turbidites and packets of turbidites in piston cores. Small-scale (1-2 km) horizontal facies changes are more marked in channel than inter-channel environments. Over longer time periods, channel switching, patchy overbank flooding, and channel abandonment were responsible for substantial shifts in depocenters. The most vigorous phase of sand deposition at Site 1027, for example, occurred during the interval between 0.28 and 0.09 Ma (Fig. 8), when a channel-levee complex of substantial size (proto-Vancouver Valley?) flowed through the RB

transect area. Rates of sedimentation decreased within that locality during the past 90,000 years. Another contributing factor might have been periodic reflection or remobilization of gravity flows off the nearby ridges. In some cases, flow reflection probably resulted in duplication of sand/silt deposits during a single transport event. Debris-flow deposits are also common within unit IA at Sites 1026 and 1027. We attribute those depositional events to local intrabasinal remobilization of sand and mud along the flanks of the adjacent ridges.

The effect of seafloor relief on the dynamics of a turbidity current is impossible to predict or model in detail without knowing the corresponding values of all of the governing physical parameters (i.e., speed, density, thickness, frictional coefficients, seafloor gradient). Furthermore, deposits of turbidite sand have been documented at heights of several hundred meters above abyssal floors (e.g., Damuth, 1979; Damuth and Embley, 1979; Dolan et al., 1989; Garcia and Hull, 1994). The ability of any individual turbidity current to flow over the top of a bathymetric obstruction is dictated largely by the balance between flow thickness and ridge height (Underwood, 1991). Flow stripping will detach a currentÕs entrained layer if its thickness exceeds the ridge height (Piper and Normark, 1983). The maximum elevation of upslope flow (i.e., a true vertical shift in center of gravity) is approximately 1.5 times the flow thickness (Muck and Underwood, 1989). If ridge height exceeds the distance of upslope transfer, then turbidity currents are deflected or reflected (Pantin and Leeder, 1987; Kneller et al., 1991; Pickering et al., 1992). When these mechanical responses are considered in total, we conclude that each Cascadia turbidity current must have adjusted to the rugged landscape of its flow path under its own unique set of circumstances as it moved toward the distal edge of the basin. The net result is an unusually patchy record of turbidite deposition.

High-resolution seismic reflection data provide additional evidence for shifts in focused turbidite input and inconsistent accumulation rates (Zuhlsdorff and Spiess, 2001). The time-transgressive facies change between units IA and IB, for example, cannot be matched with a single seismic reflector. Changes in reflection amplitude indicate a gradual decrease in grain

size from Site 1024 toward Site 1025, consistent with the upper two intervals of the coring record. In general, reflection character is more uniform within younger parts of the seismic section, but only one reflector can be traced across the basement ridge that separates Site 1025 from the BB transect (Fig. 4). The estimated depth of ÒreflectorÓ is 21 m at Sites 1024 and 1025, and 25 m at 1028. This interpretation is at odds, however, with the biostratigraphic data of Su et al. (2000), which place the 90,000-year datum above ÒreflectorÓ at 1025 but below ÒreflectorÓ at 1024 and 1028. Echo character above ÒreflectorÓ also changes across the intervening basement ridge.

Seismic-reflection data reinforce the idea that only the most exceptional events were large enough to spread sediment across the entire floor of the Leg 168 study area. The turbidite record is, instead, extremely patchy and inconsistent even within regions of relatively low basement relief. Reconstruction of exactly how and why each of the ephemeral depocenters waxed and waned is beyond the resolution and spatial coverage of our existing data. We can say, however, that complexities of the turbidite record in this type of depositional environment render lithostratigraphic correlation and subsurface projections of facies units unreliable without detailed borehole control and biostratigraphy.

Sediment Compaction and Hydrogeology

Differences in depositional processes and accumulation history among the Leg 168 sites resulted in concomitant variations in sediment compaction and dewatering. To begin with, initial porosity values for true hemipelagic specimens (i.e., from slow vertical settling) are significantly higher than values for the muddy tops of turbidites, even though their color, visual texture, grain-size characteristics, and mineralogy are indistinguishable (Giambalvo et al., 2000). The hemipelagic mud contains more foraminifers relative to turbidite mud, and their grain orientations are random to subvertical as revealed by scanning electron microscopy. Random grain orientations indicate settling as fecal pellets and/or flocculated aggregates. In contrast, the turbidite muds show systematic bed-parallel alignment of phyllosilicates in response to bed-

parallel shear during the waning stages of gravity flow. Interbedding between these two types of mud, with similar texture and mineralogy but contrasting initial grain fabrics, helps explain why porosity values are so scattered within the upper 150 m of each sediment column (Fig. 10B).

One of the more intriguing dynamics of the ridge flank environment is the shift from a hydrologically open basement to a sealed basement. The resistance of a sediment's intergranular pore space to fluid flow controls the degree to which underlying basement and overlying ocean remain coupled (Karato and Becker, 1983; Fisher et al., 1994; Snelgrove and Forster, 1996). The degree of this hydrologic coupling affects many other important processes: the transition from advective to conductive heat flow (Sclater et al., 1976; Stein and Stein, 1994); the nature of hydrothermal alteration of the crust (Alt et al., 1986); the evolution of crustal properties such as seismic velocity (Jacobson, 1992); and the oceanic mass balance of crustally reactive elements such as magnesium (Mottl and Wheat, 1994).

With one exception (Site 1027), the type of Cascadia sediment in contact with igneous basement is hemipelagic mud (unit II). As the total sediment column gradually thickens above that basal hemipelagic layer, compaction transforms a carpet of what had been highly porous and permeable mud into a relatively impermeable seal. Exactly when this happened at each site is uncertain, but we know from geochemical evidence that the upflow of fluids remains active at Sites 1030 and 1031 at an estimated rate of ~2 mm/yr (Shipboard Scientific Party, 1997a). Fluid overpressures appear to be approximately 5 kPa at the basement/sediment interface (Giambalvo et al., 2000). Evidently, the total overburden at Sites 1030 and 1031 is still too thin (<45 m) to collapse the pore fabric of the basal mud unit.

Porosity values at the two seepage sites are higher (by ~7%) than values for either turbidite or hemipelagic mud from comparable depths (<45 mbsf) at the seven no-flow sites (Fig. 10D). Random hemipelagic grain fabric throughout the zones of upflow probably promotes retention of the higher porosity, and the effect of this fabric translates into a ten-fold increase in permeability. In addition, modeling indicates that hemipelagic mud of unit II should be able to

maintain geochemically detectable flow (>0.1 mm/yr) to a threshold burial depth of 150 mbsf, assuming an overpressure of 5 kPa (Giambalvo et al., 2000). At each no-flow site, burial of unit II to depths of 100-150 mbsf depends upon the accumulation of turbidites. Thus, even though turbidite texture and grain fabric are probably insignificant variables in the overall system of crustal hydrology, the turbidite section does play a governing role by rapidly increasing the lithostatic load which collapses the basal unit of hemipelagic mud and seals the basement from communication with ocean bottom water.

CONCLUSIONS

The turbidite deposits of northwestern Cascadia Basin are atypical and enigmatic in many respects due to their close proximity to an active mid-ocean ridge. The architecture of the depositional system has been molded, in part, by allocyclic forcing (e.g., uplift of source terrains, glaciation, earthquakes), but the seafloor's morphology also evolved in response to a combination of intrabasinal factors, including thermal subsidence, normal faulting, constructional volcanism, and autocyclic adjustments of individual turbidity currents.

Interpretations of sediment provenance and dispersal patterns remain imprecise. Sand-sized grains from turbidites are compositionally homogeneous, both within and among the Leg 168 sites. Average detrital modes are Q = 35, F = 35, L = 30; Q_m = 46, P = 49, K = 5; Q_p = 15, L_v = 44, and L_{sm} = 41. The generic tectonic provenance for these sands was a dissected magmatic arc mixed with surrounding polymictic terranes. Watersheds with these lithologic characteristics are ubiquitous within the western Cordillera.

Average clay mineral abundances for mud deposits are smectite = 8%, illite = 40%, and chlorite + kaolinite = 52%. Clay-mineral sources probably included igneous, metamorphic, and sedimentary rocks, plus reworked glacial deposits. These relatively low contents of detrital smectite contrast sharply with discharge from the Columbia River. We attribute the erratic

stratigraphic changes in clay mineralogy to surface currents, near-bottom nepheloid clouds, and low-density turbidity currents that converged from several directions. In addition, subtle changes in clay minerals were probably imparted by cycles of glacial vs. interglacial weathering.

We suggest that the main detrital sources were located near the western margin of Vancouver Island. Much of the sediment moved south through Vancouver Valley and Juan de Fuca Channel (and their fossil equivalents). Detritus from southern Vancouver Island and the Olympic Peninsula (and perhaps the Fraser River drainage) also approached Cascadia Basin via the Strait of Juan de Fuca. Turbidity currents and nepheloid-layer suspensions flowed down Barkley, Nitinat, and Juan de Fuca Canyons, spread over the northern apex of Nitinat fan, then merged and mixed with discharge from the north.

Recurrence intervals for the turbidity currents that managed to enter the ridge flank environment were highly variable, ranging from approximately one every 675 years to one per 27,000 years. We attribute this spatial and temporal shifting of depocenters to the combined effects of gradual thermal subsidence, rugged basement relief, reflection and deflection of flows off bathymetric highs, intrabasinal slides and debris flows, flow stripping, channel switching and abandonment, and patchy overbank flooding.

Turbidites also play a vital role in the regional hydrogeology of Cascadia Basin by providing the overburden necessary to collapse the grain fabric of a basal hemipelagic mud unit. Sites with less than 50 m of total sediment remain open to the upflow of porewater. Burial of the sediment-basalt contact to depths of 100-150 is required to seal the fractured igneous crust from hydrologic communication with ocean bottom water.

Acknowledgments

We thank the dedicated crew, technical staff, and shipboard scientists who sailed on *JOIDES Resolution* during Leg 168. B. Gomer, A. Cavin, and A. Johnston-Karas assisted in the laboratory. This research used samples provided by the Ocean Drilling Program, sponsored by

the U.S. National Science Foundation and participating countries under management of Joint Oceanographic Institutions, Inc. Funding was provided by the U.S. Science Support Program grants 168-F000502, 168-F000503, and 168-F000421.

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Physiography of the Cascadia Basin region (after Karl et al., 1989). Bold numbers refer to previous drill sites of the DSDP and ODP. Heavy line with teeth represents approximate position of the Cascadia subduction front and eastern edge of Cascadia Basin.

Figure 2. Magnetic-anomaly base map for Leg 168 study area with locations of drill sites assigned to the Hydrothermal Transition, Buried Basement, and Rough Basement Transects (after Shipboard Scientific Party, 1997a). Ages of magnetic polarity transitions are given in Ma. See Figure 1 for regional context of study area.

Figure 3. Lithostratigraphy of the Leg 168 drill sites. Ages of basaltic basement (from Shipboard Scientific Party, 1997a) are provided in Ma.

Figure 4. Cross section through Leg 168 drill sites showing basement topography and sediment cover across the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (after Shipboard Scientific Party, 1997a).

Figure 5. Seismic reflection profile along which the Hydrothermal Transition drilling sites were located (from Shipboard Scientific Party, 1997b). Note the irregular seafloor morphology created by small channels.

Figure 6. Number of turbidites (n) and turbidite recurrence intervals (RI) for the Hydrothermal Transition transect, ODP Sites 1123, 1124, and 1125. Age constraints for each time interval (Ma) are from Su et al. (2000). Rates of sediment accumulation (cm/Ky) have not been corrected for compaction.

Figure 7. Number of turbidites (n) and turbidite recurrence intervals (RI) for the Buried Basement transect, ODP Sites 1128 and 1129. Age constraints for each time interval (Ma) are from Su et al. (2000). Rates of sediment accumulation (cm/Ky) have not been corrected for compaction.

Figure 8. Number of turbidites (n) and turbidite recurrence intervals (RI) for the Rough Basement transect, ODP Sites 1126 and 1127. Age constraints for each time interval (Ma) are from Su et al. (2000). Rates of sediment accumulation (cm/Ky) have not been corrected for compaction.

Figure 9. Cross plots of mean grain size (μm) versus index properties of sediment (bulk density, porosity, void ratio, and water content) as determined by shipboard measurements of samples from all sites cored during Leg 168 (Shipboard Scientific Party, 1997b, 1997c, 1997d). Values of mean grain size are based on quartile measures and apply only to the size fractions (<63 μm) that were analyzed by SediGraph (see Cavin et al., 2000). Note the separation of compaction responses for sand/silt turbidites and hemipelagic muds.

Figure 10. Depth profiles of sediment porosity as determined by shipboard measurements of samples from all sites cored during Leg 168 (Cavin et al., 2000). **A.** Complete compilation of data from no-flow sites (Sites 1023—1029), without segregation by lithology. A single compaction curve follows the form n = azb. Note the shift to a linear compaction gradient at ~200 mbsf. **B.**

Comparison of porosity trends for sand and mud lithologies within the upper 150 m at the no-flow sites. Turbidite sands become increasingly sparse below 120 mbsf. **C.** Comparison of porosity trends for sand and mud lithologies within the upper 42 m at the no-flow sites. **D.** Comparison of porosity trends for mud lithologies within the upper 42 m at the upflow sites (Sites 1030 and 1031) vs. the no-flow sites. The upflow sites contain mostly hemipelagic mud, whereas the no-flow sites at the same depths contain both hemipelagic and turbidite mud. Compaction curves for the two data sets show a shift of ~7% porosity.

Figure 11. Area plots showing depth variations in total detrital modes for turbidite sands from the Leg 168 drilling sites. Dashed lines with numbers are ages (in Ma) of nannofossil datums (From Su et al., 2000). Q = total quartz; F = total feldspar; L = unstable lithic fragments. See Underwood and Hoke (2000) for data tables.

Figure 12. Area plots showing depth variations in polycrystalline detrital modes for turbidite sands from the Leg 168 drilling sites. Dashed lines with numbers are ages (in Ma) of nannofossil datums (From Su et al., 2000). Qp = polycrystalline quartz; Lv = volcanic-rock fragments; Lsm = sedimentary-rock and metasedimentary-rock fragments. See Underwood and Hoke (2000) for data tables.

Figure 13. Depth variations in relative abundance of smectite, illite, and chlorite + kaolinite (<2 μm size fraction) for hemipelagic mud samples from the Leg 168 drilling sites (after Underwood and Hoke, 2000). See Figure 3 for depictions of lithologic units. Dashed vertical lines correspond to mean values for each mineral group.

Figure 14. Contrasts between relative abundance of smectite, illite, and chlorite + kaolinite (<2 μm size fraction) for sample pairs of hemipelagic mud and turbidite matrix, Sites 1023 through

1029. Note that shifts in mineralogy are not systematic with respect to lithology. See Underwood and Hoke (2000) for corresponding data tables.

Figure 15. Ternary diagrams showing a comparison among mean detrital modes for sand deposits from the Leg 168 study area (from Saettler, 1998), Site 174 of the DSDP (From Marsaglia and Ingersoll, 1992), and Site 177 of the DSDP (from Gergen and Ingersoll, 1986). Q = total quartz; F = total feldspar; L = unstable lithic fragments; Qm = monocrystalline quarts; P = plagioclase; K = potassium feldspar; Qp = polycrystalline quartz; Lv = volcanic-rock fragments; Lsm = sedimentary-rock and metasedimentary-rock fragments; Lm = metamorphic rock fragments. Boundaries for tectonic provenance fields are from Dickinson and Suczek (1979), Dickinson et al. (1983), and Ingersoll and Suczek (1979).

REFERENCES

Adams, J., 1990, Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin: Tectonics, v. 9, p. 569-583.

Alt, J.C., Honnorez, J., Laverne, C., and Emmermann, R., 1986, Hydrothermal alteration of a 1-km section through the upper oceanic crust, Deep Sea Drilling Project Hole 504B; Mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 10,309-10,335.

Atwater, B.F., 1986, Pleistocene glacial-lake deposits of the Sanpoil River valley, northeastern Washington: U.S. Geological Survey Bulletin 1661.

Baker, E.T., 1976, Distribution, composition, and transport of suspended particulate matter in the vicinity of Willapa submarine canyon, Washington: Geological Society of America, Bulletin, v. 87, p. 625-632.

Baker, E.T., and Hickey, B.M., 1986, Contemporary sedimentation processes in and around an active west coast submarine canyon: Marine Geology, v. 71, p.15-34.

Barnard, W.D., 1978, The Washington continental slope: Quaternary tectonics and sedimentation: Marine Geology, v. 27, p. 79-114.

Beeson, M.H., and Tolan, T.L., 1990, The Columbia River Basalt Group in the Cascade Range: A middle Miocene reference datum for structural analysis: Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 19,547-19,559.

Biscaye, P.E., 1964, Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction: American Mineralogist, v. 49, p. 1281-1289.

Biscaye, P.E., 1965, Mineralogy and sedimentation of deep sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans: Geological Society of America, Bulletin, v. 76, p. 803-832.

Blakely, R.J., and Jachens, R.C., 1990, Volcanism, isostatic residual gravity, and regional tectonic setting of the Cascade Volcanic Province: Journal of Geophysical Research, v. 95, p. 19,439-19,451.

Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., and Garver, J.I., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State: Geological Society of America, Bulletin, v. 110, p. 985-1009.

Brunner, C.A., Normark, W.R., Zuffa, G.G., and Serra, F., 1999, Deep-sea sedimentary record of the Late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River: Geology, v. 27, p. 463-466.

Carlson, P.R., and Nelson, C.H., 1969, Sediments and sedimentary structures of the Astoria submarine canyon-fan system, northeast Pacific: Journal of Sedimentary Petrology, v. 39, p. 1269-1282.

Carlson, P.R. and Nelson, C.H., 1987, Marine geology and resource potential of Cascadia Basin, *in* Scholl, D.W., Grantz, A., and Vedder, J.G., eds., Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins - Beaufort Sea to Baja California, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, v. 6, p. 523-536.

Carson, B., 1973, Acoustic stratigraphy, structure and history of Quaternary deposition in Cascadia Basin: Deep Sea Research, v. 20, p. 387-396.

Carson, B., and McManus, D.A., 1971, Analysis of turbidite correlation in Cascadia Basin, northeast Pacific Ocean: Deep-Sea Research, v. 18, p. 593-604.

Carson, B. and Acaro, N.P., 1983, Control of clay-mineral stratigraphy by selective transport in Late Pleistocene-Holocene sediments of northeastern Cascadia Basin-Juan de Fuca Abyssal Plain: Implications for studies of clay-mineral provenance: Journal of Sedimentary Petrology, v. 53, p. 395-406.

Carson, B., Baker, E.T., Hickey, B.M., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., Thorbjarnarson, K.W., and Snyder, G.W., 1986, Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon - a summary: Marine Geology, v. 71, p. 1-13.

Cavin, A., Underwood, M., Fisher, A.T., and Johnston-Karas, A., 2000, Relations between textural characteristics and physical properties of sediments in northwestern Cascadia Basin, *in* Fisher, A.T., Davis, E.E., and Escutia, C., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 168: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 67-84 and CD-ROM.

Chamov, N.P., and Murdmaa, I.O., 1994, Coarse fraction minerals of sands in Cascadia margin sediments, *in* Carson, B., Westbrook, G.K., Musgrave, R.J., and Suess, E., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 146: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 33-43.

Cheel, R.J., and Leckie, D.A., 1993, Hummocky cross-stratification, *in* Wright, V.P., ed., Sedimentology Review/1: Blackwell Scientific Publications, London, p. 103-122.

Clague, J.J., 1986, Bedrock geology (Canadian Cordillera), *in* Greenland, R.J., and Fulton, eds., Quaternary Geology of Canada and Greenland, The Geology of North America, K-1: Geological Society of America, p. 22-25.

Clague, J.J., Luternauer, J.L., and Hebda, R.J., 1983, Sedimentary environments and postglacial history of the Fraser Delta and lower Fraser Valley, British Columbia: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1314-1326.

Damuth, J.E., 1979, Migrating sediment waves created by turbidity currents in the northern South China Sea Basin: Geology, v. 7, p. 520-523.

Damuth, J.E., and Embley, R.W., 1979, Upslope flow of turbidity currents on the northwest flank of the Ceara Rise: Western equitorial Atlantic: Sedimentology, v. 26, p. 825-834.

Davis, E.E., Chapman, D.S., Mottl, M.J., Bentkowski, W.J., Dadey, K., Forster, C., Harris, R., Nagihara, S., Rohr, K., Wheat, G., and Whiticar, M., 1992, FlankFlux: an experiment to study the nature of hydrothermal circulation in young oceanic crust: Canadian Journal of Earth Science, v. 29, p. 925-952.

Davis, E.E., and Hyndman, R.D., 1989, Accretion and recent deformation of sediments along the northern Cascadia subduction zone: Geological Society of America, Bulletin, v. 101, p. 1465-1480.

Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: Journal of Sedimentary Petrology, v. 40, p. 695-707.

Dickinson, W.R., 1982, Compositions of sandstones in circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 66, p. 121-137.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., and Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geological Society of America, Bulletin, v. 94, p. 222-235.

Dickinson, W.R., and Suczek, C.A., 1979, Plate tectonics and sandstone compositions: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.

Dolan, J.F., Beck, C., and Ogawa, Y., 1989, Upslope deposition of extremely distal turbidites: An example from the Tiburon Rise, west-central Atlantic: Geology, v. 17, p. 990-994.

Duke, W.L., 1985, Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms: Sedimentology, v. 32, p. 167-194.

Duncan, J.R., and Kulm, L.D., 1970, Mineralogy, provenance, and dispersal history of Late Quaternary deep-sea sands in Cascadia Basin and Blanco Fracture Zone off Oregon: Journal of Sedimentary Petrology, v. 40, p. 874-877.

Duncan, J.R., Kulm, L.D., and Griggs, G.B., 1970, Clay mineral composition of Late Pleistocene and Holocene sediments of Cascadia Basin, northeastern Pacific Ocean: Journal of Geology, v. 78, p. 213-221.

EEZ-SCAN 84 Scientific Staff, 1986, Atlas of the Exclusive Economic Zone, western conterminous United States: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series, I-1792, scale 1:500,000, 152 p. text.

Elderfield, H., and Schultz, A.,1996, Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 24, p. 191-224.

Fisher, A.T., 1998, Permeability within basaltic oceanic crust: Reviews in Geophysics, v. 36, p. 143-182.

Fisher, A.T., Becker, K., and Narasimhan, T.N., 1994, Off-axis hydrothermal circulation: Parametric tests of a refined model of processes at Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program site 504: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 3097-3121.

Garcia, M.O., and Hull, D.M., 1994, Turbidites from giant Hawaiian landslides: Results from Ocean Drilling Program Site 842: Geology, v. 22, p. 159-162.

Garrison, R. E., Luternauer, J.L., Grill, E.V., MacDonald, R.D., and Murray, J.W., 1969, Early diagenetic cementation of recent sands, Fraser River delta, British Columbia: Sedimentology, v. 12, p. 27-46.

Gergen, L.D., and Ingersoll, R.V., 1986, Petrology and Provenance of Deep Sea Drilling Project sand and sandstone from the North Pacific Ocean and the Bering Sea: Sedimentary Geology, v. 51, p. 29-56.

Giambalvo, E.R., Fisher, A.T., Martin, J.T., Darty, L., and Lowell, R.P., 2000, Origin of elevated sediment permeability in a hydrothermal seepage zone, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, and implications for transport of fluid and heat: Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 913-928.

Gibbs, R.J., 1977, Clay mineral segregation in the marine environment: Journal of Sedimentary Petrology, v. 47, p. 237-243.

Gorsline, D.S., 1984, A review of fine-grained sediment origins, characteristics, transport and deposition, *in* Stow, D.A.V., and Piper, D.J.W., eds., Fine-Grained Sediments: Deep Water Processes and Facies: Blackwell Scientific Publications, London, p. 17-34.

Griggs, G.B., and Hein, J.R., 1980, Sources, dispersal, and clay mineral composition of fine-grained sediment off central and northern California: Journal of Geology, v. 88, p. 541-566.

Griggs, G.B., and Kulm, L.D., 1970, Sedimentation in Cascadia deep-sea channel: Geological Society of America, Bulletin, v. 81, p. 1361-1384.

Griggs, G.B., Carey, A.G., and Kulm, L.D., 1969, Deep-sea sedimentation and sediment-fauna interaction in Cascadia Channel and on Cascadia abyssal plain: Deep-Sea Research, v. 16, p. 157-170.

Halpern, D., Smith, R.L., and Reed, R.K., 1978, On the California Undercurrent over the continental slope off Oregon: Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 1366-1372.

Hampton, M.A., Karl., H.A., and Kenyon, N.H., 1989, Sea-floor drainage features of Cascadia Basin and the adjacent continental slope, northeast Pacific Ocean: Marine Geology, v. 87, p. 249-272.

Hathon, E.G., and Underwood, M.B., 1991, Clay mineralogy and chemistry as indicators of hemipelagic sediment dispersal south of the Aleutian arc: Marine Geology, p. 97, p.145-166.

Herzer, R.H., 1978, Submarine canyons and slumps on the continental slope off southern Vancouver Island: Geological Survey of Canada, Current Research, v. 78-1A, p. 357-360.

Hickey, B., Baker, E., and Kachel, N., 1986, Suspended particle movement in and around Quinault submarine canyon: Marine Geology, v. 71, p. 35-83.

Hiscott, R.N., Colella, A., Pezard, P., Lovell, M.A., and Malinverno, A.,1992, Sedimentology of deep-water volcaniclastics, Oligocene Izu-Bonin forearc basin, based on Formation Micro-Scanner images: *in* Taylor, B., Fujioka, K., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 126: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 467-486.

Houghton, H.F., 1980, Refined techniques for staining plagioclase and alkali feldspars in thin section: Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 629-931.

Huyer, A., 1983, Coastal upwelling in the California Current system: Prog. Oceanography, v. 8, p. 259-284.

Ingersoll, R.V., and Suczek, C.A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP Sites 211 and 218: Journal of Sedimentary Petrology, v. 49, p. 1217-1228.

Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., and Sares, S.W., 1984, The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 103-116.

Jacobson, R.S., 1992, Impact of crustal evolution on changes of the seismic properties of the uppermost ocean crust: Reviews in Geophysics, v. 30, p. 23-42.

Jones, K.P.N., McCave, I.N., and Patel, P.D., 1988, A computer-interfaced SediGraph for modal size analysis of fine-grained sediment: Sedimentology, v. 35, p. 163—172.

Karl, H.A., Hampton, M.A., and Kenyon, N.H., 1989, Lateral migration of Cascadia Channel in response to accretionary tectonics: Geology, v. 17, p. 144-147.

Karato, S., and Becker, K., 1983, Porosity and hydraulic properties of sediments from the Galapagos spreading center and their relationship to hydrothermal circulation in the oceanic crust: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 1009-1017.

Karlin, R., 1980, Sediment sources and clay mineral distributions off the Oregon Coast: Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 543-560.

Kelts, K., and Arthur, M.A., 1981, Turbidites after ten years of deep-sea drilling - wringing out the mop?, *in* Warme, J.E., Douglas, R.C., and Winterer, E.L., eds., The Deep Sea Drilling Project: A Decade of Progress: SEPM Special Publication 32, p. 91-127.

Kirwan, A.D., McNally, G.J., Reyna, E., and Merrell, W.J., 1978, The near-surface circulation of the eastern North Pacific: Journal of Physical Oceanography, v. 8, p. 937.

Knebel, H.J., Kelly, J.C., and Whetten, J.T., 1968, Clay minerals of the Columbia River: A qualitative, quantitative and statistical evaluation: Journal of Sedimentary Petrology, v. 38, p. 600-611.

Kulm, L.D., and Fowler, G.A., 1974, Oregon continental margin structure and stratigraphy: A test of the imbricate thrust model, *in* Burk, C.A., and Drake, C.L., eds., The Geology of Continental Margins: Springer-Verlag, New York, p. 261-284.

Lynn, R.J., and Simpson, J.J., 1987, The California Current system: the seasonal variability of its physical characteristics: Journal of Geophysical Research, v. 92, p. 12,947-12,966.

MacKay, M.E., 1995, Structural variation and landward vergence at the toe of the Oregon accretionary prism: Tectonics, v. 14, p. 1309-1320.

Marsaglia, K.M., and Ingersoll, R.V., 1992, Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance: Geological Society of America, Bulletin, v. 104, p. 1637-1649.

Mayers, I.R., and Bennett, L.C., 1973, Geology of the Strait of Juan de Fuca: Marine Geology, v. 15, p. 89-117.

McBirney, A.R., 1978, Volcanic evolution of the Cascade Range: Annual Review of Earth and Planetary Science, v. 6, p. 437-456.

Molnia, B.F., and Hein, J.R., 1982, Clay mineralogy of a glacially dominated, subarctic continental shelf: northeastern Gulf of Alaska: Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 515-528.

Moore, D.C. and Reynolds, R.C., 1997, X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals: New York (Oxford University Press).

Mottl, M.J., and Wheat, C.G., 1994, Hydrothermal circulation through mid-ocean ridge flanks: Fluxes of heat and magnesium: Geochimica Cosmochimica Acta, v. 58, p. 2225-2237.

Mottl, M.J., Wheat, C.G., Baker, E., Becker, N., David, E., Feely, R., Grehan, A., Kadko, D., Lilley, M., Massoth, G., Moyer, C., and Sansone, F., 1998, Warm springs discovered on 3.5 Ma oceanic crust, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Geology, v. 26, p. 51-54.

Muck, M.T., and Underwood, M.B., 1990, Upslope flow of turbidity currents: A comparison among field observations, theory, and laboratory models: Geology, v. 18, p. 54-57.

Mulder, T., and Syvitski, J.P.M., 1995, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world ocean: Journal of Geology, v. 103, p. 285-299.

Muller, J.E., 1977, Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island, and adjacent regions: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2062-2085.

Mutti, E., and Normark, W.R., 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts, *in* Leggett, J.K., and Zuffa, G.G., eds., Marine Clastic Sedimentology: Graham and Trotman, p. 1-38.

Naidu, A.S., and Mowatt, T.C., 1983, Sources and dispersal patterns of clay minerals in surface sediments from the continental-shelf areas off Alaska: Geological Society of America, Bulletin, v. 94, p. 841-854.

Nelson, C.H., 1976, Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes and history of Astoria deep-sea fan, northeast Pacific: Marine Geology, v. 20, p. 129-173.

Nelson, C.H., 1982, Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems: Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 537-546.

Nelson, C.H., Carlson, P.R., Byrne, J.V., and Alpha, T.R., 1970, Development of the Astoria canyon-fan physiography and comparison with similar systems: Marine Geology, v. 8, p. 259-291.

Normark, W.R., Gutmacher, C.E., Zierenberg, R.A., Wong, F.L., and Rosenbauer, R.J., 1994, Sediment fill of Escanaba Trough, *in* Morton, J.L., Zierenberg, R.A., and Reiss, C.A., eds., Geologic, Hydrothermal, and Biologic Studies at Escanaba Trough, Gorda Ridge, Offshore Northern California: U.S. Geological Survey Bulletin 2002, p. 91-128.

Normark, W.R., and Serra, F., 2001, Vertical tectonics in northern Escanaba Trough as recorded by thick late Quaternary turbidites: Journal of Geophysical Research, v. 106, p. 13,793-13,802.

Pantin, H.M., and Leeder, M.R., 1987, Reverse flow in turbidity currents: The role of internal solitons: Sedimentology, v. 34, p. 1143-1155.

Pearce, T.J., and Jarvis, I., 1992, Composition and provenance of turbidite sands: Late Quaternary, Madeira Abyssal Plain: Marine Geology, v. 109, p. 21-51.

Pharo, C.H., and Barnes, W.C., 1976, Distribution of surficial sediments of the central and southern Strait of Georgia, British Columbia: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 684-696.

Pickering, K.T., Underwood, M.B., and Taira, A., 1992, Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough: Flow collapse and reflection: Geology, v. 20, p. 1099-1102.

Pilkey, O.H., Locker, S.D., and Cleary, W.J., 1980, Comparison of sand-layer geometry on flat floors of 10 modern depositional basins: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 64, p. 841-856.

Piper, D.J.W., and Normark, W.R., 1983, Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California Borderland: Sedimentology, v. 30, p. 681-694.

Reid, R.K., and Halpern, D., 1976, Observation of the California Undercurrent off Washington and Vancouver Island: Limnology and Oceanography, v. 21, p. 389-398.

Rothwell, R.G., Pearce, T.J., and Weaver, P.P.E., 1992, Late Quaternary evolution of the Madeira Abyssal Plain, Canary Basin, NE Atlantic: Basin Research, v. 4, p. 103-131.

Saettler, K.D., 1998, Composition, provenance, and depositional patterns of turbidites and hemipelagic muds, northwestern Cascadia Basin (unpublished M.S. thesis): Columbia, University Missouri, p. 1-212.

Scheidegger, K.F., Kulm, L.D., and Piper, D.J.W., 1973, Heavy mineralogy of unconsolidated sands in northeastern Pacific sediments: Leg 18, Deep Sea Drilling Project, *in* Kulm, L.D., von Huene, et. al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 18: Washington, DC (U.S. Government Printing Office), p. 877-884.

Sclater, J.G., Crowe, J., and Anderson, R.N., 1976, On the reliability of oceanic heat flow averages: Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 2997-3006.

Sclater, J.G., Jaupart, C., and Galson, D., 1980, Heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth: Reviews of Geophysics, v. 18, p. 269-311.

Shipboard Scientific Party, 1973, Site 174, *in* Kulm, L.D., von Huene, R., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 18: Washington, U.S. Government Printing Office, p. 97-167.

Shipboard Scientific Party, 1994, Site 888, *in* Westbrook, G.K., Carson, B., Musgrave, R.J., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Volume 146: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 55-125.

Shipboard Scientific Party, 1997a, Introduction and summary: Hydrothermal circulation and its consequences on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge, *in* Davis, E.E., Fisher, A.T., Firth, J.V., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 168: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p.7-21.

Shipboard Scientific Party, 1997b, Hydrothermal transition transect (Sites 1023, 1024, and 1025), *in* Davis, E.E., Fisher, A.T., Firth, J.V., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 168: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 49-100.

Shipboard Scientific Party, 1997c, Rough basement transect (Sites 1026 and 1027), *in* Davis, E.E., Fisher, A.T., Firth, J.V., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 168: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 101-160.

Shipboard Scientific Party, 1997d, Buried basement transect (Sites 1028, 1029, 1030, 1031, and 1032), *in* Davis, E.E., Fisher, A.T., Firth, J.V., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 168: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 161-212.

Shipboard Scientific Party, 1997e, Leg 167 introduction, *in* Lyle, M., Koizumi, I., Richter, C., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, v. 167: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 5-13.

Singer, J.K., Anderson, J.B., Ledbetter, M.T., McCave, I.N., Jones, K.P.N., and Wright, R., 1988, An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments: Journal of Sedimentary Petrology, v. 58, p. 534—543.

Snelgrove, S.H., and Forster, C.B., 1996, Impact of seafloor sediment permeability and thickness on off-axis hydrothermal circulation: Juan de Fuca Ridge eastern flank: Journal of Geophysical Research, v. 101, p. 2915-2925.

Stein, R., 1985, Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by Sedigraph 5000D: comparison with Coulter Counter and Atterberg methods: Journal of Sedimentary Petrology, v. 55,p. 590—615.

Stein, C.A., and Stein, S., 1994, Comparison of plate and asthenospheric flow models for the thermal evolution of oceanic lithosphere: Geophysical Research Letters, v. 21, p. 709-712.

Stokke, P.R., Carson, B., and Baker, E.T., 1977, Comparison of the bottom nepheloid layer and late Holocene deposition on Nitinat Fan: implications for lutite dispersal and deposition: Geological Society of America, Bulletin, v. 8, p. 1586-1592.

Su, X., Baumann, K.-H., and Thiede, J., 2000, Calcareous nannofossils from Leg 168: biochronology and diagenesis, *in* Fisher, A.T., Davis, E.E., and Escutia, C., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 168: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 39-50.

Tabor, R.W., and Cady, W.H., 1978, The structure of the Olympic Mountains, Washington - analysis of a subduction zone: U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1033, p. 1-38.

Thorbjarnarson, K.W., Nittrouer, C.A., and DeMaster, D.J., 1986, Accumulation of modern sediment in Quinault submarine canyon: Marine Geology, v. 71, p. 107-124.

Underwood, M.B., 1986, Transverse infilling of the central Aleutian Trench by unconfined turbidity currents: Geo-Marine Letters, v. 6, p. 7-13.

Underwood, M.B., 1991, Submarine canyons, unconfined turbidity currents, and sedimentary bypassing of forearc regions: Reviews in Aquatic Sciences, v. 4, p. 149-200.

Underwood, M.B., 2002, Strike-parallel variations in clay minerals and fault vergence in the Cascadia subduction zone: Geology, v. 30, p. 155-158.

Underwood, M.B., and Hoke, K.M., 2000, Composition and provenance of turbidite sand and hemipelagic mud in northwestern Cascadia Basin, Leg 168 of the Ocean Drilling Program, *in* Fisher, A.T., Davis, E.E., and Escutia, C., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 168: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 51-65 and CD-ROM.

Underwood, M.B., Orr, R., Pickering, K., and Taira, A., 1993, Provenance and dispersal patterns of sediment in the turbidite wedge of Nankai Trough, *in* Hill, I.A., Taira, A., Firth, J.V., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, v. 131: College Station (Ocean Drilling Program), p. 15-34.

Vallier, T.L., Harold, P.J., and Gerdley, W.A., 1973, Provenance and dispersal patterns of turbidite sand in Escanaba Trough, northeastern Pacific Ocean: Marine Geology, v. 15, p. 67-87.

Waitt, R.B., 1985, Case for periodic, colossal jokulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula: Geological Society of America, Bulletin, v. 96, p. 1271-1286.

Weaver, P.P.E., Rothwell, R.G., Ebbing, J., Gunn, D., and Hunter, P.M., 1992, Correlation, frequency of emplacement and source directions of megaturbidites on the Madeira Abyssal Plain: Marine Geology, v. 109, p. 1-20.

Wheat, C.G., and Mottl, M.J., 1994, Hydrothermal circulation, Juan de Fuca Ridge eastern flank: Factors controlling basement water composition: Journal of Geophysical Research, v. 99, p. 3067-3080.

Whetten, J.T., Kelly, J.C., and Hanson, L.G., 1969, Characteristics of Columbia River sediment and sediment transport: Journal of Sedimentary Petrology, v. 39, p.1149-1166.

White, S.M., 1970, Mineralogy and geochemistry of continental shelf sediments off the Washington-Oregon coast: Journal of Sedimentary Petrology, v. 40, p. 38-54.

Zdanowicz, C.M., Zielinski, G.A., and Germani, M.S. 1999, Mount Mazama eruption: Calendrical age verified and atmospheric impact assessed: Geology, v. **27**, p. 621-624.

Zierenberg, R.A., and Miller, D.J., 2000, Overview of Ocean Drilling Program Leg 169: Sedimented Ridges II: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 169: College Station TX (Ocean Drilling Program), p. 1-39.

Zuffa, G.G., Normark, W.R., Serra, F., and Brunner, C.A., 2000, Turbidite megabeds in an oceanic rift valley recording jokulhlaups of Late Pleistocene glacial lakes of the western United States: Journal of Geology, v. 108, p. 253-274.

Zuhlsdorff, L., and Spiess, V., 2001, Modeling seismic reflection patterns from Ocean Drilling Program Leg 168 core density logs: Insight into lateral variations in physical properties and sediment input at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Journal of Geophysical Research, v. 106, p. 16,119-16,133.

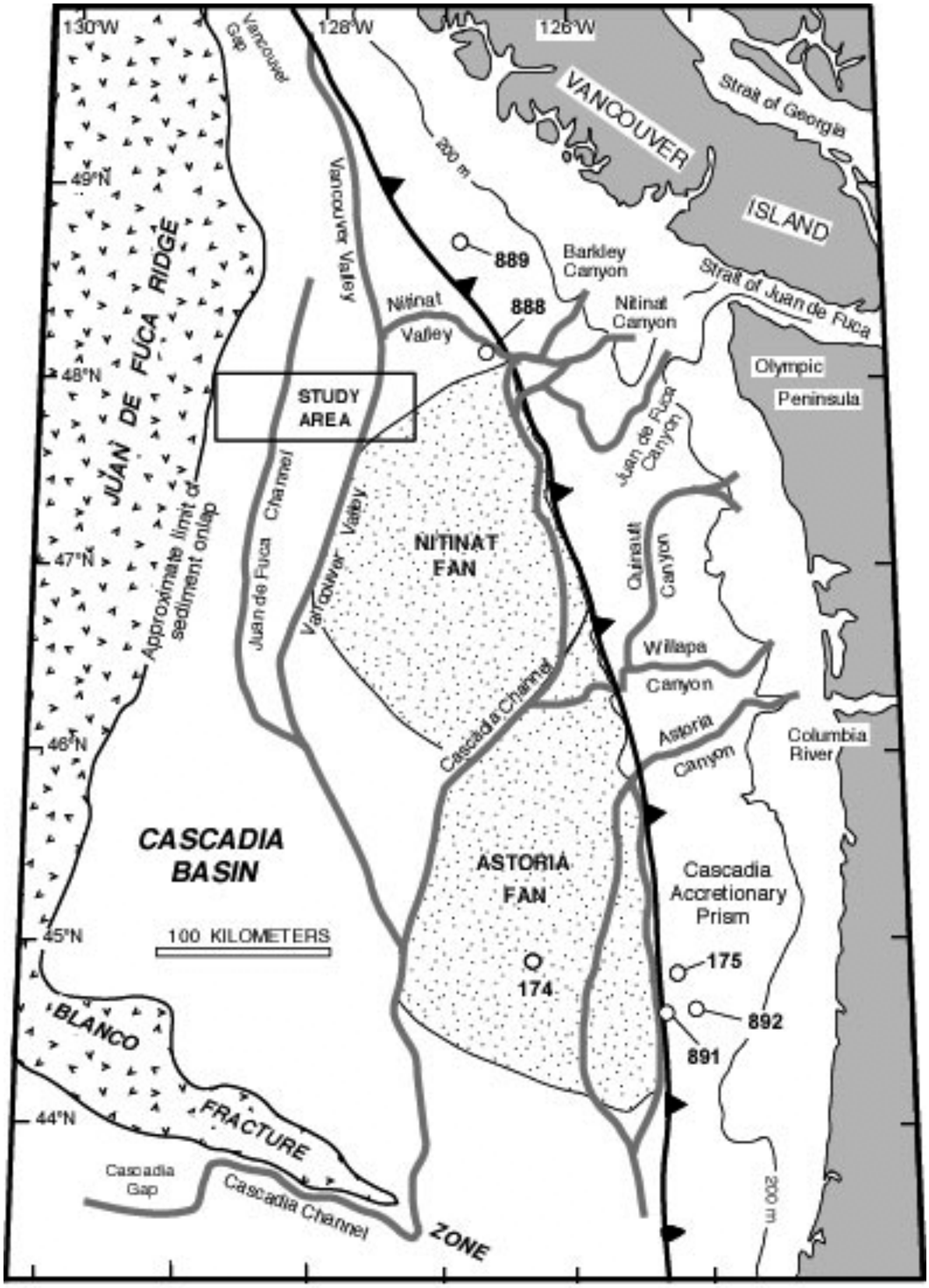

130°W
128°W
126°W
49°N
48°N
47°N
46°N
45°N
44°N
Vancouver Gap
Vancouver Valley
200 m
VANCOUVER
ISLAND
Strait of Georgia
889
Barkley Canyon
Strait of Juan de Fuca
888
Nitinat Valley
Nitinat Canyon
Olympic Peninsula
JUAN DE FUCA RIDGE
STUDY AREA
Juan de Fuca Canyon
Juan de Fuca Channel
Vancouver Valley
NITINAT FAN
Quinault Canyon
Approximate limit of sediment onlap
Willapa Canyon
Cascadia Channel
Astoria Canyon
Columbia River
CASCADIA BASIN
ASTORIA FAN
Cascadia Accretionary Prism
100 KILOMETERS
174
175
892
891
BLANCO FRACTURE ZONE
Cascadia Gap
Cascadia Channel
200 m

FIGURE 1.

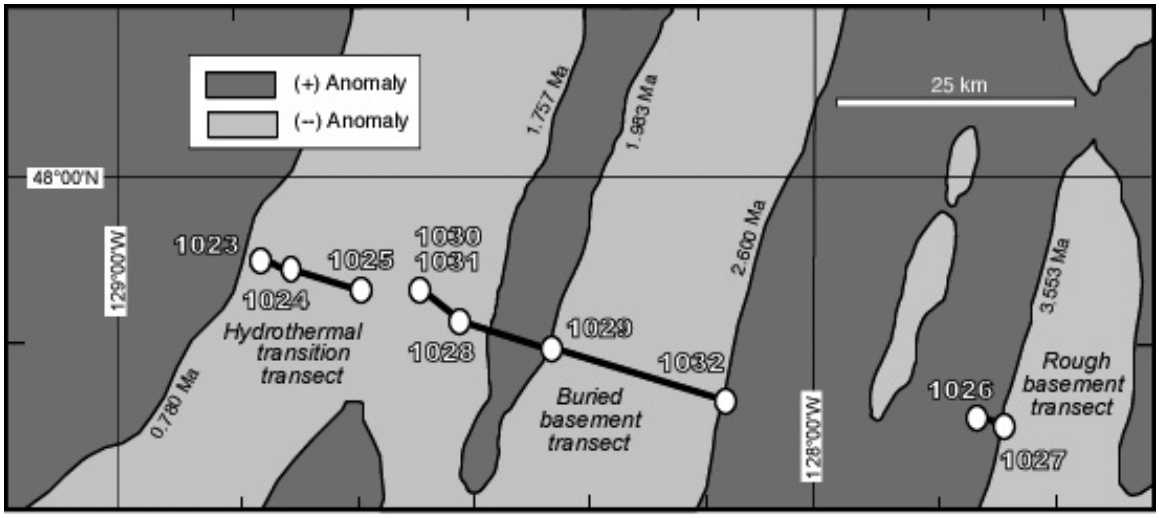


FIGURE 2.

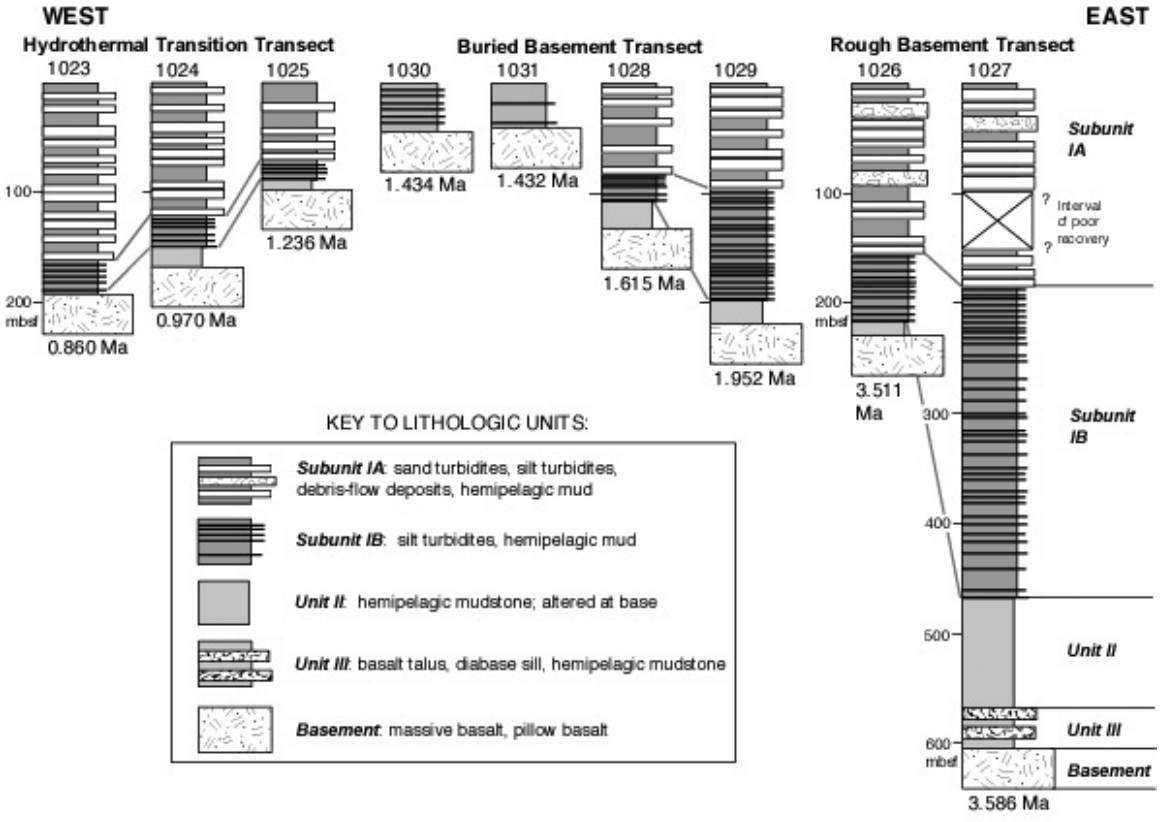


FIGURE 3.

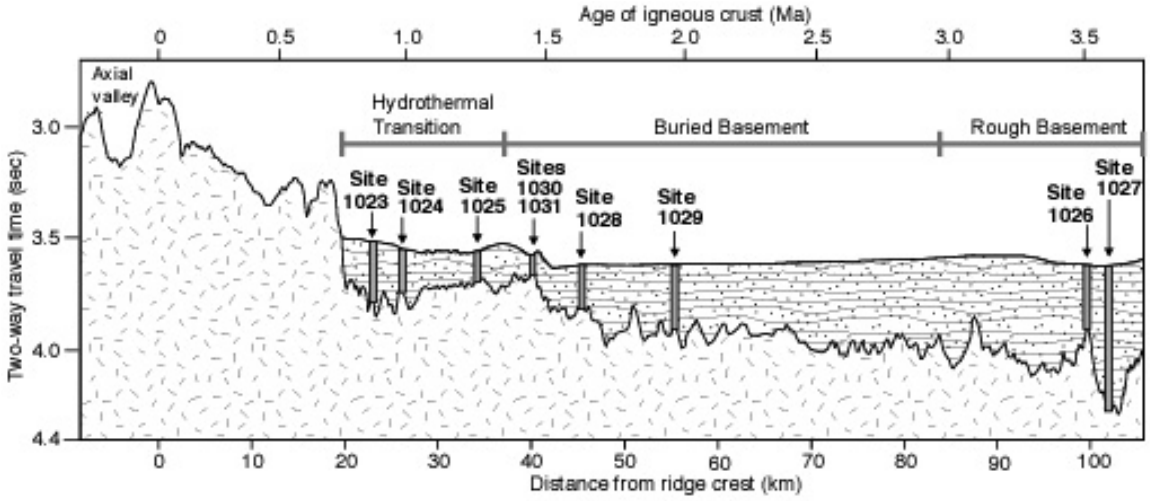


FIGURE 4.

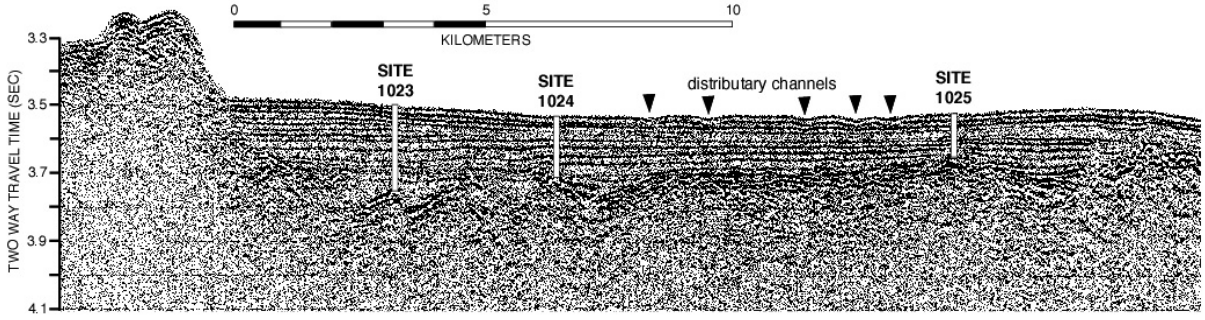


FIGURE 5.

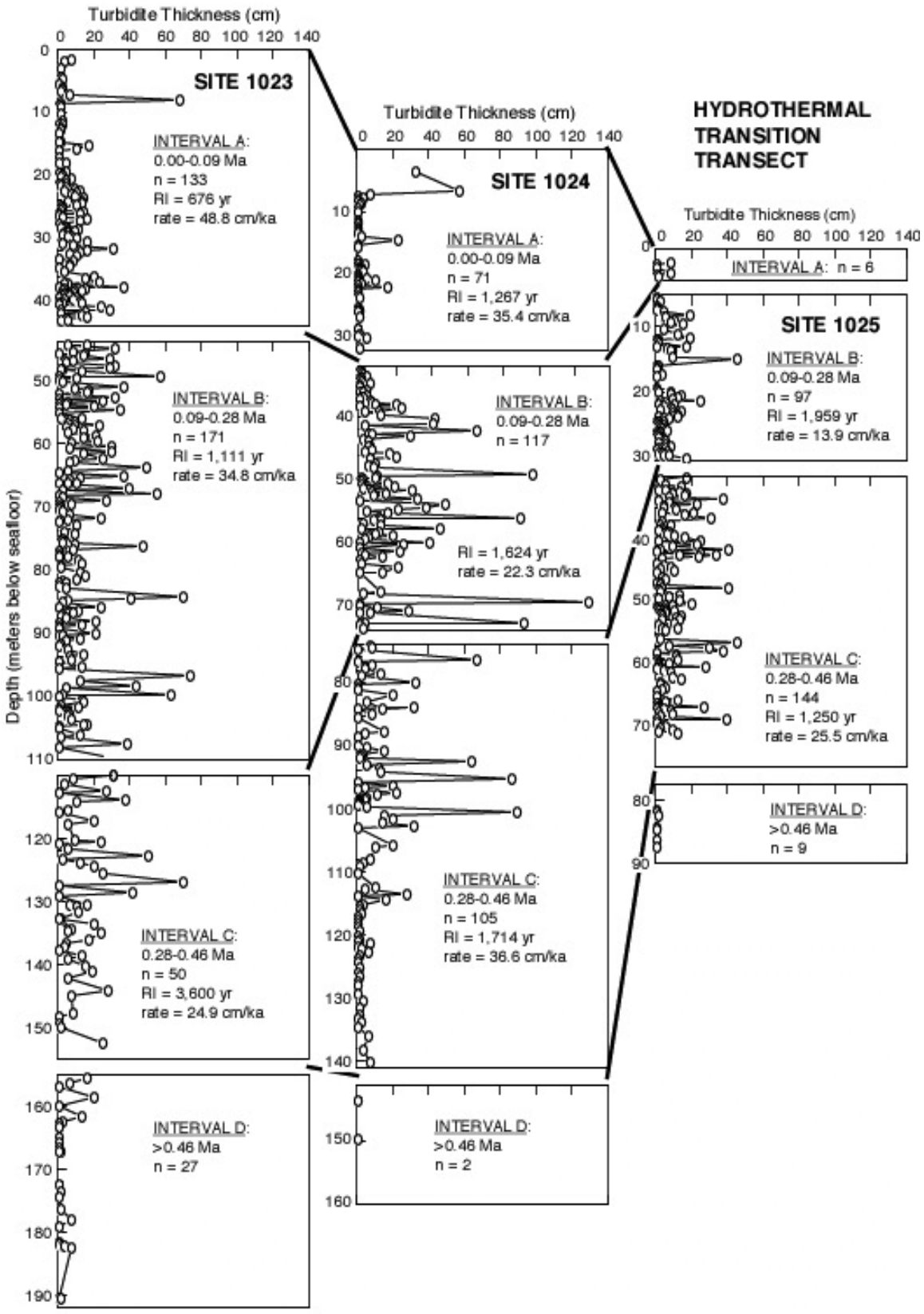

HYDROTHERMAL TRANSITION TRANSECT
Turbidite Thickness (cm)
0 20 40 60 80 100 120 140
SITE 1023
INTERVAL A:
0.00-0.09 Ma
n = 133
RI = 676 yr
rate = 48.8 cm/ka
INTERVAL B:
0.09-0.28 Ma
n = 171
RI = 1,111 yr
rate = 34.8 cm/ka
INTERVAL C:
0.28-0.46 Ma
n = 50
RI = 3,600 yr
rate = 24.9 cm/ka
INTERVAL D:
>0.46 Ma
n = 27
SITE 1024
INTERVAL A:
0.00-0.09 Ma
n = 71
RI = 1,267 yr
rate = 35.4 cm/ka
INTERVAL B:
0.09-0.28 Ma
n = 117
RI = 1,624 yr
rate = 22.3 cm/ka
INTERVAL C:
0.28-0.46 Ma
n = 105
RI = 1,714 yr
rate = 36.6 cm/ka
INTERVAL D:
>0.46 Ma
n = 2
SITE 1025
INTERVAL A: n = 6
INTERVAL B:
0.09-0.28 Ma
n = 97
RI = 1,959 yr
rate = 13.9 cm/ka
INTERVAL C:
0.28-0.46 Ma
n = 144
RI = 1,250 yr
rate = 25.5 cm/ka
INTERVAL D:
>0.46 Ma
n = 9
Depth (meters below seafloor)

FIGURE 6.

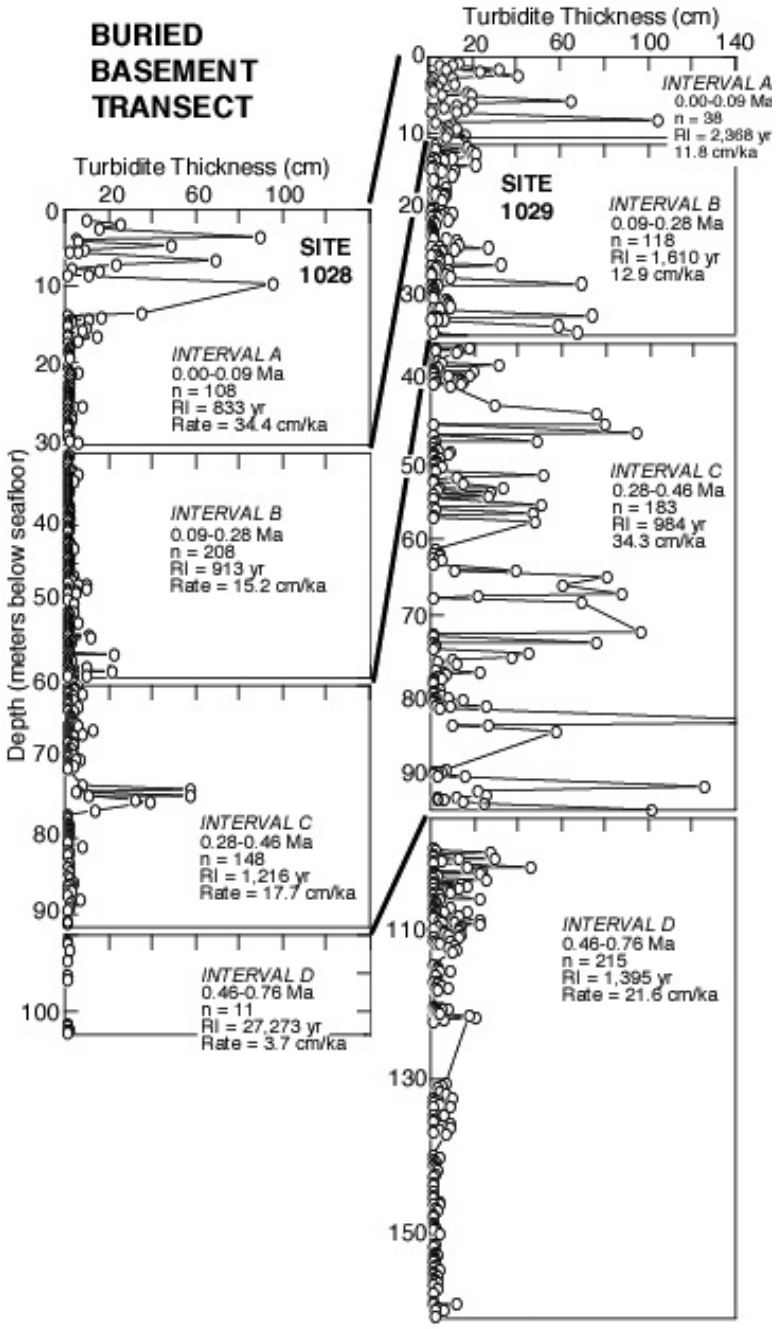

BURIED
BASEMENT
TRANSECT
Turbidite Thickness (cm)
20
60
100
140
SITE
1028
SITE
1029
INTERVAL A
0.00-0.09 Ma
n = 108
RI = 833 yr
Rate = 34.4 cm/ka
INTERVAL B
0.09-0.28 Ma
n = 208
RI = 913 yr
Rate = 15.2 cm/ka
INTERVAL C
0.28-0.46 Ma
n = 148
RI = 1,216 yr
Rate = 17.7 cm/ka
INTERVAL D
0.46-0.76 Ma
n = 11
RI = 27,273 yr
Rate = 3.7 cm/ka
INTERVAL A
0.00-0.09 Ma
n = 38
RI = 2,368 yr
11.8 cm/ka
INTERVAL B
0.09-0.28 Ma
n = 118
RI = 1,610 yr
12.9 cm/ka
INTERVAL C
0.28-0.46 Ma
n = 183
RI = 984 yr
34.3 cm/ka
INTERVAL D
0.46-0.76 Ma
n = 215
RI = 1,395 yr
Rate = 21.6 cm/ka
Depth (meters below seafloor)

FIGURE 7.

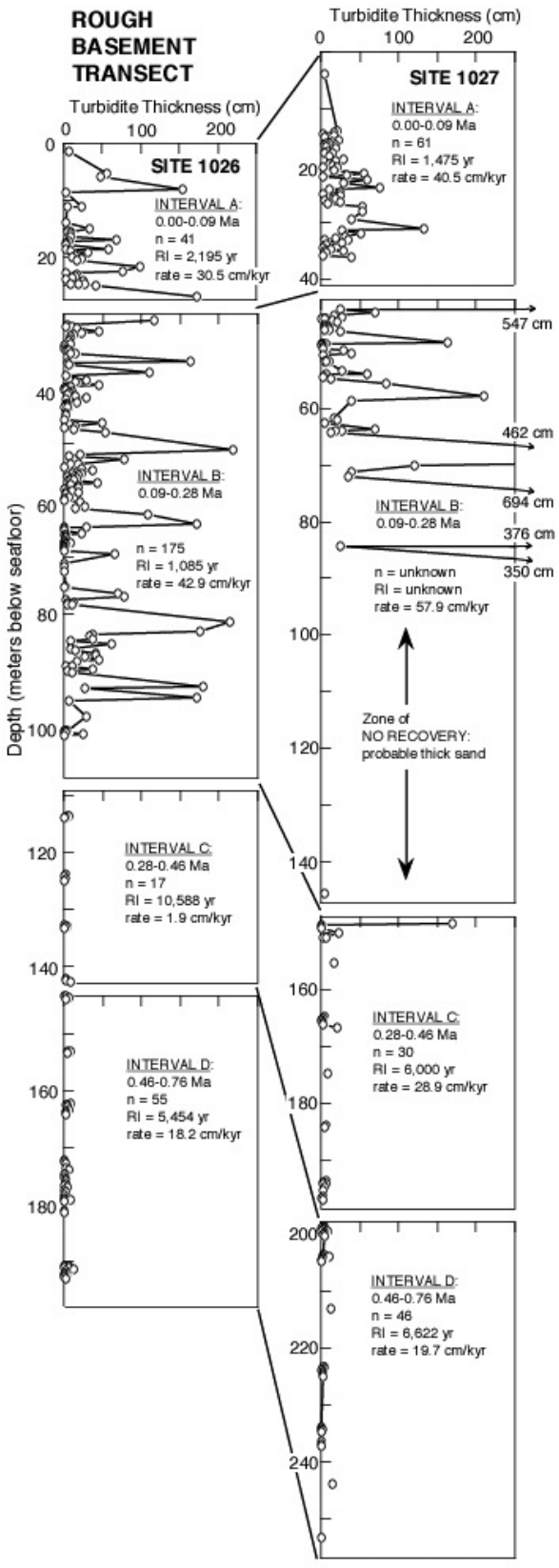

ROUGH
BASEMENT
TRANSECT
Turbidite Thickness (cm)
0
100
200
SITE 1026
INTERVAL A:
0.00-0.09 Ma
n = 41
RI = 2,195 yr
rate = 30.5 cm/kyr
INTERVAL B:
0.09-0.28 Ma
n = 175
RI = 1,085 yr
rate = 42.9 cm/kyr
INTERVAL C:
0.28-0.46 Ma
n = 17
RI = 10,588 yr
rate = 1.9 cm/kyr
INTERVAL D:
0.46-0.76 Ma
n = 55
RI = 5,454 yr
rate = 18.2 cm/kyr
SITE 1027
INTERVAL A:
0.00-0.09 Ma
n = 61
RI = 1,475 yr
rate = 40.5 cm/kyr
547 cm
462 cm
694 cm
376 cm
350 cm
INTERVAL B:
0.09-0.28 Ma
n = unknown
RI = unknown
rate = 57.9 cm/kyr
Zone of
NO RECOVERY:
probable thick sand
INTERVAL C:
0.28-0.46 Ma
n = 30
RI = 6,000 yr
rate = 28.9 cm/kyr
INTERVAL D:
0.46-0.76 Ma
n = 46
RI = 6,622 yr
rate = 19.7 cm/kyr
Depth (meters below seafloor)

FIGURE 8.

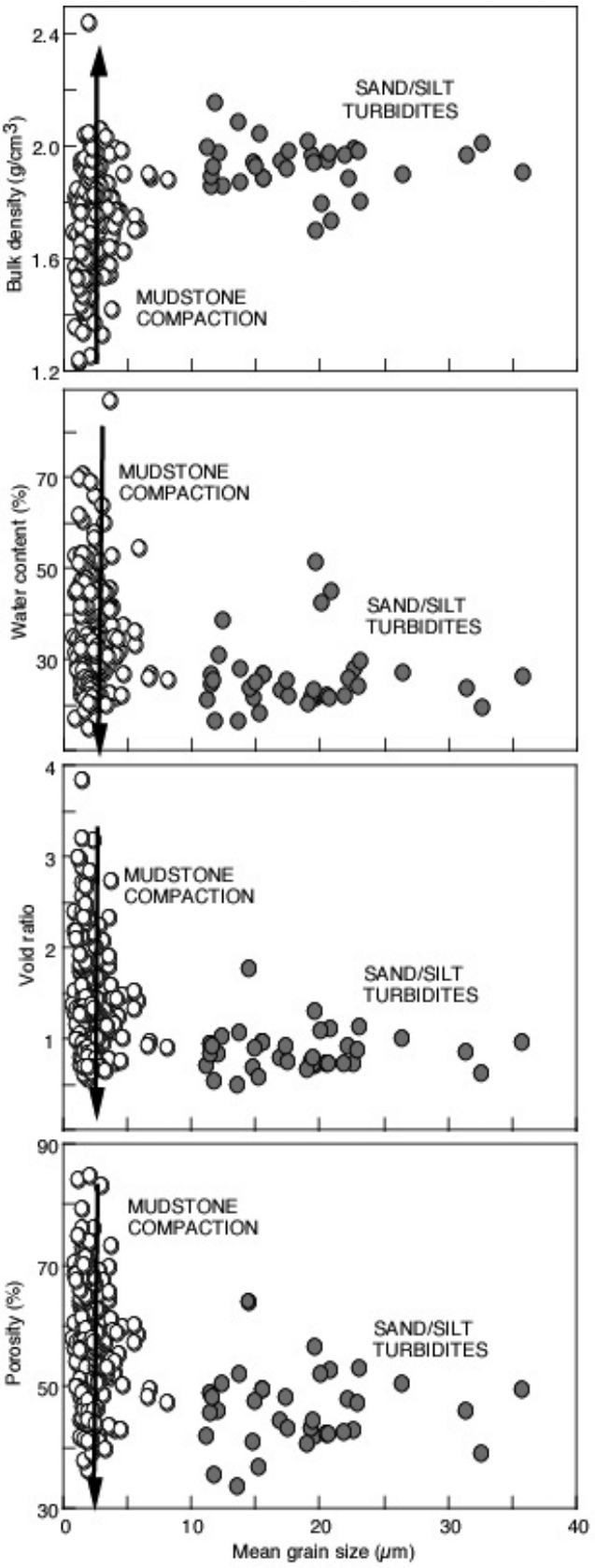

Bulk density (g/cm3)
2.4
2.0
1.6
1.2
SAND/SILT
TURBIDITES
MUDSTONE
COMPACTION
Water content (%)
70
50
30
MUDSTONE
COMPACTION
SAND/SILT
TURBIDITES
Void ratio
4
3
2
1
MUDSTONE
COMPACTION
SAND/SILT
TURBIDITES
Porosity (%)
90
70
50
30
MUDSTONE
COMPACTION
SAND/SILT
TURBIDITES
0
10
20
30
40
Mean grain size (μm)

FIGURE 9.

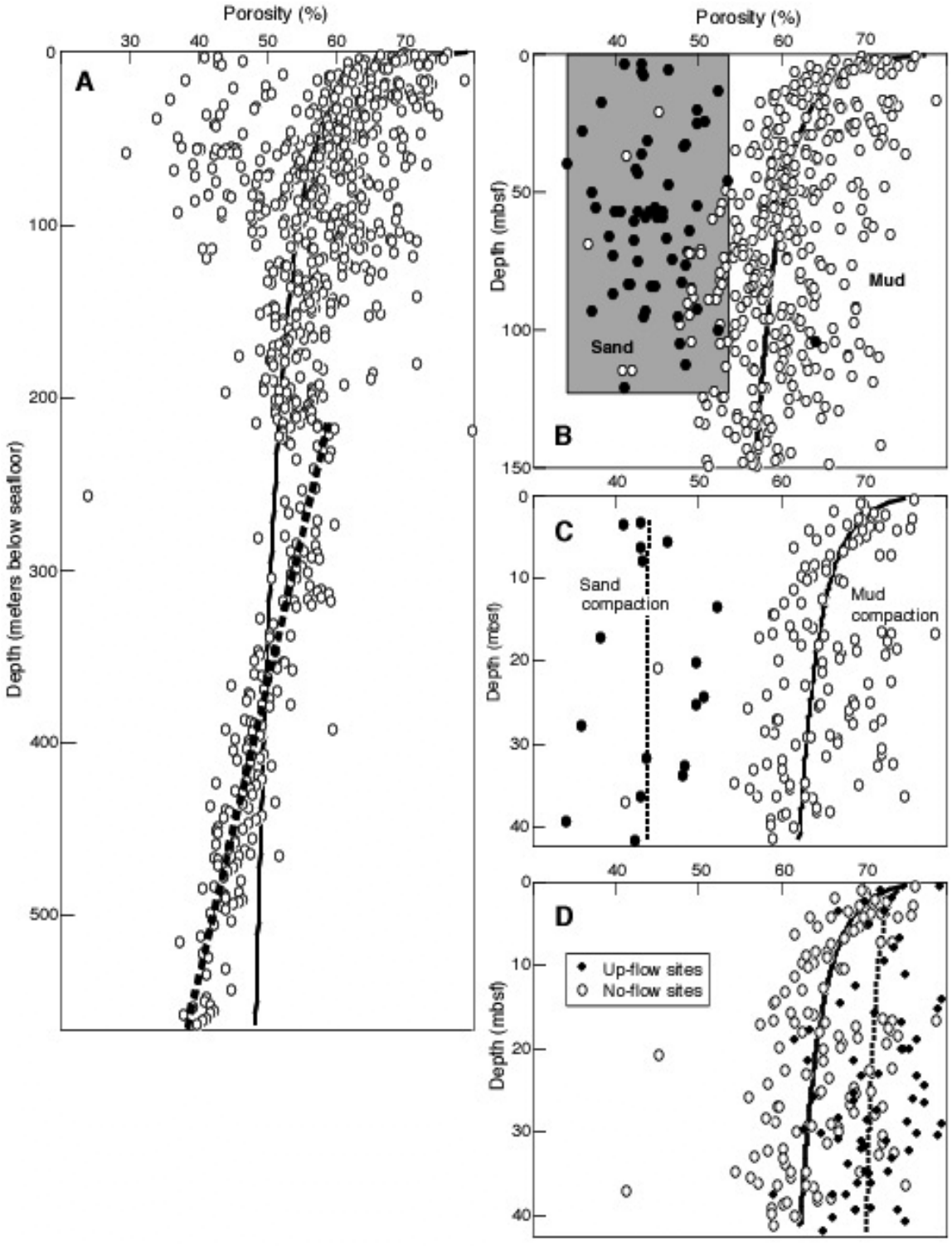

Porosity (%)
30
40
50
60
70
A
0
100
200
300
400
500
Depth (meters below seafloor)
Porosity (%)
40
50
60
70
B
Sand
Mud
Depth (mbsf)
0
50
100
150
C
Sand
compaction
Mud
compaction
Depth (mbsf)
0
10
20
30
40
D
Up-flow sites
No-flow sites
Depth (mbsf)

FIGURE 10

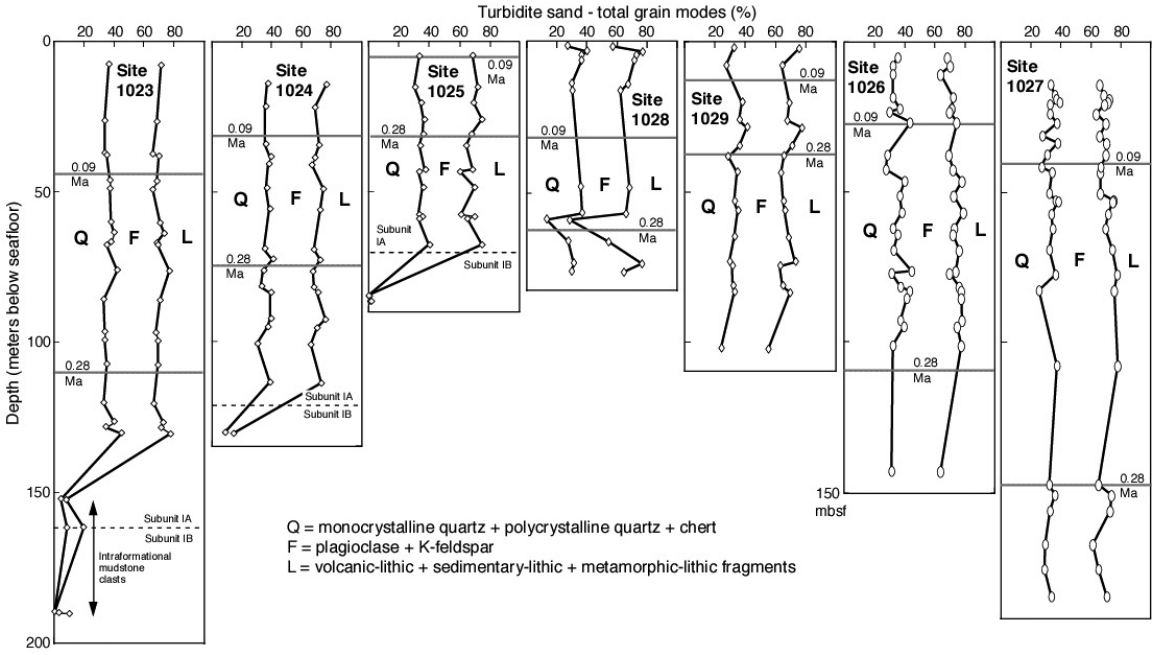


FIGURE 11

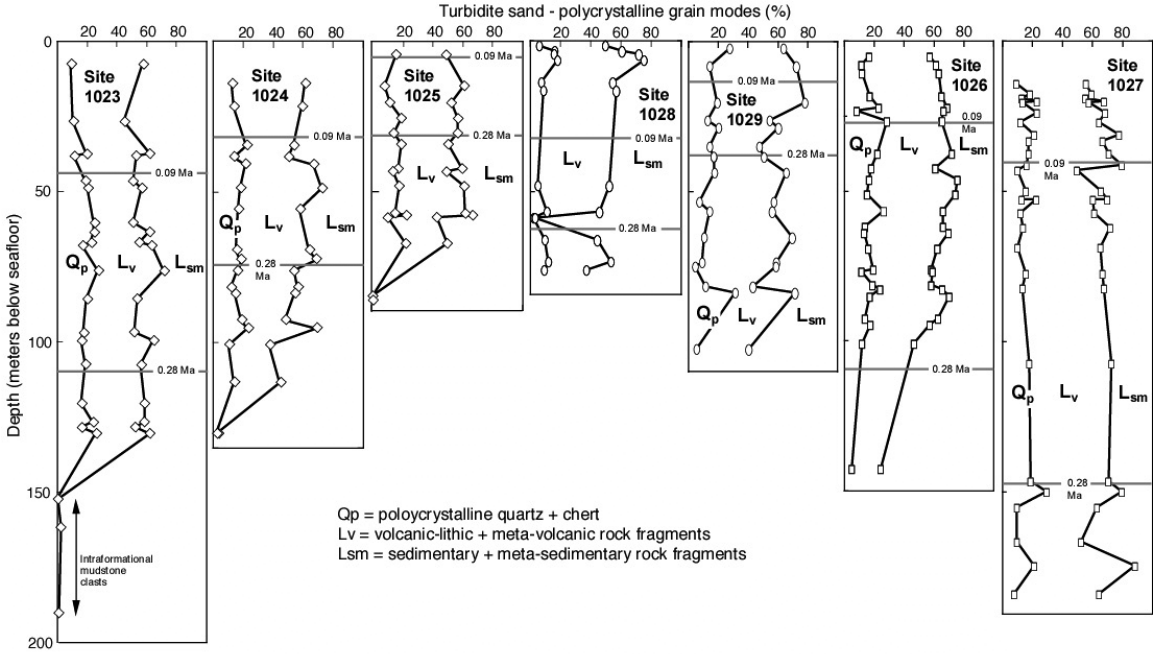


FIGURE 12

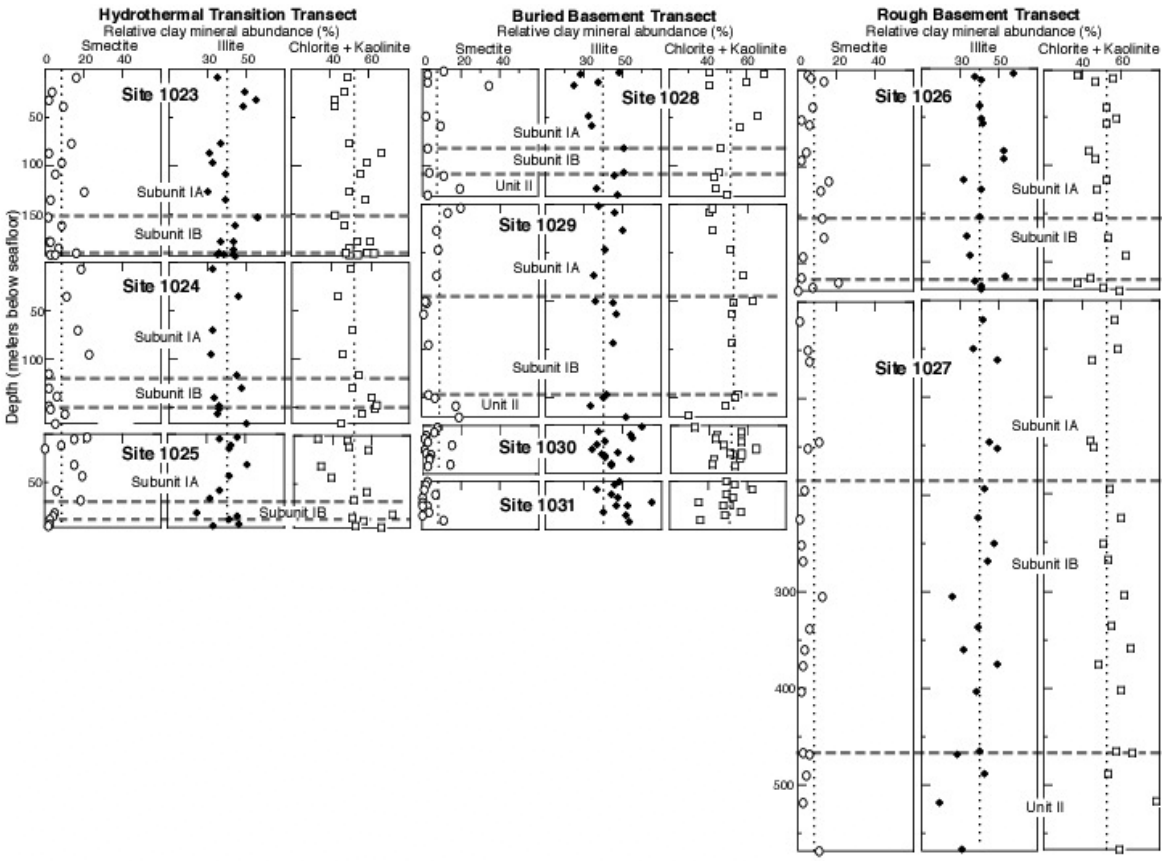

Hydrothermal Transition Transect
Relative clay mineral abundance (%)
Smectite
Illite
Chlorite + Kaolinite
Depth (meters below seafloor)
Site 1023
Subunit IA
Subunit IB
Site 1024
Subunit IA
Subunit IB
Site 1025
Subunit IA
Subunit IB
Buried Basement Transect
Relative clay mineral abundance (%)
Site 1028
Subunit IA
Subunit IB
Unit II
Site 1029
Subunit IA
Subunit IB
Unit II
Site 1030
Site 1031
Rough Basement Transect
Relative clay mineral abundance (%)
Site 1026
Subunit IA
Subunit IB
Site 1027
Subunit IA
Subunit IB
Unit II

FIGURE 13

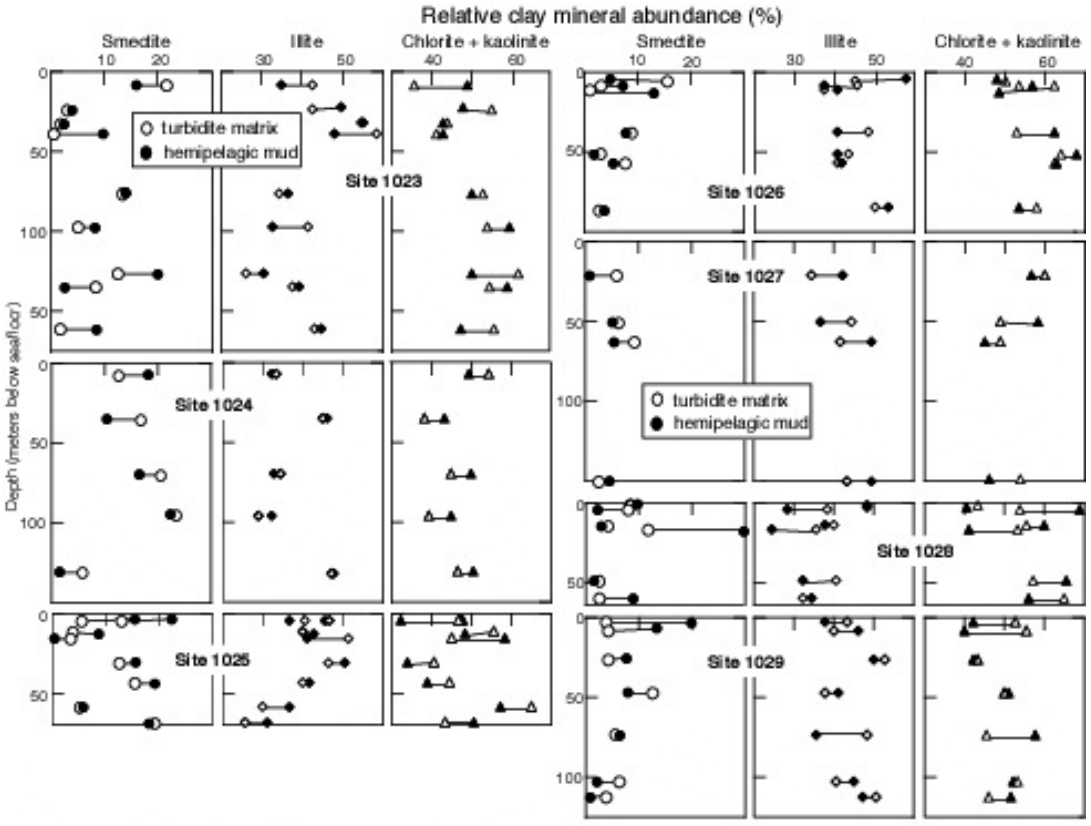


FIGURE 14

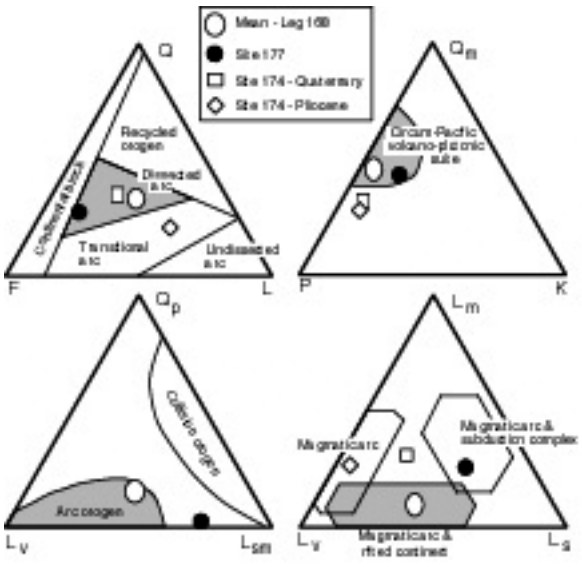


FIGURE 15

Anhang I:

In-situ-measurement of electrical resistivity of marine sediments, results from Cascadia Basin

(D. Jansen, B. Heesemann, M. Pfender, A. Rosenberger, H. Villinger)

Manuskript für:

Marine Geology

In-Situ-Measurement of electrical resistivity of marine sediments,Results from Cascadia Basin

D. Jansen*, B.Heesemann, M. Pfender, A. Rosenberger, H.Villinger

22nd September 2003

Abstract

Electrical properties of sediments comprise a lot of information about other linked physical properties, as, for example, porosity and thermal conductivity. In situ measurements of electrical resistivity offer a low cost and time saving method to obtain an overview of near surface sediment physical properties. They also provide a quality check for in-situ measurements of related quantities or for data obtained from sediment core analysis.

We present results from the employment of a sediment penetrating in situ probe which logs electrical resistivity of marine or limnic sediments up to 4 mbsf. Acceleration and pressure are recorded additionally to monitor the penetration process. As the integration of acceleration delivers penetration depth with respect to time, a resistivity-depth profile can be retrieved.

The measurements presented were performed during cruise SO-149, in Cascadia Basin and at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. The in situ probe is fitted to a Lister type heat flow instrument, therefore simultanous measurements of thermal and electrical resistivities are possible. Strongly influenced by porosity, both data sets show good correlation. As the electrical resistivity is recorded continously, it can be used for validation and supplementation of the thermal data, which is only measured in spaces of 30 cm. Comparison with other independent measurements like directly determined porosity from sediment cores also confirm that the probe works properly.

Keywords

electrical resistivity, thermal conductivity, porosity, marine sediments, in situ probe, physical properties

1 Introduction

The electrical properties of deep sea sediments are linked to other physical properties through a series of empirical relationships. An interesting quantity in marine geoscience and engineering is, for example, the porosity of sediments, which can be determined from electrical resistivity by means of Archies Law (Archie, 1942). A commonly used method of surveying physical properties is the coring and analysis of the cored sediments in the laboratory. However, the change of temperature and of pressure while lifting the sediment core aboard or during storage can influence the sediment properties. Therefore it is of advantage to know about sediment properties under in situ conditions. In this paper results of the employment of an in situ electrical resistivity probe, which is able to record resistivity data of the uppermost meters of sediment in deep sea, are presented. As the initial purpose of this instrument was to complement and validate thermal conductivity measure-

*djansen@awi-bremerhaven.de

ments, it is fitted to a Lister type heat flow probe. Beyond this, the probe can be deployed separatly and supplies the opportunity of getting a fast overview at low costs of near surface porosities of marine or limnic sediments.

In the following a short introduction in construction and measurement principle will be given, for details see Rosenberger et al. (1999). We will focus on presentation of data and on comparison and validation of electrical data with independent measurements like thermal conductivity or analysis of sediment cores.

The data presented was collected in summer 2000 on cruise SO-149 on board the German R/V "Sonne". The aim of SO-149 was to investigate different types of fluid flows at the eastern flank, at the active part of the rift and in the sediment basin. In this connection physical properties of sediments were mapped to quantify exchanges between fluids and sediments and to detect eventual lateral gradients (Spiess et al., 2001).

For this purpose the combinated thermal and electrical resistivity probe proved to be an apropriate instrument.

2 Working Area

The working area of SO-149 was Cascadia Basin, which extends from the continental margin of Canada, Vancouver Island, to the Juan de Fuca Ridge some hundreds of kilometers east of the coastline. The ridge forms a barrier for (terrigene) sediments sliding down the continental slope, therefore the basin is filled with turbiditic sediments and even the eastern flank of the ridge is fully covered with sediment (Shipboard Scientific Party, 1997). In this area measurements were carried out on several linear profiles at locations with different conditions of sedimentation and different sea floor morphology.

The oceanic crust at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge shows a sequence of alternating elevations and depressions, also known as ridges and troughs, oriented parallel to the main ridge (Kappel &Ryan, 1986). The first ridge, which is fully covered with sediments, is placed 40 km east of the actual ridge on 1.4 Ma old crust (Davis & Villinger, 1992). The sediment cover amounts 20 to 150 m, while the sea floor topography reflects the basement structure (Spieß et al., 2001). Perpendicular to this ridge, in the following referred to as First Ridge, some profiles of electrical and thermal data were surveyed.

The Juan de Fuca Ridge mainly consists of narrow axial rift zones, split in segments of about 50 to 100 km length. This morphology resembles typical moderate to fast spreading ridges (Davis & Villinger, 1992). In the northern part of the ridge the spreading zone consists of three axial deep valleys: West Valley, Endeavor Valley and Middle Valley (e.g. McManus et al., 1972). Middle Valley is filled with hemipelagic and turbiditic sediments, the sediment cover partly reaches a thickness of 2 km (Shipboard Scientific Party, 1992). At this location two profiles of only electrical resistivity were surveyed.

3 Construction and Measurement Principle

As described in Rosenberger et al. (1999) the in situ probe is fitted to a Lister-typed heat flow instrument (Hyndman et al., 1979), comprising a 500 kg weight stand which also houses the pressure cases of the data loggers (Fig.1). The electrical sensing array is placed at the tip of the violin bow strength member. Tip and head of the probe are composed of steel and they are connected with a steel bolt to provide inner stability (Fig. 2). Two electrode arrays made of sea water grade bronze are embedded in a cylindric covering of Delrin, which is a non-conducting, non abrasive

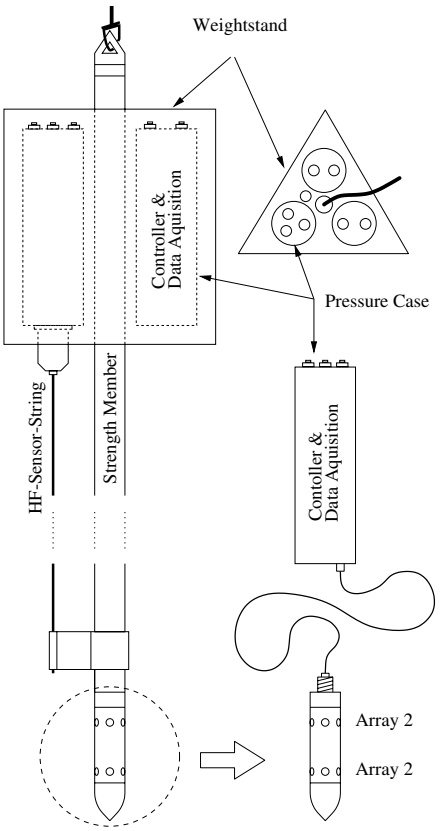


Figure 1: The resistivity tip (circled) is part of a Lister type heat probe. The strength member carries a 500 kg weight stand of triangular shape. The electronics are placed in pressure cases which can be fixed inside of the weight stand (Rosenberger et al., 1999).

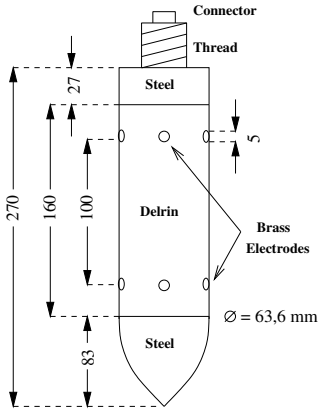


Figure 2: An enlarged view of the resistivity probe. The electrodes are embedded in a non conducting plastic material, tip and head of the probe are made of steel and are connected with a steel bolt to provide inner stability (Rosenberger et al., 1999).

plastic material very stable under high pressure conditions. The interior void between bolt and covering is filled with Polyurethan, so that the probe hardly needs any maintenance.

The two arrays are operated independently, providing an instant repeatability test. The vertical distance between them amounts 10 cm. Due to this distance resistivity features are measured at different time by the upper and lower array. Thus, penetration velocity can be estimated. Since each electrode array consist of two current electrodes and four potential electrodes, the arrangement resembles two Wenner type configurations projected onto a half cylinder (Fig. 3). To compensate small scale lateral changes in resistivity, the potential electrodes of the opposite Wenner configurations are connected and deliver an average voltage value.

The current electrodes are fed by an alternating DC current with a frequency of 500 Hz. The arrays interchange each cycle, which leads to a sample rate of 250 Hz for the voltage difference between the potential electrodes. The recorded value represents the RMS value of ten samples. To monitor the penetration process, the probe includes an acceleration sensor and a pressure sensor. Both quantities are also sampled with a frequency of 250 Hz.

An additional function of the pressure sensor is to control data acquisition. Before application of the probe a threshold value has to be chosen. If the measured value reaches the threshold, data recording will begin, respectively, end. In this way the amount of data which is to be stored is reduced and "pogo" style measurements are enabled: The probe is lifted back on board only at the end of a profile, whereas it is only lifted for several hundred meters between single penetrations (Hyndman et al., 1979).

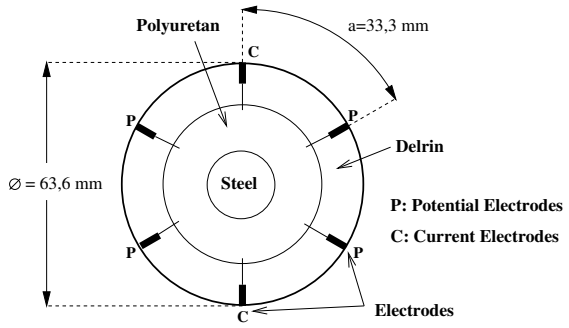


Figure 3: A cut through the resistivity probe. The electrode arragngement resembles two wenner type arrays projected onto a cylinder surface (Rosenberger et al., 1999).

4 Data processing

After extracting the data files from instrument hard disc, the penetrations have to be picked out from the complete data record. Beginning and end of the sediment penetrating process is marked by sudden changes on all data channels. High amplitudes in acceleration data are a characteristic indication for the weight stand hitting the sea floor (Fig. 5).

Penetration depth respect time is obtained by two-fold integration of acceleration. As the acceleration sensor is not calibrated absolutely, the calculated penetration depth is normalized to a thermal penetration depth which can be derived from the thermal gradient measured by the heat flow probe. It has to be considered, that sediment temperature does not change in a linear way with respect to depth. The correct term is given by Bullard (1939):

$$T(z) = q \int_0^z \frac{dz^*}{\lambda(z^*)} + T_0 \qquad (1)$$

with T_0 standing for bottom water temperature, λ standing for thermal conductivity and q for heat flow. The integral is also known as thermal resistance or Bullard depth. The data recorded by the Lister probe also enables determination of thermal conductivity: After sending out a heat

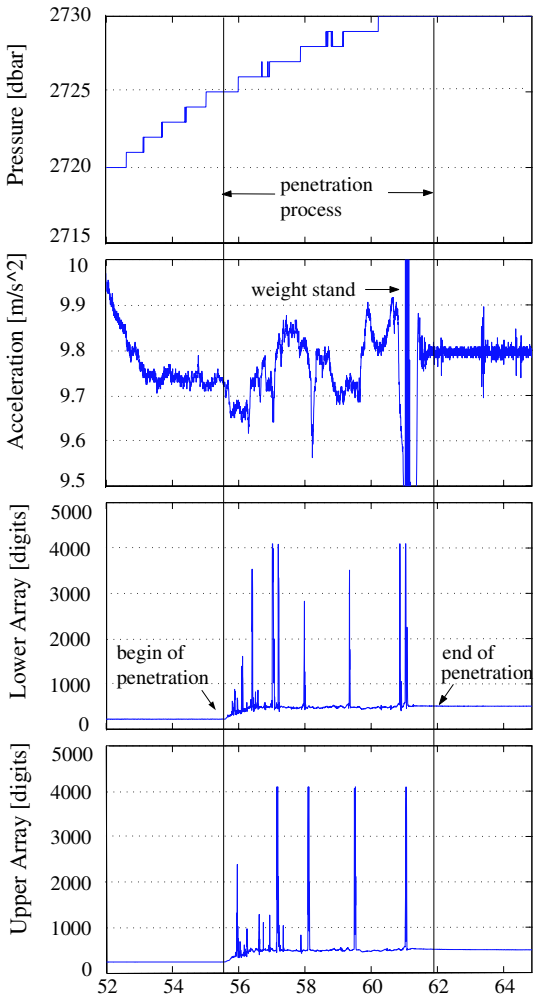


Figure 4: Raw data of a typical penetration process (Profile 54 , First Ridge, Penetration 5). Begin and and of the penetration are marked by sudden changes on all data channels. High amplitudes in acceleration data are characteristic for the weight stand hitting the sea floor.

pulse, the sediment temperature decay is measured and analyzed, leading to sediment thermal conductivity (Hyndman et al., 1979; Villinger & Davis, 1987; Hartmann & Villinger, 2002). Since the temperature sensors have a distance of 30 cm to each other, the integral in equation (1) turns to a sum. The heat flow q is obtained by linear regression. The position of the uppermost thermistor can now be estimated from average thermal conductivity and the calculated thermal resistance for which T is equal to bottom water temperature T_0.

At some sites, however, only electrical data exists. In this case the calculated penetration depth has to be normalized by the distance from the bottom of the weight stand to the tip of the probe.

The electrical data is presented as formation factor, which is defined as the ratio of total resistivity ρ to pore fluid resistivity ρ_f:

$$FF = \frac{\rho}{\rho_f} \tag{2}$$

As conductivity of porous media rather depends on pore fluid than on the isolating matrix, the formation factor provides information about sediment porosity. This relation between porosity and conductivity, respectively resistivity was described by Archie (1942):

$$FF = \frac{\rho}{\rho_f} = \frac{a}{\varphi^m} \tag{3}$$

with φ as porosity and a and m as empirical constants, depending on sediment compound and structure. We used parameters determined by Boyce (1968) , which were derived from sediments of the Bering Sea: a=1.3 and m=1.45. Porosity obtained by (3) with these parameters show good correlation with porosities obtained from independent measurements (see next section).

It is assumed that the salinity and therefore resistivity of the pore fluid ρ_f is constant and equal to bottom water salinity.

As mentioned before, porosity also affects thermal conductivity, described by an empirical formula derived by Brigaud & Vasseur (1989):

$$\lambda = \lambda_f^{\varphi} \cdot \lambda_m^{1-\varphi} \tag{4}$$

with λ as thermal conductivity of the compound, λ_f as the thermal conductivity of the pore fluid and λ_m as thermal conductivity of the sediment matrix. Therefore porosity can also be obtained from thermal conductivity measurements, if λ_f and λ_m are known. For the data presented here we assumed a matrix conductivity of $3.2\frac{W}{mK}$, taken from ODP measurements during leg 139 in Cascadia Basin (Kinoshita, 1992). Thermal conductivity of sea water with an average salinity at 0°C is $0.5602\frac{W}{mK}$ (Schön, 1996). Thus, the employment of the combined heat flow and electrical resistivity probes allows direct comparison of porosity obtained from independent in situ data recorded at exactly the same time and location.

5 Results

In this section the first results from the employment of the in situ probe during an expedition will be presented. As mentioned before, the probe was deployed during cruise SO-149 in the area of Cascadia Basin at several sites with different sea floor morphology and sedimentation conditions. In total we performed 84 measurements in a water depth range from 1200 to 2600 m, of wich 75 were successful. The first site presented is First Ridge, where measurements have been carried out on four profiles perpendicular to the ridge structure. Fig. 5 shows formation factor of the upper and lower array respect to time of a typical penetration. The data records show narrow peaks superimposed to a nearly constant background value, note that there is a time shift between the records of upper and lower array. This time difference indicates, that the peaks are due to sediment structure at certain layers. Since formation factor is proportional to resistivity, the peaks represent high or infinite resistivity. As they occur in high and low porosity area in the same way, they are probably not a problem of connection between sediment and probe. In most of the cases a steepening rise of resistivity can be recognized before the peaks occur, therefore we assume that they depend on strong gradients of porosity. It is possible to evaluate this features in a qualitative way. The time shift, for example, can be used to estimate penetration velocity.

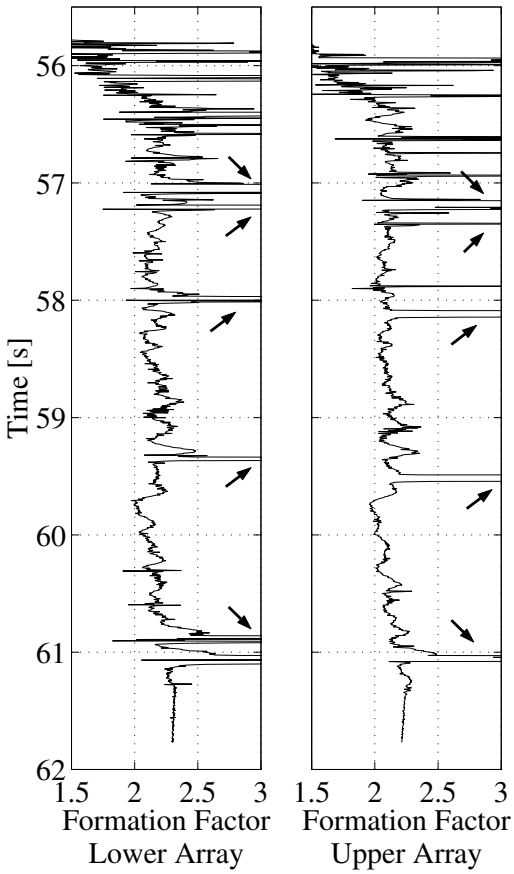


Figure 5: Formation Factor versus time (Profile 54, First Ridge, Penetration 5). The peaks marked by arrows were used to estimate penetration velocity.

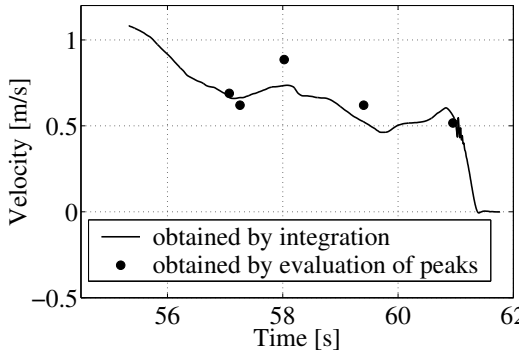


Figure 6: Comparison of calculated penetration velocities of Profile 54, First Ridge, Penetration 5. The peaks marked in figure 5 were used to calculate velocities at certain times.

Fig. 6 shows penetration velocity with respect to time derived from integration of acceleration and in comparison velocities derived from time shift of single peaks of the measurement shown in fig. 4 and fig. 5.

Along with the electrical measurements, heat flow and thermal conductivity measurements were carried out. In fig. 7 a comparison of porosity derived from electrical and thermal data is presented for the penetration already shown in fig. 4. Additionally we included data obtained from two sediment cores taken in close vicinity (pers. comm. A. Fisher, University Santa Cruz, USA). In average there is a good correlation of these independently measured data sets. Small scale variation shown in electrical data cannot be verified by core data or thermal data, as the latter are only given for discrete points. Variation of porosity, however, is of the order of about 8 % in all data sets. The average value of porosity which is about 70 % is additionally approved by ODP measurements near this site (Shipboard Scientific Party, 1997).

To detect lateral changes of sediment porosity along the profile, median values of each penetration were calculated for both formation factor and thermal conductivity, presented in fig. 8. The good correlation of thermal and electrical data is evident here, too. While the values for formation factor and thermal conductivity are comparatively high at the beginning of the profile, there is a sudden change in the fourth penetration, after which the measurements yield lower values. The absolute change of porosity is about 7 %. This feature may be due to forced folding of sedimentary layers (Zühlsdorff and Spieß, in review).

There are similar results on another profile perpendicular to the ridge about ??? km south: Both data sets show good correlation for each penetration and for the median values and here also a sudden change in porosity along the profile is evident (fig. 9). Furthermore in some penetrations a higher porosity in the lower part of the depth profile can be noticed. This porosity change of

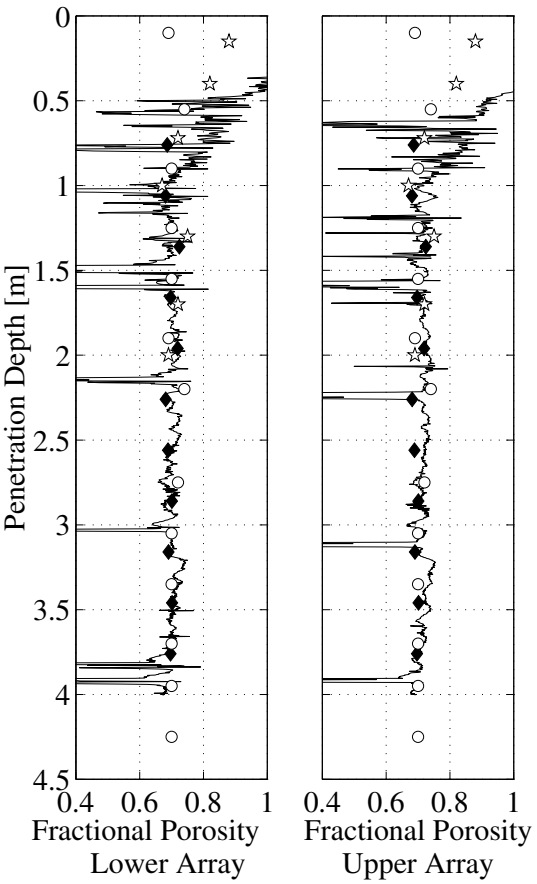


Figure 7: Porosity versus penetration depth for Profile 54, First Ridge, Penetration 5. Compared are Porosities derived from formation factor (solid line), thermal conductivity (solid diamonds), and laboratory data (open circles: piston core PC62, open stars: gravity core GC49, pers. comm. A. Fisher , University Santa Cruz, USA).

about 10 % is approved by analysis of a sediment core, although there is a difference of 1m in depth of the change. This could be due to core loss or strong lateral variation of the high porosity zone (fig. 10)

On sites without strong lateral variation of porosity, single features can be detected in each penetration along the profile. This is the case in Middle Valley, which is located above the active part of the Juan de Fuca ridge. Fig. 11 shows an example of such a site, all porosity depth profiles obtained from the lower array are plotted in line to give an overview. Parts with certain gradients or some peaks are noticeable in all measurements, marked in grey.

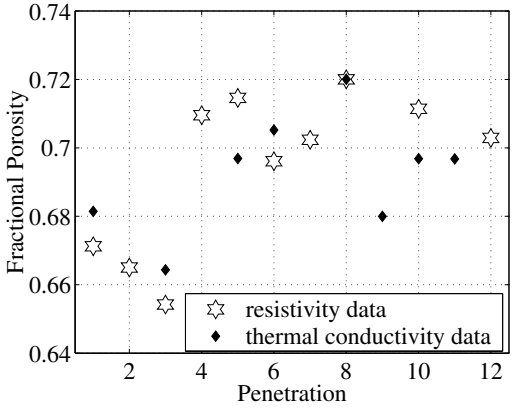


Figure 8: Median values of porosity derived from formation factor (diamonds) and thermal conductivity (stars) of Profile 54, First Ridge, direction west to east.

Jumps from low to high porosity may be an indication for a base of turbiditic deposits, which fill Middle Valley. The typical profile of relatively coarse sediment at the base and gradually finer sediment above also is reflected in porosity. Where the first sedimented coarse material contacts the hemipelagic mud, porosity changes from high values in the coarse sediment to lower values in the mud (Schön, 1996). Fig. 12 shows such a feature. In this case porosity change amounts about 15 %, this corresponds to a sediment range from silt to clay. The complete section has a thickness of 0.25 m. This agrees well with sediment cores taken near this site during ODP Leg 139, Site 855: The upper part of the core up to about 10 mbsf consists of hemipelacic silty clay with embedded silt turbidits with a sharp base boundary (Shipboard Scientific Party, 1992).

6 Conclusions

- in situ probe proves as a good method of getting quick and easy information about near surface porosity
- in search for lateral changes one can consider a median value of the pene-

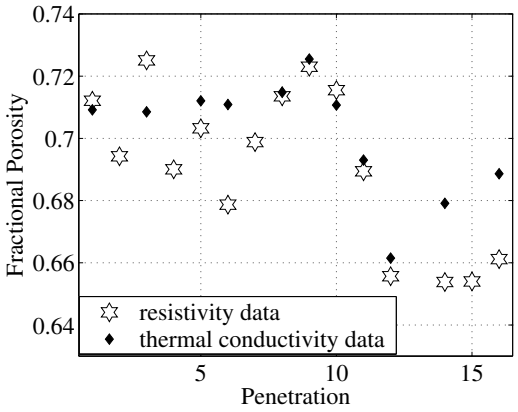


Figure 9: Median values of porosity derived from formation factor (diamonds) and thermal conductivity (stars) of Profile 56, First Ridge, direction east to west.

tration

- provides also information about changes of porosity with depth, good resolution
- a good supplementation to thermal measurements
- can be also used independently to get a fast overview of near surface porosities of marine deep sea sediments or limnic sediments

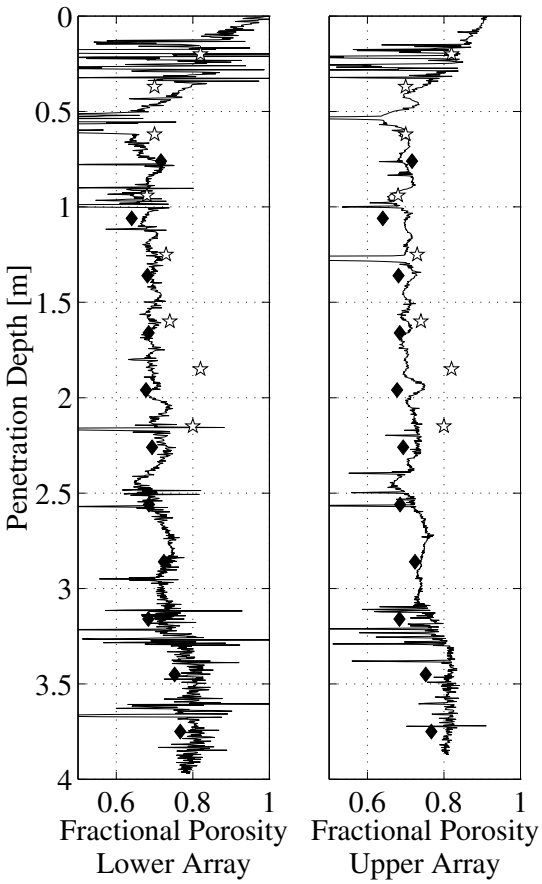


Figure 10: Porosity versus penetration depth for Profile 56, First Ridge, Penetration 10. Compared are Porosities derived from formation factor (solid line), thermal conductivity (solid diamonds), and laboratory data (open stars: gravity core GC40, pers. comm. A. Fisher).

References

Archie, G. E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 146, 54-62

Boyce, R. E., 1968. Electrical resistivity of marine sediments from the Bearing Sea. Journal of Geophysical Research, 73, 4759-4766

Brigaud, F. & Vasseur, G., 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks. Geophysical Journal International, 98, 525-542

Bullard, E. C., 1939. Heatflow in South Africa. Proceedings of the Royal Society of London, Series A, 173, 474-502

Davis, E. E. & Villinger, H., 1992. Tectonic and Thermal Structure of the Middle Valley Sedimented Rift, Northern Juan de Fuca Ridge. In Proc.: E. E. Davis, M. J. Mottl, A. T. Fisher (Eds.), Initial Reports, ODP Leg 139, Ocean Drilling Program, College Station, TX , 9-41

Hartmann, A. & Villinger, H., 2002. Inversion of marine heat flow measurements by expansion of the temperature decay function. Geophysical Journal International, 148(3), 628-636

Hyndman, R. D., Davis, E. E., Wright, J.

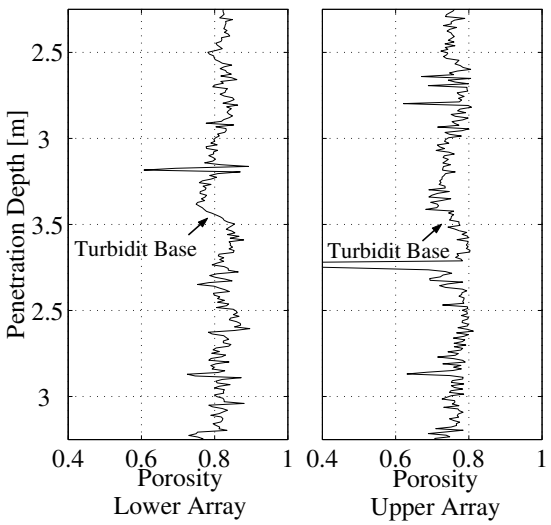


Figure 12: Part of Profile 60 , Penetration 1. The arrow shows a feature which may be interpreted as a turbidit base.

A., 1979. The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetration probe with digital acoustic telemetry and in situ thermal conductivity. Marine Geophysical Research, 4, 181-205

Kappel, E. S. & Ryan, W. B. F., 1986. Volcanic episodicy and a non-steady state rift valley along Northeas Pacific spreading center: Evidence from Sea MARC I. Journal of Geophysical Research, 91, 13925-13940

Kinoshita, M., 1994. Estimation of Grain Thermal Conductivity in the Turbidite Sediment of the Juan de Fuca Ridge. In Proc.: E. E. Davis, M. J. Mottl, A. T. Fisher (Eds.), Scientific Results, ODP Leg 139, Ocean Drilling Program, College Station, TX , 553-558

McManus, D. A., Holmes, M. L., Carson, B., Barr, S. M., 1972. Late quaternary tectonics, northern end of Juan de Fuca Ridge (northeast Pacific). Marine Geology, 12, 141-164

Rosenberger, A., Weidelt, P., Spindeldreher, C., Heesemann, B., Villinger, H., 1999. Design and application of a new free fall in situ resistivity probe for marine deep water sediments. Marine Geology, 160, 327-337

Shipboard Scientific Party, 1992. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, E. E. Davis, M. J. Mottl, A. T. Fisher et al., 139, Ocean Drilling Program, College Station, TX

Shipboard Scientific Party, 1997. Hydrothermal circulation in the oceanic crust and its consequences on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. In Proc. : E. E. Davis, A. T. Fisher, J. T. Firth (Eds.), Initial Reports, ODP Leg 168, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 7-21

Schön, J. H., 1996. Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics. Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration, Volume 18, Pergamon Press

Spieß, V. & Fahrtteilnehmer, 2001. Report and Preliminary Results of RV/Sonne Cruise SO 149, Victoria - Victoria, 16.8. - 16.9.2000. Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen, No. 179

Villinger, H. & Davis, E. E., 1987. A new reduction algorithm for marine heat flow measurements. Journal of Geophysical Research, 92 (B12), 12846-12856

Zühlsdorff, L., Spieß, V., Hübscher, C., Breitzke, M., 1999. Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Evidence for fluid migration? Journal of Geophysical Research, 104, 15351-15364

Zühlsdorff, L. & Spieß, V., in review. Sedimentation pattern, forced folding and fluid upflow above a buried basement ridge - results from a high resolution seismic 3D survey. Basin Research

Acknowledgments

We thank all participants and crew members of the cruise SO-149 for the effective collaboration. The research cruise was funded by the German Ministry of Science and Technology with grant 03G0149A.

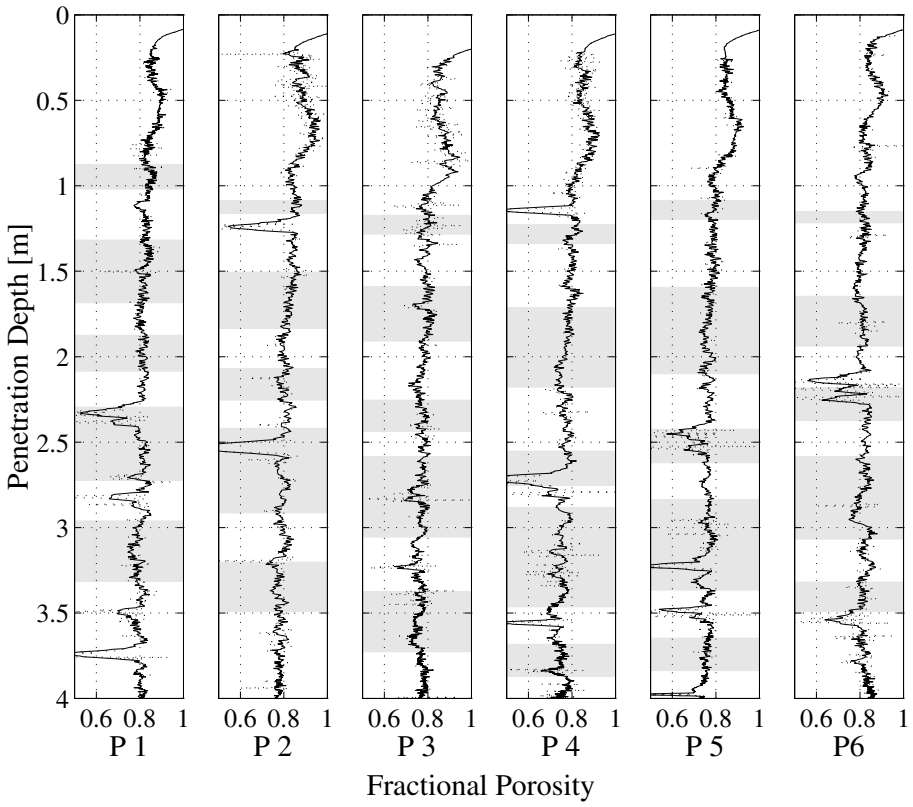


Figure 11: Porosities of several sites of Profile 60, Middle Valley. The marked sections can be (einander zugeordnet werden). Dashed line: raw data, solid line: filtered data

Anhang J:

In-situ-Messungen der elektrischen Leitfähigkeit mariner Tiefseesedimente, Beispiele aus dem Cascadia-Becken

(D. Jansen)

Diplomarbeit, 17.5.2002

In-Situ-Messungen der elektrischen Leitfähigkeit mariner Tiefseesedimente, Beispiele aus dem Cascadia-Becken

Daniela Jansen

17.5.2002

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig erstellt und keine anderen Quellen oder Hilfsmittel als die angegebenen verwendet habe.

Bremen, den

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung **1**

2 Einführung in die Widerstandsgeoelektrik **3**
2.1 Grundlagen zur elektrischen Leitfähigkeit 3
2.1.1 Elektrische Eigenschaften von Sedimenten 3
2.1.2 Thermische Eigenschaften von Sedimenten 5
2.1.3 Das elektrostatische Potenzial am Beispiel einer Punktelektrode 6
2.1.4 Geoelektrische Sondierung nach Wenner 12
2.2 Messprinzip der In-Situ-Sonde 15
2.2.1 Aufbau und Einsatz der In-Situ-Sonde 15
2.2.2 Elektronik 19
2.3 Konfigurationsfaktor der Messanordnung 21
2.3.1 Formulierung des Potentials einer Elektrode in Zylinderkoordinaten 21
2.3.2 Randwertproblem des nichtleitenden Zylinders 23
2.3.3 Superposition der Potentiale zur Wenneranordnung auf dem Zylinder 24

3 Auswertungsverfahren für Daten der Leitfähigkeitssonde **26**
3.1 Struktur der aufgenommenen Daten 26
3.2 Typischer Verlauf einer Eindringung 27
3.3 Berechnung der Eindringtiefe 30
3.3.1 Integration 30
3.3.2 Thermische Eindringtiefe 32
3.3.3 Manuelle Überprüfung der Geschwindigkeit 35
3.3.4 Ergebnis der bisherigen Datenauswertung 36
3.4 Formationsfaktor und Porosität 38
3.4.1 Berechnung des Formationsfaktors 38
3.4.2 Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit und Einfluss auf den Formationsfaktor 41
3.4.3 Berechnung der Porosität aus dem Formationsfaktor 42
3.5 Wärmeleitfähigkeit 44

3.5.1 Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aus Temperaturmessungen . . . 44
3.5.2 Berechnung der Porosität aus der Wärmeleitfähigkeit . . . 47

4 Ergebnisse von SO-149 **48**
4.1 Vorstellung der Messlokation . . . 48
4.2 First Ridge . . . 51
4.2.1 Station 54 . . . 51
4.2.2 Station 56 . . . 59
4.2.3 Station 57 . . . 64
4.2.4 Station 58 und 59 . . . 69
4.3 Middle Valley . . . 71
4.3.1 Station 60 . . . 72
4.3.2 Station 62 . . . 75
4.4 Second Ridge . . . 78
4.5 Cascadia Margin . . . 83
4.6 Interpretationsansätze für hohe Ausschläge in den Messungen . . . 87

5 Zusammenfassung **92**

Literaturverzeichnis **94**

A Tabellen **97**

B Rohdaten **101**

Danksagung **145**

Abbildungsverzeichnis

2.1 Kugelkoordinaten 8
2.2 Das Potenzial und das elektrische Feld einer Punktquelle C_1 im Querschnitt. Die Pfeile zeigen die Richtung des elektrischen Feldes an. Nach Spindeldreher (1997). 9
2.3 Potenzial und elektrisches Feld einer Punktquelle im Halbraum. Aus Spindeldreher (1997). 10
2.4 Veranschaulichung der Ortsvektorennomenklatur 12
2.5 Potential und elektrisches Feld zweier Punktquellen mit entgegengesetzten Ladungen in einem homogegen Halbraum, nach Spindeldreher (1997). 13
2.6 Vier-Pol-Elektrodenanordnung nach Wenner, Spindeldreher (1997). 14
2.7 Mechanischer Aufbau der Sonde, alle Angaben in mm, nach Rosenberger et al. (1999). 16
2.8 Querschnitt durch die Sonde, zu sehen ist die Ebene eines Elektrodenarrays, nach Rosenberger et al. (1999). 17
2.9 Wärmestromsonde in Kombination mit ISELF-Sonde, nach Rosenberger et al. (1999). 18
2.10 Übersicht über die Messelektronik der Sonde, nach Rosenberger et al. (1999). 19
2.11 Zylinderkoordinaten 22
2.12 Veranschaulichung der Benennung der Winkel zwischen den Elektroden einer Wenneranordnung auf einem Halbzylinder. 24

3.1 Schema zur Veranschaulichung des Sortierungsverfahrens und der Umrechnung der binären Informationen in Dezimalzahlen. 27
3.2 Ausschnitt einer Rohdatendatei in dem ein Eindringvorgang enthalten ist. Deutlich zu sehen ist die Einwirkung der Schiffsbewegung sowie das Aufschlagen des Gewichtssatzes der Sonde 29
3.3 Numerische Integration der Beschleunigung, aufsummiert werden die Trapezflächen. 31
3.4 Thermischer Widerstand w aufgetragen gegen die im Sediment gemessene Temperatur. Die Steigung der gestrichelten Geraden, die das Produkt einer linearen Regression ist, entspricht dem Kehrwert der Wärmestromdichte q 34

3.5 Zuordnung der Ausschläge beider Arrays. Die Zeitdifferenz zwischen den Peaks ist hier deutlich zu erkennen. 36
3.6 Vergleich von manuell bestimmter Geschwindigkeit, dargestellt durch Punkte, und durch Integration bestimmter Geschwindigkeit, dargestellt von der durchgezogenen Linie. 37
3.7 Ergebnis der bisheringen Datenauswertung. Diagramm eins und zwei zeigen Geschwindigkeit bzw. Eindringtiefe in Abhängigkeit von der Zeit, in Diagramm 3 und 4 sind die Messdaten der beiden Elektrodenarrays gegen die Tiefe aufgetragen. 39
3.8 Typischer Verlauf des Formationsfaktors mit der Tiefe. 40
3.9 Spezifischer Widerstand des Meerwassers in Abhängigkeit von der Temperatur 41
3.10 Abhängikeit von Formationsfaktor und Porosität für verschiedene Parameter a und m 43
3.11 Temperaturverlauf während einer Wärmestrom-/ Wärmeleitfähigkeitsmessung 45

4.1 Übersichtskarte über das Messgebiet von SO-149, Topographie nach Smith & Sandwell, 1997 50
4.2 Übersichtskarte über die am First Ridge gemessenen Profile der elektrischen Leitfähigkeit, Topographiedaten nach Zühlsdorff (pers. Mitteilung). 52
4.3 Karte der Station 54 mit Seismikprofil und Topographie, Topographiedaten nach Zühlsdorff (pers. Mitteilung). 53
4.4 Histogramm für die Messwerte der Station 54, P 3, oberes und unteres Array 54
4.5 Mediane des Formationsfaktors(Sterne) sowie derWärmeleitfähigkeit (Rauten) für Profil 54 in Abhängigkeit von der CDP-Nummer 55
4.6 Vergleich von Wärmeleitfähigkeit und Formationsfaktor mit dem Parasoundprofil der entsprechenden Station. Abbildung a zeigt ein reflektionsseismisches Profil, auf dem das Basement zu erkennen ist, in Abbildung b sind die Parasounddaten dargestellt. Abbilungen c und d zeigen Formationsfaktor (rote Sterne) und Wärmeleitfähigkeit (blaue Rauten) bzw. die daraus abgeleiteten Porositäten. Seismik- und Parasounddaten wurden freundlicherweise von Lars Zühlsdorff, Universität Bremen, zur Verfügung gestellt. 57
4.7 Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 54, P 5. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie), Wärmeleitfähigkeit (Rauten) und Labormessungen (Sterne und Quadrate) dargestellt. 58
4.8 Mediane des Formationsfaktors (Sterne) sowie derWärmeleitfähigkeit (Rauten) für Profil 56 in Abhängigkeit von der CDP-Nummer 59

4.9 Mediane der Porosität für Profil 56 in Abhängigkeit von der CDP-Nummer, Rauten stehen für Werte abgeleitet aus Wärmeleitfähigkeit, Sterne für Werte aus dem Formationsfaktor 60

4.10 Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 10. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie), Wärmeleitfähigkeit (Rauten) und Labormessungen (Sterne) dargestellt. Auffällig ist die Porositätszunahme im unteren Bereich. 62

4.11 Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie), Wärmeleitfähigkeit (Rauten) und Labormessungen (Sterne) dargestellt. Hier ist die Porositätszunahme im unteren Bereich geringer. 63

4.12 Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie) und Wärmeleitfähigkeit (Rauten) dargestellt. 65

4.13 Auswertung eines Eindringvorganges, bei dem die Sonde Teilweise wieder aus dem Sediment herausgezogen wurde. Deutlich zu sehen ist die negative Geschwindigkeit. 66

4.14 Porositäten für drei verschiedene Messungen von Station 57, die Werte wurden aus den Messdaten des unteren Arrays berechnet. Die grauen Bereiche bzw. die Bereiche dazwischen können einander zugeordnet werden. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie. 68

4.15 Porositäts-Tiefen-Profile der Station 59 im Vergleich. Die grauen Bereiche bzw. die weißen Bereiche dazwischen können einander zugeordnet werden. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie. 70

4.16 Übersichtskarte über die in Middle Valley gemessenen Leitfähigkeitsprofile. Ebenfalls eingetragen sind die Positionen der in Abschnitt 4.3 erwähnten ODP-Bohrungen. 71

4.17 Porositäten von verschiedenen Messungen der Station 60, wiederum bezeichnen die grau markierten Bereiche bzw. die Bereiche dazwischen Abschnitte, die einander zugeordnet werden können. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie. 73

4.18 Ausschnitt mit Basis eines Turbidits 74

4.19 Bei Station 62 gemessene Porositäten im Vergleich. Da sich hier die Korrelation von Horizonten über alle Messungen als schwierig erwies, ist keine Zuordnung erfolgt. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie. 77
4.20 Ergebnis der Integration für Messung eins von Station 52. Man erkennt im Geschwindigkeitsverlauf deutlich die drei Phasen der Eindringung. Ebenfalls zu erkennen ist, dass die berechnete Geschwindigkeit zwischen diesen Phasen nicht ganz gleich Null ist. . 79
4.21 Temperaturverlauf während der Eindringphase von Station 52, erste Messung. Deutlich sind die einzelnen Phasen der Eindringung zu erkennen, da die Reibungswärme für die oberen Thermistoren verzögert eintritt. 80
4.22 Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie) und Wärmeleitfähigkeit (Rauten) dargestellt. Im Absolutwert gibt es hier Abweichungen. 82
4.23 bei Station 50 gemessene Porositäten im Vergleich. Da sich hier die Korrelation von Horizonten über alle Messungen als schwierig erwies, ist keine Zuordnung erfolgt. 85
4.24 Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie) und Wärmeleitfähigkeit (Rauten) dargestellt. 86
4.25 Darstellung zweier Ausschläge einer Messung von Station 57, die Kreuze stehen für die Messwerte. 88
4.26 Verlauf des scheinbaren Widerstandes bei einer Messung mit einer Pol-Dipol-Anordnung über eine senkrechte Grenzfläche zweier Medien mit unterschiedlichem spezifischen Widerstand, nach Krajew (1957). 89
4.27 Verlauf des scheinbaren Widerstandes bei einer Bohrlochmessung mit einer Pol-Dipol-Elektrodenanordnung (lateral device). In der Gesteinsformation soll eine dünne Schicht hohen Widerstandes in ein Medium niedrigeren Widerstandes eingebettet sein, nach Schlumberger (1991). 90
4.28 Elektroden-Anordnung bei einer Lateral-Device-Messung, nach Schlumberger (1991). 91

B.1 Station 50, Penetration 1 102
B.2 Station 50, Penetration 2 102
B.3 Station 50, Penetration 3 103
B.4 Station 50, Penetration 4 103
B.5 Station 50, Penetration 5 104
B.6 Station 50, Penetration 6 104

B.7 Station 50, Penetration 7 105
B.8 Station 52, Penetration 1 106
B.9 Station 52, Penetration 2 106
B.10 Station 52, Penetration 3 107
B.11 Station 52, Penetration 4 107
B.12 Station 52, Penetration 5 108
B.13 Station 52, Penetration 6 108
B.14 Station 52, Penetration 7 109
B.15 Station 52, Penetration 8 109
B.16 Station 52, Penetration 9 110
B.17 Station 54, Penetration 1 111
B.18 Station 54, Penetration 2 111
B.19 Station 54, Penetration 3 112
B.20 Station 54, Penetration 4 112
B.21 Station 54, Penetration 5 113
B.22 Station 54, Penetration 6 113
B.23 Station 54, Penetration 7 114
B.24 Station 54, Penetration 8 114
B.25 Station 54, Penetration 10 115
B.26 Station 56, Penetration 1 116
B.27 Station 56, Penetration 2 116
B.28 Station 56, Penetration 3 117
B.29 Station 56, Penetration 4 117
B.30 Station 56, Penetration 5 118
B.31 Station 56, Penetration 6 118
B.32 Station 56, Penetration 7 119
B.33 Station 56, Penetration 8 119
B.34 Station 56, Penetration 9 120
B.35 Station 56, Penetration 10 120
B.36 Station 56, Penetration 11 121
B.37 Station 56, Penetration 12 121
B.38 Station 56, Penetration 13 122
B.39 Station 56, Penetration 14 122
B.40 Station 56, Penetration 15 123
B.41 Station 56, Penetration 16 123
B.42 Station 57, Penetration 1 124
B.43 Station 57, Penetration 2 124
B.44 Station 57, Penetration 3 125
B.45 Station 57, Penetration 4 125
B.46 Station 57, Penetration 5 126
B.47 Station 57, Penetration 6 126
B.48 Station 57, Penetration 7 127
B.49 Station 57, Penetration 8 127

B.50 Station 57, Penetration 9 128
B.51 Station 57, Penetration 10 128
B.52 Station 57, Penetration 11 129
B.53 Station 57, Penetration 12 129
B.54 Station 57, Penetration 13 130
B.55 Station 58, Penetration 1 131
B.56 Station 58, Penetration 2 131
B.57 Station 58, Penetration 3 132
B.58 Station 58, Penetration 4 132
B.59 Station 58, Penetration 5 133
B.60 Station 59, Penetration 1 134
B.61 Station 59, Penetration 2 134
B.62 Station 59, Penetration 3 135
B.63 Station 59, Penetration 4 135
B.64 Station 59, Penetration 5 136
B.65 Station 60, Penetration 1 137
B.66 Station 60, Penetration 2 137
B.67 Station 60, Penetration 3 138
B.68 Station 60, Penetration 4 138
B.69 Station 60, Penetration 5 139
B.70 Station 60, Penetration 6 139
B.71 Station 60, Penetration 7 140
B.72 Station 60, Penetration 8 140
B.73 Station 60, Penetration 9 141
B.74 Station 60, Penetration 10 141
B.75 Station 62, Penetration 1 142
B.76 Station 62, Penetration 2 142
B.77 Station 62, Penetration 3 143
B.78 Station 62, Penetration 5 143
B.79 Station 62, Penetration 6 144
B.80 Station 62, Penetration 7 144

Tabellenverzeichnis

2.1 Typische Parameter für das Gesetz von Archie nach Zhadanov & Keller (1994) 5

3.1 Beginn einer Rohdatendatei im ASCII-Format 28

A.1 Station 50 98
A.2 Station 52 98
A.3 Station 54 98
A.4 Station 56 99
A.5 Station 57 99
A.6 Station 58 99
A.7 Station 59 100
A.8 Station 60 100
A.9 Station 62 100

Kapitel 1

Einleitung

Für eine Reihe von Fragestellungen im Bereich der marinen Geophysik bzw. Geologie ist die Porosität von Sedimenten eine interessante Größe. Ihre Kenntnis ist für rein praktische Probleme wie etwa Baugrunduntersuchungen im marinen Bereich ebenso hilfreich wie bei wissenschaftlichen Fragen. Da sie eng mit anderen physikalischen Eigenschaften des Sediments verknüpft ist, gibt es verschiedene Möglichkeiten sie zu bestimmen. Eine gängige Methode ist die Entnahme und Untersuchung von Sedimentkernen, an denen Eigenschaften wie Gammastrahlenabsorption, Wärmeleitfähigkeit und elektrische Leitfähigkeit direkt gemessen werden können. Meist ist es jedoch von Vorteil, diese Eigenschaften unter In-Situ-Bedingungen zu kennen, da die Druck- und Temperaturänderungen während des Einholens und während der Lagerung des Kerns einen erheblichen Einfluß auf die Sedimenteigenschaften haben können.

Die Messung von In-Situ-Wärmeleitfähigkeiten wird in der Arbeitsgruppe Meerestechnik/Sensorik des Fachbereichs Geophysik an der Universität Bremen standardmäßig durchgeführt. Um diese Daten zu ergänzen, wurde dort eine Sonde für In-Situ-Messungen der elektrischen Leitfähigkeit entwickelt, die sowohl in flachem Wasser als auch in der Tiefsee eingesetzt werden kann. Das Messprinzip dieser Sonde ermöglicht die kontinuierliche Aufzeichnung von Widerstands-Tiefen-Profilen der obersten 4 m des Sediments. Da sowohl die Wärmeleitfähigkeit als auch die elektrische Leitfähigkeit eng mit der Porosität verknüpft sind, bietet die Porosität eine Vergleichsmöglichkeit für die unabhängig voneinander bestimmten In-Situ-Messdaten. Somit lässt sich die Qualität der nur diskret in relativ großem Abstand gemessenen Wärmeleitfähigkeiten mit Hilfe der kontinuierlichen Daten der Elektrik überprüfen. Darüberhinaus ist die Sonde auch separat einsetzbar und bietet die Möglichkeit, sich mit relativ wenig Aufwand ein Bild von der Porositätsverteilung im marinen Sediment zu verschaffen.

In dieser Arbeit werden das Messverfahren der Sonde und deren Aufbau geschildert sowie Ergebnisse von Messungen in der Tiefsee vor der Westküste Kanadas präsentiert. Dabei wird besonderer Wert darauf gelegt, die gemessenen Porositäten mit Ergebnissen aus unabhängigen Messverfahren wie Wärmeleitfä-

higkeitsmessung, Messungen an Sedimentkernen und Sedimentecholot zu vergleichen um somit die Zuverlässigkeit des neuen Messverfahrens aufzuzeigen.

In Kapitel 2 wird zunächst eine Einführung in die der Widerstandsgeoelektrik zugrunde liegende Theorie gegeben, wobei auch experimentelle Zusammenhänge zwischen elektrischer Leitfähigkeit und Porosität erklärt werden. Nachdem der Aufbau und das eigentliche Messprinzip beschrieben wurden, folgt die Anwendung dieser Theorie speziell auf die Elektrodenanordnung der Sonde, um den für die Auswertung interessanten Konfigurationsfaktor zu berechnen. Kapitel 3 beschäftigt sich mit der Datenauswertung: Anhand einer Beispielmessung werden die einzelnen Schritte des Auswertungsverfahrens dokumentiert. In Kapitel 4 werden die Ergebnisse der Auswertung von Daten, die während der Forschungsfahrt Sonne-149 im Cascadia-Becken aufgenommen wurden, vorgestellt. Die Abschnitte dieses Kapitels werden von den verschiedenen Messgebieten, die während der Fahrt angelaufen wurden, bestimmt. Neben der Darstellung der Ergebnisse werden hier die oben erwähnten Vergleiche mit unabhängigen Messverfahren angestellt, je nach Datenqualität bzw. der Verfügbarkeit von Vergleichsdaten wurden hier Schwerpunkte für die einzelnen Regionen gesetzt.

Nach einer Zusammenfassung im Kapitel 5 wird schließlich im Anhang ein Überblick über alle der Arbeit zugrunde liegenden Messdaten gegeben. Zu diesem Zweck wurden alle Rohdaten grafisch dargestellt sowie Tabellen angelegt, in denen charakteristische Daten jeder Messung aufgelistet sind.

Kapitel 2

Einführung in die Widerstandsgeoelektrik

2.1 Grundlagen zur elektrischen Leitfähigkeit

Das Ziel der widerstandsgeoelektrischen Messungen ist, wie bei anderen geophysikalischen Messverfahren auch, sich ein Bild über die Struktur und Zusammensetzung des Untergrundes zu machen. Dieses Bild ergibt sich aus den unterschiedlichen elektrischen Widerständen, welche die Gesteine aufweisen. Diese spezifischen Widerstände decken einen Bereich von mehr als acht Größenordnungen ab [Jones, 1999]. In Fällen wo Dichte, seismische Geschwindigkeit oder Magnetisierung benachbarter Strukturen sich nur wenig unterscheiden, können die elektrischen Eigenschaften ausschlaggebend sein.

Widerstandsgeoelektrik wird in verschiedenen Gebieten der Geophysik angewandt. In der Bohrlochgeophysik gehört sie zu den Standardmessungen zur Bestimmung der Porosität, aber auch in der marinen Geophysik wird sie von Schiffen aus eingesetzt. Diese Arbeit beschreibt eine solche Anwendung aus der marinen Geophysik. Es werden Ergebnisse aus In-Situ-Messungen der elektrischen Leitfähigkeit mariner Tiefseesedimente vorgestellt, die mit einer neuartigen Sonde, welche in der Arbeitsgruppe Meerestechnik / Sensorik des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Bremen entwickelt wurde, aufgenommen wurden [Rosenberger et al., 1999]. Bevor das Messprinzip der Sonde erläutert wird, sollen zunächst einige Grundlagen der Geoelektrik aufgeführt werden.

2.1.1 Elektrische Eigenschaften von Sedimenten

Elektrische Leitung kann auf drei verschiedene Weisen geschehen. Am geläufigsten ist die metallische Leitung. Hierbei wird der elektrische Strom über Elektronen transportiert, die sich frei im Festkörper bewegen können. Diese Leitfähigkeit ist abhängig von der Temperatur. Steigt die Temperatur, so sinkt die elektrische Leitfähigkeit aufgrund der stärker werdenden brownschen Bewegung der Atome.

Eine andere Gruppe der elektrischen Leiter bilden die Halbleiter. Sie leiten den Strom erst oberhalb einer bestimmten Temperatur, da die Elektronen eine Energiebarriere überwinden müssen, bevor sie sich frei bewegen können. Demnach steigt die Leitfähigkeit mit der Temperatur, da bei höherer Temperatur mehr Energie zur Verfügung steht.

Die in dieser Arbeit betrachtete Leitung ist die elektrolytische Leitung, welche darauf beruht, dass in einer Flüssigkeit gelöste Ionen eines Salzes in einem anliegenden elektrischen Feld beschleunigt werden. Kathionen bewegen sich gegen die Feldrichtung, Anionen bewegen sich entlang der Feldrichtung. Dadurch werden Ladungen transportiert und elektrische Leitung findet statt. Dies geschieht in den Porenräumen von Gesteinen oder Sedimenten, die mit einer leitenden Porenflüssigkeit, meist Wasser in dem Salze gelöst sind, gefüllt sind. Der spezifische Widerstand des Elektrolyts veringert sich bei steigender Temperatur, da der Ionenfluss durch die stärkere brownsche Bewegung eingeschränkt wird.

Die meisten gesteinsbildenden Mineralien sind Isolatoren. So hat Quarz beispielsweise einen spezifischen Widerstand von $4 \cdot 10^{10}$ bis $2 \cdot 10^{14}$ Ωm [Telford et al., 1976]. Findet in Gesteinen oder unkonsolidierten Sedimenten elektrische Leitung statt, so spielt Wasser in den Porenräumen dabei die größte Rolle. Die Leitfähigkeit des Gesteins oder Sediments hängt dann ab von der Wassermenge, der Salinität des Wassers, der Temperatur und der Struktur der Porenräume.

Die Abhängigkeit des spezifischen Widerstands eines porösen Mediums von der enthaltenen Wassermenge und dem spezifischen Widerstand des Porenwassers wird von einer weitverbreiteten empirischen Formel zusammengefasst, die als *Gesetz von Archie* bekannt ist [Archie, 1942]:

$$\rho = \frac{a\rho_w}{\varphi^m S^n} \tag{2.1}$$

Dabei ist ρ der spezifische Gesamtwiderstand im Sinne des ohmschen Gesetzes, ρ_w ist der spezifische Widerstand des Porenwassers , φ ist die Porosität als Bruchteil vom Gesamtvolumen und S ist die Wassersättigung der Poren. a, m, n sind empirische Konstanten, sie hängen vom jeweiligen Gestein oder Sediment ab. m wird auch Zementationsfaktor genannt. Diese Formel ist das Ergebnis von Laboruntersuchungen, die Archie an einer Reihe von Bohrkernen aus Sandsteinformationen der Ölfördergebiete an der Golfküste der USA durchgeführt hat.

Ist das Medium vollständig wassergesättigt, ist $S = 1$ und die Gleichung (2.1) reduziert sich zu:

$$\rho = \frac{a}{\varphi^m}\rho_w \tag{2.2}$$

Typische Werte für a und m sind in Tabelle (2.1) zusammengefasst.

Eine weitere Größe, die in Zusammenhang mit Widerstandsmessungen an porösen Sedimenten oft dargestellt wird, ist der Formationsfaktor, der als Verhältnis des Gesamtwiderstands zum Widerstand des Wassers definiert ist:

$$FF = \frac{a}{\varphi^m} = \frac{\rho}{\rho_w} \tag{2.3}$$

Tabelle 2.1: Typische Parameter für das Gesetz von Archie nach Zhadanov & Keller (1994)

Beschreibung des Gesteins	a	m
schwach zementierte Sedimentgesteine mit Porositäten von 25-45 %	0.88	1.37
zementierte Sedimentgesteine mit Porositäten von 18-35 %	0.62	1.72
gut zementierte Sedimentgesteine mit Porositäten von 5-25 %	0.62	1.95
hochporöse vulkanische Gesteine mit Porositäten von 20-80 %	3.5	1.44
dichte Gesteine wie Metamorphite mit Porositäten von weniger als 4 %	1.4	1.58

Ein Vorteil dieser Größe ist, dass nur Verhältnisse betrachtet werden. Daher wird sie nicht beeinflusst von Messverstärkereffekten oder Eichfaktoren. Man hat einen relativ direkten Überblick über die Messdaten und eine Eichung des Messgerätes ist nicht unbedingt notwendig.

2.1.2 Thermische Eigenschaften von Sedimenten

Die geothermischen Eigenschaften von Sedimenten sind ebenfalls eng mit der Porosität verknüpft. Die Daten, die in dieser Arbeit vorgestellt werden, wurden fast alle bei Messreihen aufgenommen, in denen gleichzeitig elektrische und thermische Messungen durchgeführt wurden. Später werden auch Porositäten, die aus Formationsfaktoren berechnet wurden, mit Porositäten abgeleitet aus Wärmeleitfähigkeiten verglichen (siehe Kapitel 4). Deshalb wird hier kurz der Zusammenhang von Porosität und Wärmeleitfähigkeit geschildert.

Wie schon angedeutet spielt auch für die Wärmeleitfähigkeit λ die Porosität des Gesteins bzw. Sediments eine große Rolle. Im Gegensatz zur Elektrik haben die gesteinsbildenden Minerale eine höhere Leitfähigkeit als das Porenwasser. Der Mittelwert für Wasser bei 0^oC liegt bei $0.5602\,\frac{W}{mK}$, wogegen Quarz eine Wärmeleitfähigkeit von $6.5-11.3\,\frac{W}{mK}$ hat, um das Beispiel von oben aufzugreifen [Schön, 1996]. Die große Bandbreite in diesem Beispiel ist bedingt durch Anisotropie des Quarzes bezüglich der thermischen Eigenschaften.

Bei Zunahme der Porosität nimmt die Wärmeleitfähigkeit also ab. Quantitativ beschreibt dies eine empirische Formel [Brigaud & Vasseur, 1989]:

$$\lambda = \lambda_w^{\varphi} \cdot \lambda_m^{1-\varphi} \tag{2.4}$$

dabei ist λ die Gesamtwärmeleitfähigkeit, λ_w die des Wassers und λ_m die der

Matrix. φ ist die Porosität als Bruchteil vom Gesamtvolumen. Kennt man also die Matrixleitfähigkeit und die Leifähigkeit des Wassers oder nimmt Werte dafür an, die man eventuell im Labor bestimmt hat oder der Literatur entnimmt, kann man Aussagen über die Porosität machen.

2.1.3 Das elektrostatische Potenzial am Beispiel einer Punktelektrode

Widerstandsmessungen funktionieren alle nach dem gleichen Prinzip: Man speist einen Strom in ein Medium ein und mißt die Spannungsdifferenz zwischen zwei Punkten im Medium. In diesem Abschnitt wird ein Einblick in die Zusammenhänge dieser Spannungsdifferenzen und dem Widerstand des Mediums gegeben. Der folgende Abschnitt ist angelehnt an Jelitto (1994).

Das Verhalten der elektrischen Größen in Abhängigkeit von Ort und Zeit wird beschrieben durch die maxwellschen Gleichungen. Die Maxwellgleichungen sind vier gekoppelte lineare partielle Differenzialgleichungen, welche die Größen elektrisches Feld $\vec{E}$, magnetische Induktion $\vec{B}$, dielektrische Verschiebung $\vec{D}$ und die magnetische Feldstärke $\vec{H}$ miteinander verknüpfen, wobei alle Größen Funktionen des Ortes und der Zeit sind. Um Polarisationseffekte an den Elektroden zu vermeiden, wird in der Widerstandsgeoelektrik meist mit einem tieffrequenten Wechselstrom gearbeitet. Wenn die zeitliche Änderung des Stromes jedoch langsam genug ist, kann man die Zeitabhängigkeit der Maxwellgleichungen vernachlässigen. Dadurch entkoppeln die vier Gleichungen in zwei Gleichungen der Elektrostatik und zwei Gleichungen der Magnetostatik. Hier werden nur Gleichungen der Elektrostatik benötigt. Diese lauten:

$$div\vec{D} = \zeta; \tag{2.5}$$

$$rot\vec{E} = 0 \tag{2.6}$$

mit $\vec{D}$ als dielektrischer Verschiebung, $\vec{E}$ als elektrischem Feld und ζ als Ladungsdichte der Ladungen, die das Feld erzeugen. $\vec{D}$ und $\vec{E}$ sind über die Dielektrizitätskonstante ε direkt miteinander verknüpft:

$$\vec{E} = \varepsilon\vec{D} \tag{2.7}$$

Zusätzlich gilt das ohmsche Gesetz, welches besagt, dass das elektrische Feld $\vec{E}$ proportional zur Stromdichte $\vec{j}$ ist. Dabei ist der Proportionalitätsfaktor der spezifische elektrische Widerstand ρ, dessen Kehrwert elektrische Leitfähigkeit genannt wird.

$$\vec{E} = \rho\vec{j} \tag{2.8}$$

Dies setzt allerdings voraus, dass das Medium bezüglich des Widerstandes homogen und isotrop ist, denn andernfalls ist der spezifische Widerstand eine Funktion

des Ortes. Aus der zweiten elektrostatischen Maxwellgleichung (2.6) folgt unmittelbar, dass das elektrische Feld wirbelfrei ist und somit durch Gradientenbildung aus einem skalaren Potenzial abgeleitet werden kann.

$$\vec{E} = -grad\Phi \tag{2.9}$$

Das Minuszeichen ist Konvention. Φ heißt elektrostatisches Potenzial und ist die Messgröße, die in den widerstandselektrischen Messungen betrachtet wird. Man misst Potenzialdifferenzen, denn diese reichen nach Gleichung (2.9) aus, um Aussagen über die Struktur des elektrischen Feldes zu machen, da es durch die Änderung des Potenzials im Raum festgelegt ist.

Zunächst soll hier als einfachster Fall das Potenzialfeld einer Punktelektrode im homogenen Vollraum betrachtet werden. Dazu wird Gleichung (2.9) in die erste Maxwellgleichung (2.5) eingesetzt. Man erhält:

$$\Delta\Phi = -\frac{\zeta}{\varepsilon} \tag{2.10}$$

Dabei ist Δ der Laplace-Operator $\left\{\frac{\partial^2}{\partial x^2}, \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \frac{\partial^2}{\partial z^2}\right\}$. Der homogene Raum soll jedoch quellfrei bis auf die eine Punktelektrode sein. Das bedeutet, dass die Ladungsdichte im Raum, auf dem eine Lösung benötigt wird, gleich Null ist. Damit wird Gleichung(2.10) zur Laplace-Gleichung:

$$\Delta\Phi = 0 \tag{2.11}$$

Wie schon festgestellt, ist das elektrische Feld im elektrostatischen Fall wirbelfrei und somit ein reines Zentralfeld. Nutzt man diese Symmetrie aus und wählt Kugelkoordinaten r, φ, ϑ anstatt der kartesischen Koordinaten x, y, z, so hängt das elektrische Feld nur noch von r ab (siehe Abbildung 2.1). Genauso verhält sich das elektrische Potenzial, denn das elektrische Feld ist der Gradient des Potenzials. Da die Äquipotenzialflächen immer senrecht auf der Richtung des Gradienten stehen, handelt es sich also hier um konzentrische Kugelschalen, die die Punktelektrode als Mittelpunkt haben. Um die Rechnung zu vereinfachen, legt man die Elektrode in den Koordinatenursprung. Schreibt man die Laplace-Gleichung in Kugelkoordinaten aus, erhält man:

$$\Delta\Phi = \underbrace{\frac{1}{r^2\left(\sin\vartheta\right)^2}\frac{\partial^2\Phi}{\partial\varphi^2}}_{=0} + \frac{1}{r^2}\left(\frac{\partial}{\partial r}r^2\frac{\partial\Phi}{\partial r}\right) + \underbrace{\frac{1}{r^2\sin\vartheta}\frac{\partial}{\partial\vartheta}\left(\sin\vartheta\frac{\partial\Phi}{\partial\vartheta}\right)}_{=0} = 0 \tag{2.12}$$

Der erste und der letzte Term sind gleich null, da Φ nicht von φ oder ϑ abhängt. Gleichung (2.12) vereinfacht sich somit zu:

$$\frac{1}{r^2}\left(\frac{\partial}{\partial r}r^2\frac{\partial\Phi}{\partial r}\right) = 0$$

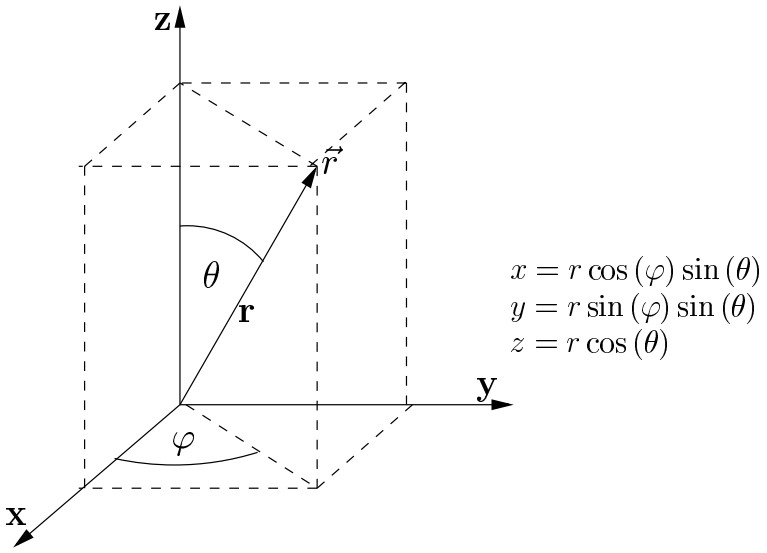


Abbildung 2.1: Kugelkoordinaten

$$\Leftrightarrow \frac{2}{r}\frac{\partial\Phi}{\partial r} + \frac{\partial^2\Phi}{\partial r^2} = 0 \tag{2.13}$$

Diese Differentialgleichung lässt sich relativ einfach mit Hilfe partieller Integration lösen. Der Lösungsansatz stammt aus Telford et al. (1976). Zuerst wird die Gleichung (2.13) mit r^2 multipliziert , danach partiell integriert:

$$\int dr\; r^2\frac{\partial^2\Phi}{\partial r^2} = -\int dr\; 2r\frac{\partial\Phi}{\partial r}$$

$$\Leftrightarrow\; r^2\frac{\partial\Phi}{\partial r} + a - \int dr\; 2r\frac{\partial\Phi}{\partial r} = -\int dr\; 2r\frac{\partial\Phi}{\partial r}$$

$$\Leftrightarrow\; r^2\frac{\partial\Phi}{\partial r} + a = 0$$

$$\Leftrightarrow\; \frac{\partial\Phi}{\partial r} = \frac{a^*}{r^2} \tag{2.14}$$

Die Konstante a bzw. a^* kommt hinzu, weil das Integral nur bis auf eine additive Konstante bestimmt ist. Nach nochmaliger Integration kommt man schließlich auf:

$$\Phi = \frac{-a^*}{r}_{1} + b \tag{2.15}$$

Für die endgültige Lösung müssen jetzt nur noch die Integrationskonstanten a^* und b bestimmt werden. Aus der Randbedingung, dass Φ im Unendlichen verschwinden muss, folgt sofort $b = 0$. Diese Randbedingung begründet sich aus

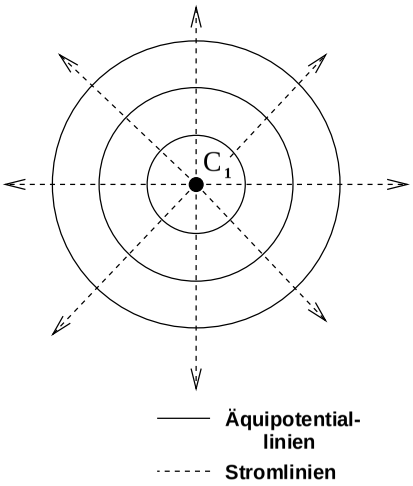


Abbildung 2.2: Das Potenzial und das elektrische Feld einer Punktquelle C_1 im Querschnitt. Die Pfeile zeigen die Richtung des elektrischen Feldes an. Nach Spindeldreher (1997).

der physikalischen Realität, denn je weiter man von einer Quelle entfernt ist, desto weniger spürt man von ihr, bis ihre Wirkung in großer Entfernung schließlich ganz verschwindet. Um a^* zu bestimmen, stellt man folgende Überlegung an: Der Strom I ist gegeben durch das Produkt der Stromdichte $\vec{j}$ und der Fläche, die von $\vec{j}$ durchflossen wird. Wie man an Gleichung (2.8) sehen kann, ist die Richtung der Stromdichte parallel zur Richtung des elektrischen Feldes, der Strom fließt also radial von der Punktelektrode weg (siehe Abbildung (2.2)). Deshalb kann man $I(r)$ angeben als:

$$I(r) = 4\pi r^2 \left|\vec{j}\right| \tag{2.16}$$

denn die Flächen, durch die der Strom fließt, sind Kugelschalen. Da das elektrische Feld nur noch von r abhängt, kann man aus Gleichung (2.8), dem ohmschen Gesetz, außerdem ableiten:

$$\left|\vec{j}\right| = \frac{E_r}{\rho} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial \Phi}{\partial r} \tag{2.17}$$

Damit wird Gleichung (2.16) zu:

$$I(r) = 4\pi r^2 \frac{1}{\rho}\frac{\partial \Phi}{\partial r} \tag{2.18}$$

Leitet man die eben gefundene Lösung für das elektrische Potenzial (Gleichung (2.15)) nocheinmal ab, erhält man:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial r} = \frac{a^*}{r^2} \tag{2.19}$$

Setzt man Gleichung (2.19) in Gleichung (2.18) ein, so kann man schließlich a^* berechnen.

$$I(r) = 4\pi r^2 \frac{1}{\rho} \frac{a^*}{r^2} \quad \Leftrightarrow \quad a^* = \frac{I\rho}{4\pi} \tag{2.20}$$

Damit ist die laplacesche Differentialgleichung gelöst und man kann das elektrische Potenzial für eine Punktelektrode im homogenen Raum angeben mit:

$$\Phi(r) = -\frac{I\rho}{4\pi} \frac{1}{r} \tag{2.21}$$

Bei geoelektrischen Messungen befinden sich die eingesetzten Elektroden jedoch meist in Nähe der Erdoberfläche. Es handelt sich nicht mehr um einen Vollraum, sondern um zwei Halbräume mit unterschiedlichen spezifischen Widerständen (siehe Abbildung (2.3)). Da Luft nicht leitet, fließt der Strom, der zur Verfügung steht, nur durch den unteren Halbraum ab. Die Fläche, die durchflossen wird, ist also keine Kugel mehr, sondern eine Halbkugel und reduziert sich somit auf $2\pi r^2$. Für das elektrische Potenzial gilt deshalb in diesem Fall:

$$\Phi(r) = -\frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r} \tag{2.22}$$

Löst man Gleichung (2.22) nach dem spezifischen Widerstand auf, dessen Bestimmung das Ziel einer Messung ist, so erhält man:

$$\rho = -\frac{\Phi(r)\, 2\pi}{I} r \tag{2.23}$$

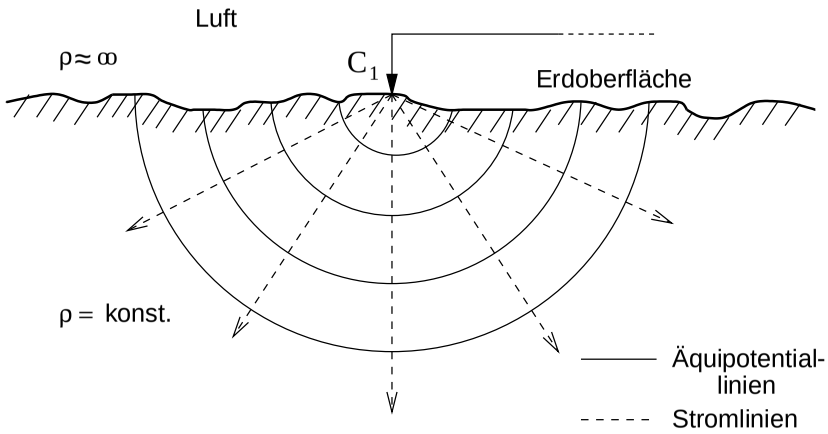


Abbildung 2.3: Potenzial und elektrisches Feld einer Punktquelle im Halbraum. Aus Spindeldreher (1997).

Da die zeitunabhängigen Maxwellgleichungen lineare partielle Differentialgleichungen sind, gilt für ihre Lösungen das Superpositionsprinzip. Mathematisch

gesehen bedeutet dies unter anderem: Wenn E_1 die Lösung für die Punktelektrode P_1 ist und E_2 die Lösung für eine Punktelektrode P_2 , so ist $E_1 + E_2$ eine Lösung für die Elektrodenverteilung $P_1 + P_2$. Anders ausgedrückt: Elektrische Felder können sich überlagern, ohne sich gegenseitig zu stören oder zu beeinflussen. Dies gilt natürlich auch für die entsprechenden Potenzialfelder. Diese Eigenschaft ist sehr nützlich, denn wenn man die Lösung für eine Punktelektrode errechnet hat, lässt sich daraus eine Lösung für jede Elektrodenanordnung durch einfache Summation erzeugen.

2.1.4 Geoelektrische Sondierung nach Wenner

Bei widerstandsgeoelektrischen Messungen in der Geophysik wird meist ein tieffrequenter Wechselstrom, für den die elektrostatischen Maxwellgleichungen näherungsweise gelten, über zwei Elektroden in den Boden eingespeist. Eine gängige Elektrodenanordnung ist die Vier-Pol-Anordnung. Hierbei wird über zwei Elektroden, die Stromelektroden C_1 und C_2, ein Strom eingespeist, zwischen den anderen beiden, den Potenzialelektroden P_1 und P_2, wird eine Potenzialdifferenz gemessen. Um die Potenzialverteilung des von den beiden Stromelektroden erzeugten Potenzials zu berechnen, muss man nach dem Superpositionsprinzip die beiden einzelnen Lösungen addieren. Da man jetzt zwei Quellen hat, geht man nicht mehr davon aus, dass eine im Ursprung des Koordinatensystems liegt, sondern bezeichnet die beiden Ortsvektoren der Stromelektroden mit $\vec{r}_{C1}$ bzw. $\vec{r}_{C2}$ (siehe Abbildung (2.4)).

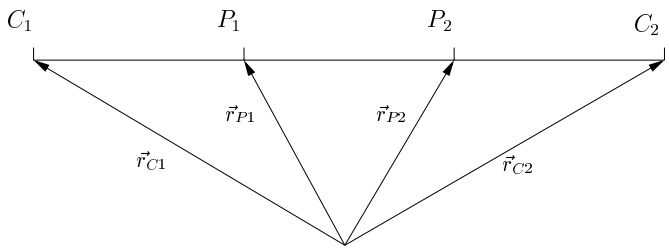


Abbildung 2.4: Veranschaulichung der Ortsvektorennomenklatur

Das Potenzial dieser Anordnung in Abhängigkeit vom Ort $\vec{r}$ lautet dann:

$$\Phi\left(\vec{r}\right) = \Phi_2 + \Phi_1 = \frac{I\rho}{2\pi}\frac{1}{\left|\vec{r}_{C1} - \vec{r}\right|} - \frac{I\rho}{2\pi}\frac{1}{\left|\vec{r}_{C2} - \vec{r}\right|} \tag{2.24}$$

Abbildung (2.5) zeigt einen Querschnitt durch eine solche Potenzialverteilung. Die Gleichung (2.24) beschreibt nun das vollständige Potenzial einer Zwei-Elektroden-Anordung. Bei den gängigen Vier-Pol-Methoden ist es jedoch meist so, dass die vier Elektroden relativ zueinander immer gleich angeordnet sind. Deswegen benötigt man nicht die vollständige Lösung, es reicht aus, das Potenzial an der Position der Potenzialelektroden zu kennen:

$$\Phi_{P1} = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{\left|\vec{r}_{C1} - \vec{r}_{P1}\right|} - \frac{1}{\left|\vec{r}_{C2} - \vec{r}_{P1}\right|}\right) \tag{2.25}$$

$$\Phi_{P2} = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{\left|\vec{r}_{C1} - \vec{r}_{P2}\right|} - \frac{1}{\left|\vec{r}_{C2} - \vec{r}_{P2}\right|}\right) \tag{2.26}$$

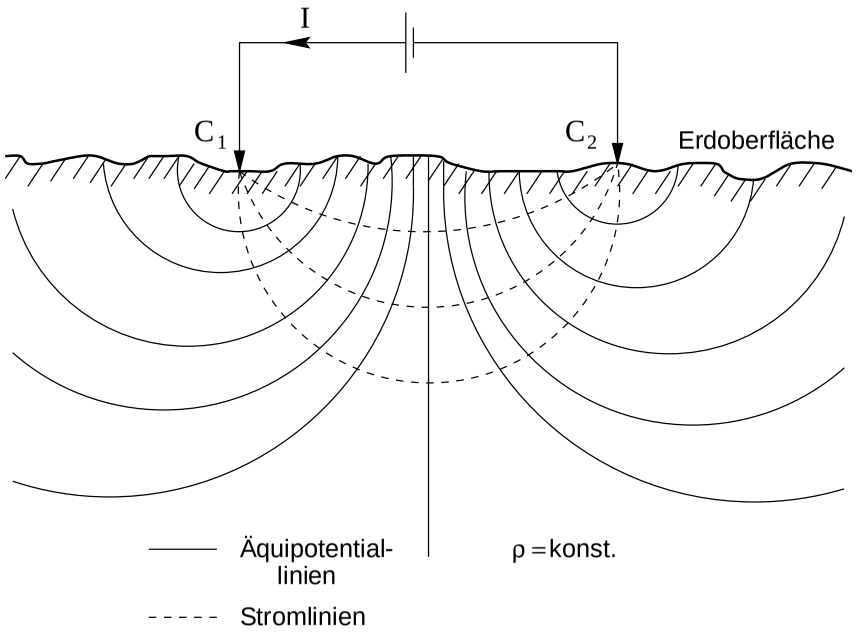


Abbildung 2.5: Potential und elektrisches Feld zweier Punktquellen mit entgegengesetzten Ladungen in einem homogegen Halbraum, nach Spindeldreher (1997).

Gemessen wird eine Potenzialdifferenz:

$$\delta\Phi = \Phi_{P1} - \Phi_{P2}$$

$$= \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{|\vec{r}_{C1} - \vec{r}_{P1}|} - \frac{1}{|\vec{r}_{C2} - \vec{r}_{P1}|} - \frac{1}{|\vec{r}_{C1} - \vec{r}_{P2}|} + \frac{1}{|\vec{r}_{C2} - \vec{r}_{P2}|}\right) \tag{2.27}$$

Den Kehrwert des geometrieabhängigen Teils der Gleichung (2.27), also den Term in Klammern, bezeichnet man gemeinsam mit dem Faktor 2π als Konfigurationsfaktor k der Anordnung. Es haben sich verschiedene räumliche Anordnungen für 4-Elektroden-Anordnungen bewährt, die Einführung beschränkt sich hier auf die lineare Wenneranordnung, da eine ähnliche bei dem in dieser Arbeit betrachteten In-Situ-Messverfahren der elektrischen Leitfähigkeit angewendet wird.

Bei der Wenner-Anordnung liegen alle Elektroden auf einer Linie und haben alle den gleichen Abstand a voneinander (siehe Abbildung 2.6). Die Gleichung (2.27) vereinfacht sich somit zu:

$$\delta\Phi = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a}\right)$$

$$\Leftrightarrow \quad \delta\Phi = \frac{I\rho}{2\pi a} \tag{2.28}$$

$$\Leftrightarrow \quad \rho = \frac{\delta\Phi}{I} 2\pi a \tag{2.29}$$

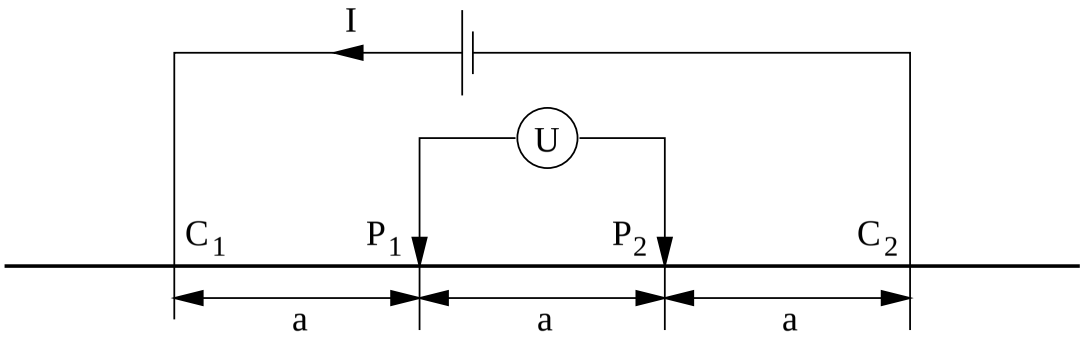


Abbildung 2.6: Vier-Pol-Elektrodenanordnung nach Wenner, Spindeldreher (1997).

Für die Wenner-Anordnung ist der Konfigurationsfaktor also $2\pi a$. Ist der Untergrund bezüglich des Widerstandes homogen, stimmt der Widerstand aus Gleichung (2.29) mit dem tatsächlichen spezifischen Widerstand des Bodens überein. Ist der Widerstand hingegen abhängig vom Ort, ändert sich ρ bei unterschiedlichen Elektrodenanordnungen, also unterschiedlichen Konfigurationsfaktoren k. Man spricht dann vom scheinbaren spezifischen Widerstand [z.B. Zhadanov & Keller, 1994].

Das Wenner-Verfahren wird sowohl zur Kartierung als auch zur Sondierung eingesetzt. Zur Kartierung bewegt man die komplette Elektroden-Anordung über das Messgebiet hinweg und misst an verschiedenen Orten. Zur Sondierung müssen die Abstände der Elektroden verändert werden: Je größer der Abstand der Elektroden, desto höher die Eindringtiefe der Messung.

2.2 Messprinzip der In-Situ-Sonde

In diesem Abschnitt soll die In-Situ-Sonde vorgestellt werden. Zunächst werden Bauweise und Einsatzprinzip geschildert, in einem weiteren Abschnitt wird die Messelektronik beschrieben.

2.2.1 Aufbau und Einsatz der In-Situ-Sonde

Einen Überblick über die Bauweise der Sonde geben die Abbildungen (2.7) und (2.8). Damit die Sonde eine ausreichende Festigkeit besitzt, besteht sie im Inneren aus einem zentralen Träger aus Edelstahl, welcher sich aus drei Teilen zusammensetzt. Den unteren Teil bildet eine Spitze, die das Eindringen in das Sediment erleichtern soll. Sie ist verschraubt mit einem Bolzen, der das Verbindungsstück zum Kopfteil der Sonde darstellt. Dieser ist ebenfalls mit dem Bolzen verschraubt. Der Kopfteil hat am oberen Ende ein Gewinde, mit dem die Sonde an die Wärmestromsonde geschraubt werden kann. Ebenfalls an diesem Kopfteil befindet sich der Stecker für die Verbindung zur Messelektronik.

Der Bolzen ist ummantelt mit einem Hohlzylinder aus Delrin, einem Polyacetal, welches hochabriebfest und druckbeständig ist. In diesen Zylinder sind die Elektroden eingebettet. Es handelt sich dabei um 2 ringförmig angeordnete Arrays mit jeweils 6 Elektroden, welche alle die gleiche azimutale Entfernung von 60^o voneinander haben. Die beiden Elektroden eines Arrays, über die der Strom in das Sediment eingespeist wird, liegen sich gegenüber, sie werden im Folgenden als C_1 bzw. C_2 bezeichnet (siehe Abbildung 2.8). Der Spannungsabfall wird über die jeweils dazwischenliegenden Elektroden gemessen, die Potenzialelektroden P_1 und P_2. Es handelt sich also pro Ring um zwei auf einem Halbzylinder angeordnete Wenner-Anordnungen. Jeweils zwei Potenzialelektroden aus den gegenüberliegenden Anordnungen sind miteinander verbunden. Dies soll eventuelle laterale Schwankungen des spezifischen Widerstandes ausgleichen und stellt eine Mittelung der Messwerte auf beiden Seiten der Sonde dar.

Die beiden ringförmigen Arrays haben einen vertikalen Abstand von 10 cm voneinander. Funktioniert das Messgerät zuverlässig, so müssen die Daten beider Arrays ähnliche, aber zeitlich verschobene Widerstandsprofile zeigen. Aufgrunddessen kann man auch mit mit Hilfe markanter Stellen im Widerstandsprofil die Eindringgeschwindigkeit abschätzen (siehe Kapitel 3, Abschnitt 3.3.3). Das Einbauen eines zusätzlichen Arrays dient also zur Überprüfung der Reproduzierbarkeit der Daten sowie zur Abschätzung der Eindringgeschwindigkeit.

In der ersten Bauversion [Rosenberger et al., 1999] wurde der leere Raum zwischen Stahlbolzen und Delrinmantel mit einem kleineren Hohlzylinder aus PVC ausgefüllt, in den Kabelkanäle für die Verdrahtung der Elektroden eingebohrt waren. Die restlichen Zwischenräume wurden anschließend mit einem isolierenden Streameröl (Isopar M) verfüllt. Diese Füllung garantiert eine hohe Druckfestigkeit ohne ein aufwendiges Druckgehäuse zu verwenden. Da die Sonde sich jedoch

als sehr beständig erwies und die Einzelteile wie Elektroden nicht ausgetauscht werden mussten, wurde der Zwischenraum zwischen Bolzen und Mantel anstatt mit PVC und Öl mit der Vergussmasse Polyurethan aufgefüllt. Bei dieser Version entfällt die Kontrolle des Ölstandes, so dass die Messspitze nahezu wartungsfrei ist.

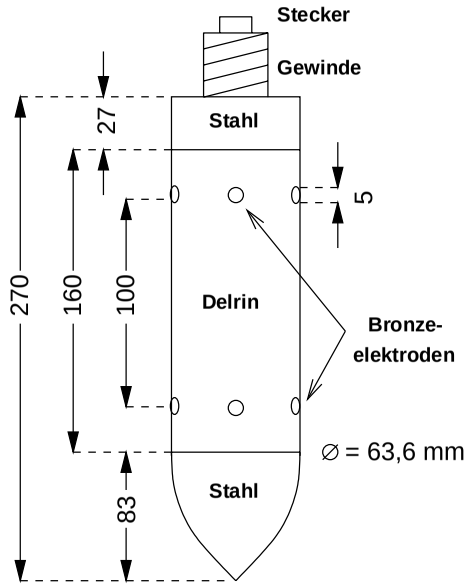


Abbildung 2.7: Mechanischer Aufbau der Sonde, alle Angaben in mm, nach Rosenberger et al. (1999).

Die In-Situ-Sonde zur Messung der elektrischen Leitfähigkeit (in Zukunft abgekürzt mit ISELF-Sonde) wird in Kombination mit einer Wärmestromsonde eingesetzt. Dabei handelt es sich um eine Violinenbogen-Sonde [z.B. Hyndman, 1979]. Sie besteht aus einem dünnen, drei Meter langen Stahlrohr (innerer Durchmesser 5 mm) , in dem Thermistoren zur Temperaturmessung sowie ein Heizdraht zur Aussendung eines Wärmepulses untergebracht sind. Insgesamt sind es 11 Thermistoren, die einen Abstand von 30 cm zueinander haben. Der Wärmepuls wird benötigt, um die Wärmeleitfähigkeit des Sediments bestimmen zu können (siehe Kapitel 3, Abschnitt 3.5). Das Sensorrohr ist über eine Finne mit einer Schwerstange verbunden, die der Sonde ihre Stabilität gibt und ein Eindringen in das Sediment ermöglicht. An die Schwerstange oder auch Lanze wird die ISELF-Sonde angeschraubt, dargestellt in Abbildung (2.9) . Lanze und Sensorrohr münden am oberen Ende in einen Gewichtssatz, in dem auch die Messelektronik für Wärmestromsonde und ISELF-Sonde untergebracht ist. Die Kabel für letztere werden durch die hohle Lanze zum Drucktopf im Gewichtssatz geführt.

Die Sonden werden an einem Tiefseekabel mit einer Fiergeschwindigkeit von 1 $\frac{m}{s}$ zum Meeresboden herabgelassen und dringen auch mit etwa dieser Geschwin-

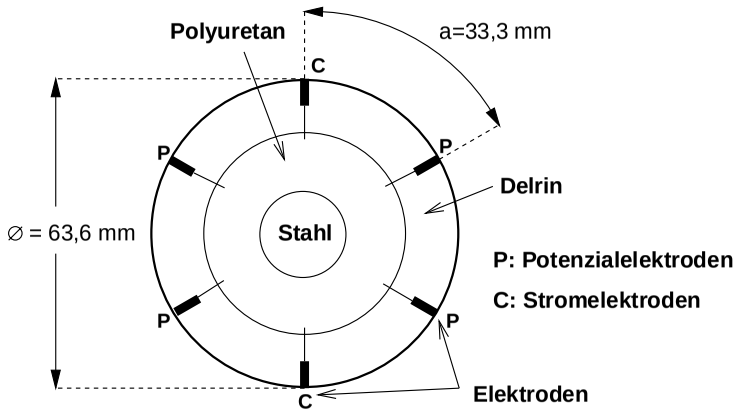


Abbildung 2.8: Querschnitt durch die Sonde, zu sehen ist die Ebene eines Elektrodenarrays, nach Rosenberger et al. (1999).

digkeit in das Sediment ein. Meist werden pro Messstation mehrere Messungen gemacht, die Sonden werden dann nur einige hundert Meter heraufgezogen und am langen Kabel zur nächsten Messlokation versetzt (Pogo-Style, siehe Hyndman (1979)).

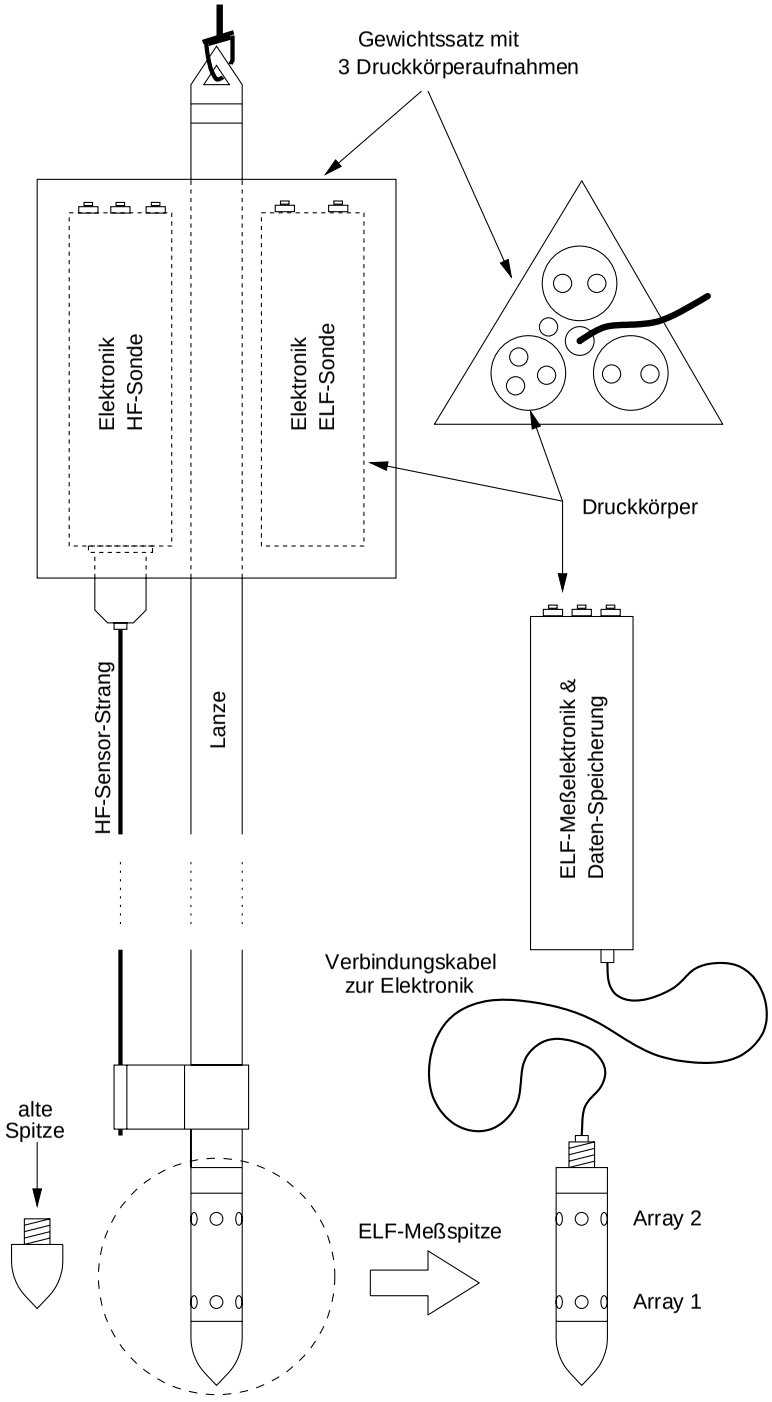


Abbildung 2.9: Wärmestromsonde in Kombination mit ISELF-Sonde, nach Rosenberger et al. (1999).

2.2.2 Elektronik

In Abbildung (2.10) ist das Grundprinzip der Messelektronik dargestellt. Im vorhergehenden Abschnitt wurde schon erwähnt, dass die Elektronik in einem Drucktopf im Gewichtssatz der Wärmestromsonde untergebracht ist. Wie in Rosenberger et al. (1999) und Spindeldreher (1997) beschrieben, messen die beiden Elektrodenarrays abwechselnd, um sich nicht gegenseitig zu beeinflussen. Die

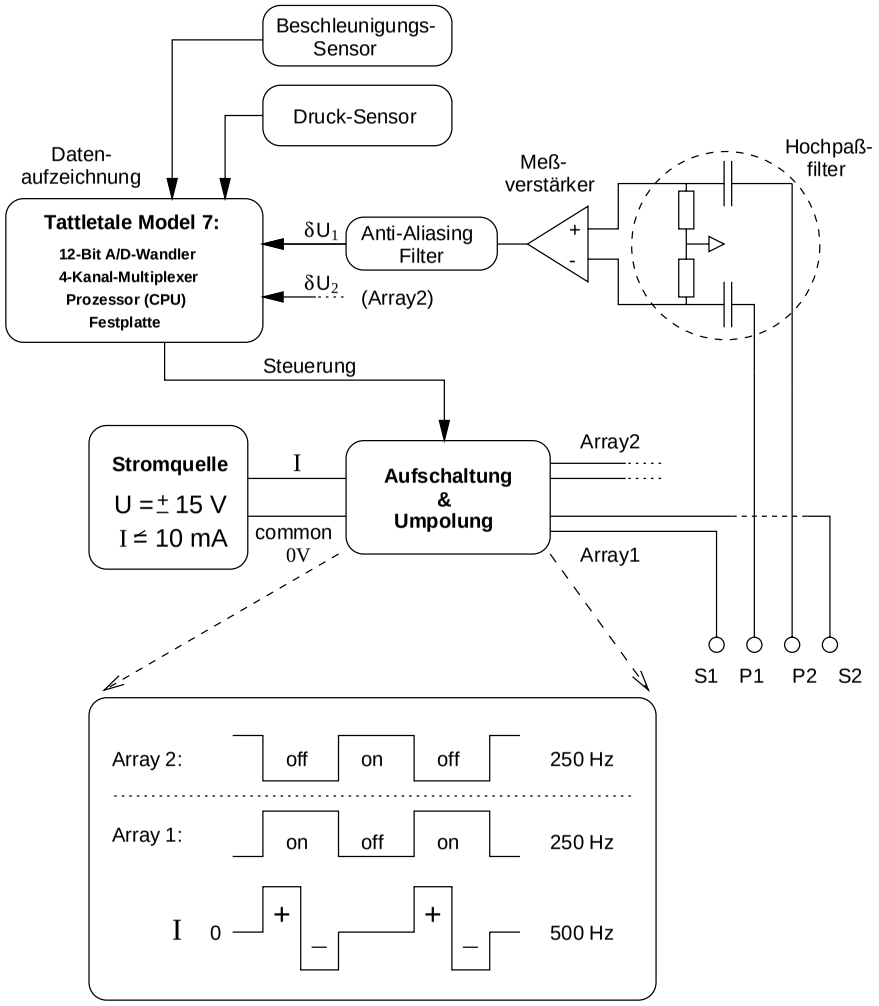


Abbildung 2.10: Übersicht über die Messelektronik der Sonde, nach Rosenberger et al. (1999).

Stromelektroden werden von einer Gleichstromquelle gespeist, die mit einer Frequenz von 1000 Hz umgepolt wird. Es entsteht also eine alternierende Rechteckspannung mit einer Frequenz von 500 Hz. Diese Umpolung ist notwendig, um Polarisationseffekte an den Elektroden zu vermeiden, wie bereits in Abschnitt 2.1.3 erklärt wurde. Die verhältnismäßig hohe Abtastrate ist erforderlich, da während

des Eindringvorganges gemessen wird, dadurch ist die Abtastrate ausschlaggebend für die vertikale Auflösung der Messung. Betrachtet man durchschnittliche Eindringgeschwindigkeiten von etwa 0.5 $\frac{m}{s}$, ergibt sich eine Auflösung im Millimeterbereich. Das obere und das untere Array werden jeweils über eine Periode des Rechteckstroms mit Strom gespeist. Während einer Periode nimmt das messende Array 10 Messwerte auf, aus denen dann ein RMS-Wert gebildet wird, welcher schließlich als endgültiger Wert abgespeichert wird. Die Samplerate ist also für jedes Array 250 Hz, da nur jede zweite Periode einen Messwert liefert.

Um den Eindringvorgang später genau rekonstruieren zu können, ist auch ein Beschleunigungssensor eingebaut, der sich im Gewichtssatz der Wärmestromsonde befindet. Die Abtastrate für die Beschleunigung ist ebenfalls 250 Hz.

Die Sonde muss vor jedem Einsatz über einen Computer aktiviert werden. Erst danach ist der Einbau in den Gewichtssatz der Wärmestromsonde möglich. Einmal aktiviert, wird das Ein- und Ausschalten der Sonde über einen Drucksensor gesteuert, der im Drucktopf integriert ist. Wird eine vorher eingestellte Druckschwelle, also eine bestimmte Wassertiefe, überschritten, beginnt die Messung und Aufzeichnung der Daten. Sie endet, wenn diese Schwelle wieder unterschritten wird. Da die Messungen meist im "Pogo-Style" durchgeführt werden, muss diese Schaltschwelle sorgfältig gewählt werden, um ein definitives Ein- und Ausschalten zwischen den einzelnen Messpunkten zu gewährleisten. Der Druck wird ebenfalls mit einer Abtastrate von 250 Hz aufgezeichnet.

Um die Daten auszulesen, muss die Elektronik wieder aus dem Gewichtssatz ausgebaut werden. Sie wird über serielle Schnittstelle an einen Computer angeschlossen, über den die Daten ausgelesen werden können.

2.3 Konfigurationsfaktor der Messanordnung

Die Elektroden-Anordnung auf der Messspitze entspricht einem auf einem Halbzylinder angeordneten Wenner-Array. Um aus den gemessenen Potenzialdifferenzen auch einen spezifischen Widerstand ausrechnen zu können, bleibt nun den geometrieabhängigen Konfigurationsfaktor zu bestimmen. Dazu muss man sich, genauso wie bei der normalen Wenneranordnung, zunächst das von den beiden Stromelektroden erzeugte Potenzial anschauen. Da es sich immer noch um ein System mit hoher Symmetrie handelt, ist dies ein lösbares Problem. Die folgende Rechnung stammt aus Rosenberger et al. (1999) und ist hier mit Erklärungen und ausführlichen Zwischenschritten versehen worden. Sie basiert auf einer Rechnung von Weidelt (1996), die das inverse Problem eines leitenden Zylinders in nicht leitender Umgebung löst. Um das Potenzial berechnen zu können, geht man folgendermaßen vor:

1. Formulierung des Potenzials einer Elektrode in Zylinderkoordinaten
2. Berücksichtigung eines nichtleitenden Zylinders, in den die Elektrode eingebettet ist
3. Superposition der Potenziale der beiden Stromelektroden für die zylindrische Wenneranordnung

2.3.1 Formulierung des Potentials einer Elektrode in Zylinderkoordinaten

Da die Elektrodenanordung eine Zylindersymmetrie besitzt, bietet sich eine Betrachtung in Zylinderkoordinaten an (siehe Abbildung (2.11)). In diesem Abschnitt wird die in Abschnitt 2.1 gefundene Lösung für das Potential einer Punktelektrode in Zylinderkoordinaten formuliert und in eine für die weitere Rechnung günstigere Form gebracht.

$$\Phi\left(\vec{r},\vec{r}_0\right) = \frac{I\rho}{4\pi\left|\vec{r}-\vec{r}_0\right|} \tag{2.30}$$

$$mit\ \vec{r} = (r,\varphi,z)\ ;\ \vec{r}_0 = (r_0,\varphi_0,z_0)$$

Dabei soll $\vec{r}$ der Ort sein, an dem man das Potenzial bestimmen möchte und $\vec{r}_0$ bezeichnet den Ort der Elektrode. Den Term $\frac{1}{|\vec{r}-\vec{r}_0|}$ kann man mit Hilfe der modifizierten Besselfunktion nullter Ordnung formulieren [Watson, 1962]:

$$\frac{1}{\left|\vec{r}-\vec{r}_0\right|} = \frac{2}{\pi}\int_0^\infty K_0\left(\lambda s\right)\cos\left(\lambda\left(z-z_0\right)\right) \tag{2.31}$$

mit:

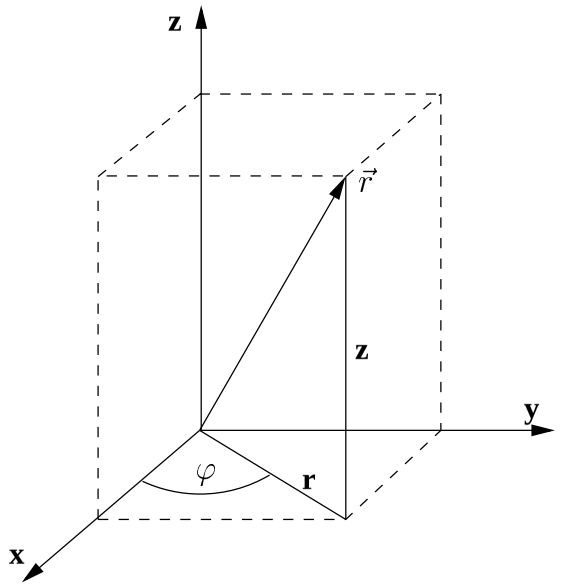


Abbildung 2.11: Zylinderkoordinaten

- $s^2 = r^2 + r_0^2 - 2rr_0\cos(\varphi - \varphi_0)$
- K_0 modifizierte Besselfunktion zweiter Art und nullter Ordnung

Weiterhin lässt sich K_0 mit Hilfe eines Additionstheorems darstellen als [Watson, 1962]:

$$K_0(\lambda s) = \sum_{n=0}^{\infty} (2 - \delta_{n0}) \left\{ \begin{array}{l} K_n(\lambda r) I_n(\lambda r_0) \\ I_n(\lambda r) K_n(\lambda r_0) \end{array} \right\} \cos(n(\varphi - \varphi_0)) \tag{2.32}$$

$$\text{für} \left\{ \begin{array}{l} r \geq r_0 \\ r \leq r_0 \end{array} \right. ; \delta_{n0} = \left\{ \begin{array}{l} 1\ fr\ n = 0 \\ 0\ fr\ n \neq 0 \end{array} \right.$$

I_n und K_n stehen hier für die modifizierten Besselfunktionen erster und zweiter Art sowie $n$ter Ordnung. Damit wird Gleichung (2.31) schließlich zu:

$$\Phi(\vec{r}, \vec{r}_0) = \frac{I\rho}{2\pi^2} \int_0^{\infty} d\lambda \cos(\lambda(z - z_0)) \sum_{n=0}^{\infty} (2 - \delta_{n0}) \ ... \tag{2.33}$$

$$... \ \cos(n(\varphi - \varphi_0)) \left\{ \begin{array}{l} K_n(\lambda r) I_n(\lambda r_0) \\ I_n(\lambda r) K_n(\lambda r_0) \end{array} \right\} \tag{2.34}$$

$$\text{für} \left\{ \begin{array}{l} r \geq r_0 \\ r \leq r_0 \end{array} \right.$$

2.3.2 Randwertproblem des nichtleitenden Zylinders

Die Elektrode sei eingebettet in einen nichtleitenden, unendlich langen Zylinder mit dem Radius a. Durch diesen nichtleitenden Zylinder wird das elektrische Feld der Punktelektrode verzerrt. Dieser Einfluss muss nun in eine mathematische Randbedingung umgesetzt werden. Da durch die Berandung des isolierenden Zylinders kein Strom fließen kann, muss die Normalenableitung des Potenzials auf der Zylinderoberfläche gleich null sein. Denn nach dem ohmschen Gesetz gilt:

$$\vec{E}\,(r,\varphi,z) = -\left\{\frac{\partial\Phi}{\partial r};\frac{1}{r}\frac{\partial\Phi}{\partial\varphi};\frac{\partial\Phi}{\partial z}\right\} = \rho\,\{j_r;\,j_\varphi;\,j_z\} \tag{2.35}$$

Für $j_r = 0$ muß also auch $\frac{\partial\Phi}{\partial r}\Big|_{r=a} = 0$ sein. Die Randbedingung lautet also:

$$\left.\frac{\partial\Phi}{\partial r}\right|_{r=a} = 0 \tag{2.36}$$

Dies wird auch neumannsche Randbedingung genannt. Für $r_0 \geq r \geq a$ macht man folgenden Ansatz, um die Randbedingung zu erfüllen:

$$\Phi\,(\vec{r},\vec{r}_0) = \frac{I\rho}{2\pi^2}\int_0^\infty d\lambda\,\cos\left(\lambda\,(z-z_0)\right)\sum_{n=0}^{\infty}(2-\delta_{n0})\;\ldots \tag{2.37}$$

$$\ldots\;\cos\left(n\,(\varphi-\varphi_0)\right)\left\{\left[I_n(\lambda r)+C_n(\lambda)K_n(\lambda r)\right]K_n(\lambda r_0)\right\}$$

Der Term $C_n(\lambda)K_n(\lambda r)$ beschreibt dabei den Anteil des nichtleitenden Zylinders. Ausmultipliziert mit den anderen Termen ergibt er ein Störpotenzial, das dem Potenzial der Punktelektrode überlagert wird. Nach dem Superpositionsprinzip geschieht dies durch Addition der beiden Potenziale. Da nur der Term in den eckigen Klammern von r abhängt, ergibt sich für $C_n(\lambda)$ aus der Randbedingung:

$$C_n(\lambda) = -\frac{I_n'(\lambda a)}{K_n'(\lambda a)} \tag{2.38}$$

Die Gleichung für das Potenzial lässt sich jedoch vereinfachen. Da Messelektrode und Stromelektrode auf der gleichen Zylinderquerschnittsfläche liegen, reicht es aus, das Potenzial an den Stellen $r = r_0 = a$ und $z = z_0$ zu betrachten:

$$\Phi\,(\varphi,\varphi_0) = \frac{I\rho}{2\pi^2}\int_0^\infty d\lambda\,\sum_{n=0}^{\infty}(2-\delta_{n0})\cos\left(n\,(\varphi-\varphi_0)\right)\;\ldots \tag{2.39}$$

$$\ldots\;\left[K_n'(\lambda a)I_n(\lambda a) - I_n'(\lambda a)K_n(\lambda a)\right]\frac{K_n(\lambda a)}{K_n'(\lambda a)}$$

Der Term in den eckigen Klammern lässt sich ersetzten durch [Watson, 1962]:

$$\left[K_n'(\lambda a)I_n(\lambda a) - I_n'(\lambda a)K_n(\lambda a)\right] = -\frac{1}{\lambda a} \tag{2.40}$$

Mit Hilfe einer Substitution $x := \lambda a$ kann man das Potenzial, das nur noch von φ abhängt, schreiben als:

$$\Phi(\varphi, \varphi_0) = \frac{I\rho}{2\pi^2 a} \int_0^\infty dx \sum_{n=0}^{\infty} (2 - \delta_{n0}) \cos(n(\varphi - \varphi_0)) \frac{K_n(x)}{x K_n'(x)} \tag{2.41}$$

2.3.3 Superposition der Potentiale zur Wenneranordnung auf dem Zylinder

Wie schon erwähnt hängt das Potenzial Φ nur noch vom Azimutwinkel φ ab. Es reicht daher aus, bei der Superposition nur den von φ abhängigen Part der Gleichung zu betrachten, also den Cosinusterm $\cos(n(\varphi - \varphi_0))$. Die Position der Stromelektroden ist gegeben durch φ_0 , die der Potentialelektroden durch φ.

Die beiden Punkte, an denen das Potenzial gemessen wird, haben einen festen Winkelabstand zu den beiden Stromelektroden. Bezeichnet man die beiden Stromelektroden als C_1 und C_2 , sowie die Potenzialelektroden als P_1 und P_2 , gilt für die entsprechenden Winkeldifferenzen $\varphi - \varphi_0$ (siehe auch Abbildung (2.12)):

$$\varphi_{C_1P_1} = \frac{\pi}{3}; \quad \varphi_{C_1P_2} = \frac{2\pi}{3}; \quad \varphi_{C_2P_1} = \frac{2\pi}{3}; \quad \varphi_{C_2P_2} = \frac{\pi}{3}$$

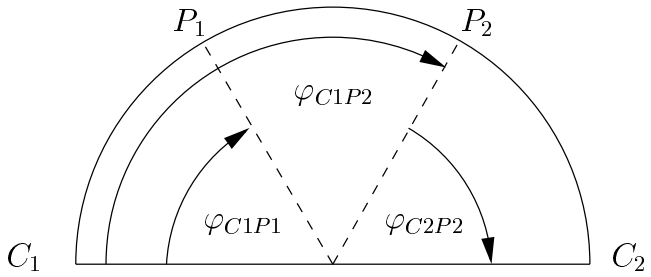


Abbildung 2.12: Veranschaulichung der Benennung der Winkel zwischen den Elektroden einer Wenneranordnung auf einem Halbzylinder.

Addiert man die entsprechenden Cosinusterme kommt man zu:

$$\underbrace{\cos(n\varphi_{C_1P_1}) - \cos(n\varphi_{C_1P_2})}_{Potenzial\ von\ C_1\ bei\ P_1, P_2} - \underbrace{\cos(n\varphi_{C_2P_1}) + \cos\left(n\varphi_{C_2P_2}\right)}_{Potenzial\ von\ C_2\ bei\ P_1, P_2} \tag{2.42}$$

$$= 2\left(\cos\left(\frac{n\pi}{3}\right) - \cos\left(\frac{2n\pi}{3}\right)\right)$$

$$= 4 \sin\left(\frac{n\pi}{2}\right) \sin\left(\frac{n\pi}{6}\right) \tag{2.43}$$

Man erhält dies nach Anwendung trigonometrischer Additionstheoreme. Der Ausdruck (2.43) kann nur vier verschiedene Werte annehmen, welche von n abhängig sind:

$$= \begin{cases} 0, & n\ gerade \\ 2, & n = 6m-5 \\ -4, & n = 6m-3 \\ 2, & n = 6m-1 \end{cases} \tag{2.44}$$

$$m = 1, 2, 3.....$$

Dabei ist m eine Hilfsvariable. Damit wäre das Problem des nichtleitenden Zylinders gelöst und die Lösung für das von der Sonde gemessene Wennerpotenzial lautet:

$$\Phi_{Wenner} = \frac{2I\rho}{\pi^2 a} \int_0^\infty dx \sum_{m=1}^{\infty} \left[f_{6m-5}(x) - 2f_{6m-3}(x) + f_{6m-1}(x) \right] \tag{2.45}$$

mit

$$f_n := -\frac{K_n(x)}{x\, K_n'(x)} \tag{2.46}$$

Das Integral aus Formel (2.45) ist nur numerisch zu berechnen, es ergibt einen Wert von 0.493323. Damit kann man nun den Konfigurationsfaktor der Anordnung ausrechnen:

$$k = \frac{\pi^2 a}{2 \cdot 0.493323} \tag{2.47}$$

Bei einem Sondenradius von $a = 0.0318\, m$ ergibt sich daher ein Konfigurationsfaktor von $k = 0.3181\, m$. Im Rahmen einer Diplomarbeit [Spindeldreher, 1997] wurde dieser Faktor experimentell überprüft. Es ergab sich ein Wert von $k_{exp} = 0.2969\, m \pm 0.0051\, m$. Die Abweichung des theoretisch berechneten vom experimentell bestimmten Wert beträgt also 7,2 %. Diese Abweichung kann laut Spindeldreher dadurch zustandekommen, dass in der Rechnung ein unendlich ausgedehnter Zylinder und Punktelektroden angenommen wurden.

Kapitel 3

Auswertungsverfahren für Daten der Leitfähigkeitssonde

Nachdem in Kapitel 2 die theoretischen Grundlagen sowie Aufbau und Messprinzip der ISELF-Sonde geschildert wurden, geht dieses Kapitel auf die Struktur der aufgenommenen Daten und das Auswertungsverfahren ein. Anhand einer Beispielmessung werden alle Schritte der Datenbearbeitung erklärt.

3.1 Struktur der aufgenommenen Daten

Sind die Messungen an einer Station abgeschlossen, wird die Sonde wieder an Bord des Schiffes geholt. Die Daten sind auf der Festplatte des Loggers gespeichert, der gemeinsam mit der Steuerungselektronik im Gewichtssatz der Wärmestromsonde untergebracht ist. Die gemessenen Daten werden von der Festplatte des Datenloggers über eine serielle Schnittstelle heruntergeladen. Dabei werden sie in Dateien von jeweils 1024 KB abgespeichert, was auf die einfache Speicherlogik des verwendeten Datenloggers zurückzuführen ist. Eine solche Datei enthält 520 s Messzeit, wenn man eine Samplerate von 250 Hz zugrunde legt. Wie schon in Kapitel 2, Abschnitt 2.2.2 erwähnt, werden die Messdaten ab Überschreiten einer bestimmten Druckschwelle auf die Festplatte geschrieben; die Aufzeichnung endet, wenn diese Schwelle wieder unterschritten wird. Der dazwischenliegende Zeitraum dauert etwa 1000 s . Daher belegt eine Einzelmessung knapp zwei Dateien, je nach Einstellung der Druckschwelle. Bei zehn Einzelmessungen erhält man also eine Gesamtdatenmenge von etwa $20 \cdot 1024$ KB.

Alle vier Kanäle der Sonde, also Beschleunigung, Druck und die beiden Elektrodenarrays, werden abwechselnd abgefragt und nacheinander abgespeichert. Deshalb bestehen die binären Dateien nur aus einer Spalte. Jeder Messwert besteht aus zwei Bytes. Davon enthalten die ersten vier Bits des ersten Bytes die Nummer des Kanals, die restlichen 12 Bits repräsentieren den Messwert. Zur weiteren Auswertung werden die Werte sortiert und in Dezimalzahlen umgerechnet.

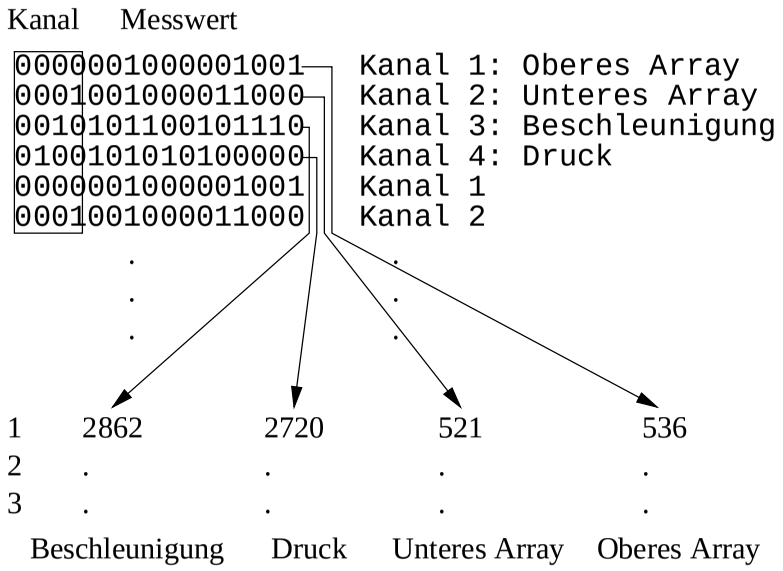


Abbildung 3.1: Schema zur Veranschaulichung des Sortierungsverfahrens und der Umrechnung der binären Informationen in Dezimalzahlen.

Dies geschieht mit Hilfe von Matlab, eines Softwarepaketes zur numerischen Bearbeitung und Darstellung von Daten, welches auch in der weiteren Auswertung benutzt wird. Das Ergebnis der Umsortierung ist eine fünfspaltige Ascii-Datei. Um die Datenstruktur und die Sortierung anschaulicher zu machen, dient Abbildung (3.1), die ein Beispiel dafür zeigt. Die Sortierung gestaltet sich in sofern etwas schwieriger, als dass die beiden Bytes, die zu einem Messwert gehören, untereinander in einer Spalte stehen. Um die dem Messwert entsprechende Binärzahl zu erhalten muss man zu den letzten vier Ziffern des oberen Bytes die Zahl 256 addieren und das Ergebnis dann zum zweiten Byte addieren.

In der ersten Spalte der Ascii-Datei wird ein Zähler angegeben, der später mit der Samplerate zu einer Zeit umgerechnet werden kann. In der zweiten Spalte befinden sich die Messwerte für die Beschleunigung, in der dritten die des Drucks und in der vierten und fünften Spalte sind die Messwerte für das untere und das obere Elektrodenarray angegeben. Diese Dateien haben eine Größe von 3092 KB.

Ein Beispiel für die ersten zehn Zeilen einer solchen Datei ist in Tabelle (3.1) zu sehen. Angegeben werden jeweils die Analog/Digital-Wandler-Werte für die einzelnen Größen. Die gemessenen Werte sind jeweils proportional zur Beschleunigung bzw. zum Druck oder Widerstand.

3.2 Typischer Verlauf einer Eindringung

Bevor die eigentliche Auswertung beginnt, müssen die Eindringvorgänge, die nur einen Bruchteil einer Datei ausmachen, herausgesucht werden. Dies geschieht

Tabelle 3.1: Beginn einer Rohdatendatei im ASCII-Format

Time	Acceleration	Pressure	Lower Array	Upper Array
1	2862	2720	521	536
2	2861	2719	521	536
3	2861	2720	523	537
4	2862	2719	524	534
5	2862	2719	520	537
6	2863	2719	525	535
7	2862	2719	520	537
8	2862	2719	525	535
9	2862	2719	520	537

durch eine grafische Darstellung der Messdaten, mit deren Hilfe man manuell den Zeitpunkt des Beginns sowie den Endzeitpunkt der Eindringung festlegt. Abbildung (3.2) stellt einen Ausschnitt aus einer Datei dar. Der Beginn des Eindringvorgangs ist in allen vier Kanälen zu erkennen. In den Druckdaten zeigt er sich durch eine Änderung in der Steigung. Das Ende kennzeichnet sich dadurch, dass sich der Druck nicht mehr ändert, weil die Sonde fest im Sediment steckt. Beginn und Ende des Eindringvorganges sind hier zwar erkennbar, zur Festlegung dieser Zeitpunkte werden aber eher die anderen Kanäle benutzt. In der Beschleunigung sind zunächst deutlich die Auswirkungen der Schiffsbewegung auf die Bewegung der Sonde zu erkennen. Es gibt hier Schwankungen mit einer Periode von etwa sechs bis sieben Sekunden. Das Auftreffen der Sonde auf den Meeresboden ist in der Beschleunigung gekennzeichnet durch das plötzliche Ansteigen der höherfrequenten Anteile im Messsignal. Deutlich tritt auch das Auftreffen des Gewichtssatzes am Ende des Eindringvorgangs hervor. Die Beschleunigung im Stillstand entspricht der Erdbeschleunigung an der Messposition. In den elektrischen Daten, welche proportional zum spezifischen Widerstand im Medium sind, zeigt sich der Beginn des Eindringens als ein Sprung von einem niedrigeren, dem spezifischen Widerstand des Meerwassers proportionalen Wert, auf einen höheren Wert im Sediment. Der zeitlich konstante Wert vor und nach dem Eindringvorgang bestätigt, dass keine Polarisationseffekte an den Elektroden entstehen und dass die Elektroden während der Messung nicht durch Elektrolyse korrodieren.

Die Eindringvorgänge werden einzeln abgespeichert, da nur sie zur weiteren Auswertung benötigt werden. Sie erhalten zusätzlich einen Header, in dem alle wichtigen Informationen wie Position der Messung, Wassertiefe und Nummer der Eindringung verzeichnet sind. Diese Informationen werden außerdem noch in einem Matlab-internen Format abgespeichert, wodurch man für die weitere Auswertung einen einfacheren Zugriff auf diese Daten hat. Im Verlauf der Auswertung wird dieses sogenannte "Matfile" noch ergänzt, z.B. um den Wert der

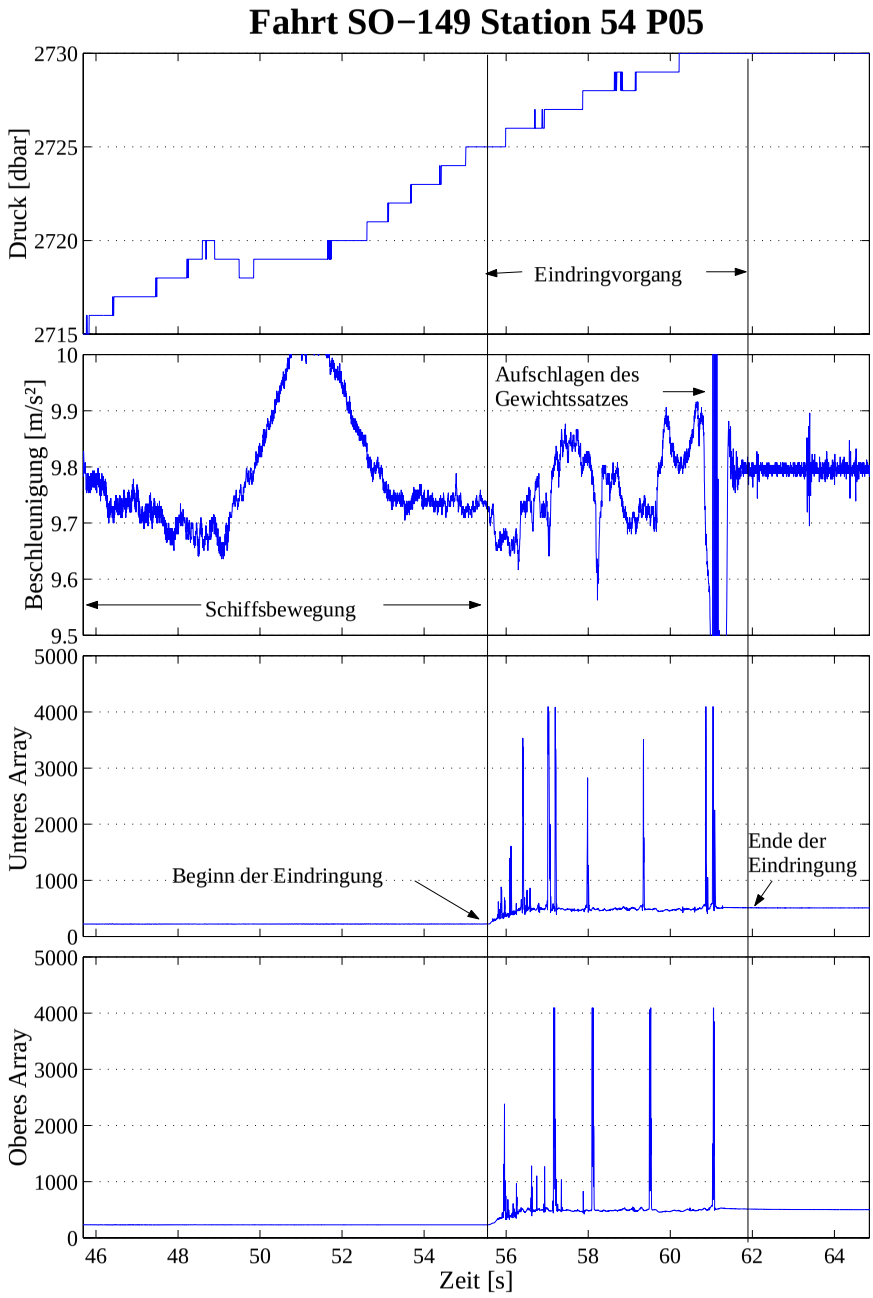


Abbildung 3.2: Ausschnitt einer Rohdatendatei in dem ein Eindringvorgang enthalten ist. Deutlich zu sehen ist die Einwirkung der Schiffsbewegung sowie das Aufschlagen des Gewichtssatzes der Sonde

Beschleunigung im Stillstand sowie den im Wasser gemessenen Wert für das obere und das untere Array. Später soll der Inhalt eines am Ende der Auswertung vollständigen Matfiles als Beispiel gezeigt werden.

3.3 Berechnung der Eindringtiefe

Wie schon in Kapitel 2, Abschnitt 2.2.1 erwähnt wurde ein Beschleunigungssensor in die Sonde eingebaut, um den Verlauf des Eindringvorgangs rekonstruieren zu können. Aus der gemessenen zeitabhängigen Beschleunigung kann man durch Integration die Eindringgeschwindigkeit berechnen. Aus dieser erhält man durch nochmalige Integration die Eindringtiefe in Abhängigkeit von der Zeit. Damit lassen sich dann die Messwerte der beiden Elektrodenarrays in Abhängigkeit von der Tiefe darstellen und man erhält ein Messwert-Tiefen-Profil.

Bevor die Beschleunigung integriert wird, muss der Wert für die Erdbeschleunigung abgezogen werden. Man kann ihn in den Daten zu der Zeit ablesen, in der die Sonde fest im Sediment steckt. Das ist nötig, weil diese Beschleunigung zwar vom Sensor gemessen wird, aber nicht zur Bewegung beiträgt. Während des Fierens und auch während des Eindringens befindet sich die Sonde am Kabel, welches die Wirkung der Erdbeschleunigung aufhebt, da die Sonde so nicht in den freien Fall übergeht. Deshalb ist die Sinkgeschwindigkeit in der Wassersäule mehr oder weniger konstant. Die Schwankungen, die von der Schiffsbewegung verursacht werden, tragen jedoch zur Bewegung bei und werden nicht subtrahiert. Wichtig ist also nur die Bremsbeschleunigung, die am Ende des Eindringvorgangs gleich Null ist.

Es wurde der Versuch unternommen, den Beschleunigungssensor mit Hilfe der Erdbeschleunigung an der Messposition zu eichen. Dazu sollte ausgenutzt werden, dass sich der Schwerewert sowohl mit der Wassertiefe als auch mit der geographischen Breite ändert. Die Ergebnisse erwiesen sich jedoch nicht als befriedigend. Da sich die Messpositionen in der Breite nicht großskalig ändern, liegen die Werte zu nah beieinander, als dass man einen verlässlichen Zusammenhang daraus ablesen könnte. Werte von verschiedenen Messkampagnen zu nehmen, die geographisch weiter gestreut sind, ist wahrscheinlich keine Alternative, da eine gewisse Instrumentendrift nicht auszuschließen ist.

3.3.1 Integration

Die Geschwindigkeit geht aus Integration der Beschleunigung hervor:

$$v(t) = \int_0^t dt\, a(t) \tag{3.1}$$

Die Eindringtiefe wiederum geht aus der Integration der Geschwindigkeit hervor:

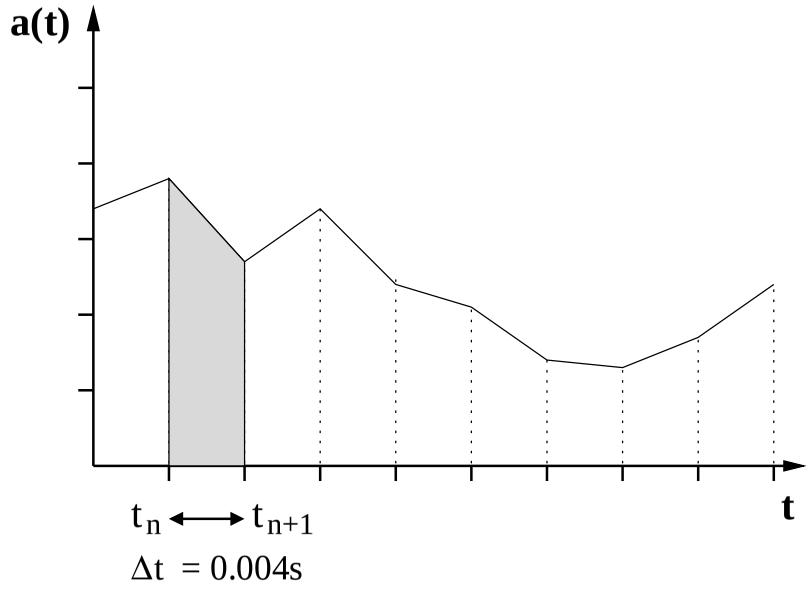


Abbildung 3.3: Numerische Integration der Beschleunigung, aufsummiert werden die Trapezflächen.

$$s(t) = \int_0^t dt\, v(t) \tag{3.2}$$

Dabei ist $v(t_{end}) = 0$ und $s(t_0) = 0$. Die Integration wird mit Matlab durchgeführt. Sie basiert darauf, dass die Änderung von einem Messwert auf den nächsten als linear angenommen wird. Demnach werden also Trapeze von der Breite des Sampleintervalles aufsummiert (siehe Abbildung (3.3)).

$$v(t) = \sum_{n=0}^{n_{end}} a(t_n)\,\Delta t + \frac{1}{2}\left[a(t_{n+1}) - a(t_n)\right]\Delta t \tag{3.3}$$

Da der Beschleunigungssensor nicht zuverlässig geeicht ist, benötigt man einen zusätzlichen Randwert. Kennt man z.B. die maximale Eindringtiefe, so kann man das Ergebnis der zweiten Integration darauf normieren. Dafür wird zunächst die maximale Eindringung auf eins normiert , d.h. die Werte für die Beschleunigung liegen dann zwischen Null und eins. Indem man diese Werte mit der bekannten maximalen Eindringtiefe multipliziert, hat man sie auf diese normiert. Aus diesen Werten kann man schließlich durch Differenziation die richtigen Werte für die Geschwindigkeit berechnen.

Zuerst wurde dieses Verfahren auf die Geschwindigkeit angewendet. Da die Sonde vor der Eindringung mit einer konstanten Geschwindigkeit von 1 $\frac{m}{s}$ gefiert wird, wurde die Geschwindigkeit auf einen Maximalwert von 1 $\frac{m}{s}$ normiert. Die Ergebnisse dieser Methode waren jedoch nicht zufriedenstellend, was sich vor allem daraus ergibt, dass die Geschwindigkeit durch die Schiffsbewegung sehr

stark variiert. Sie kann zu Beginn des Eindringvorgangs deutlich höher oder deutlich niedriger als die Fiergeschwindigkeit sein.

Eine weitere Möglichkeit ergibt sich durch das markante Signal in der Beschleunigung, welches der Gewichtssatz beim Aufprallen auf den Meeresboden verursacht. Beendet man die Integration an dieser Stelle, kann man die maximale Eindringtiefe auf 4 m normieren, denn dies entspricht genau der Entfernung vom unteren Ende der Spitze bis zum Gewichtssatz. Dabei nimmt man jedoch an, dass die Sonde genau senkrecht in das Sediment eindringt. Die Wärmestromsonde ist mit einem Neigungssensor ausgestattet, die Messdaten dieses Sensors zeigen, dass dies selten der Fall ist. Die Neigungswinkel im Stillstand der Sonde variieren von etwa einem bis zehn Grad. Die Auswirkungen auf die maximale Eindringtiefe sind leicht auszurechnen. Es gilt:

$$Maximale\ Eindringtiefe = \cos\left(Neigung\right) \cdot 4m$$

Bei einer durchschnittlichen Neigung von 3 Grad ergibt sich eine Abweichung in der Größenordnung einiger Millimeter. Bei Neigungen von 10 Grad ist es jedoch durchaus sinnvoll, die Abweichung zu berücksichtigen, da sie in diesem Fall etwa sechs Zentimeter beträgt. Diese große Neigung kommt jedoch äußerst selten vor (in den Daten, die in dieser Arbeit besprochen werden gibt es einen einzigen Fall), deshalb wird die Neigung bei der Auswertung nicht routinemäßig berücksichtigt.

Da es möglich ist, dass der Gewichtssatz selbst noch einige Zentimeter bis Dezimeter in das weiche Sediment einsinkt, wurde eine weitere Verbesserung des Normierungsverfahrens angestrebt: Völlig unabhängig von der Beschleunigung wurde eine maximale thermische Eindringtiefe berechnet. Dieses Verfahren soll im nächsten Abschnitt erläutert werden.

3.3.2 Thermische Eindringtiefe

Die In-Situ-Sonde für elektrische Leitfähigkeit wird meist in Kombination mit einer Wärmestromsonde eingesetzt (siehe Kapitel 2, Abschnitt 2.2.1). Völlig unabhängig von den elektrischen Messungen wird für jede Eindringung also auch ein Temperaturgradient gemessen und teilweise auch eine Wärmeleitfähigkeit bestimmt. Sind diese beiden Größen bekannt, lässt sich daraus eine thermische Eindringtiefe berechnen.

Die Temperatur ist im Sediment im Allgemeinen höher als im Bodenwasser. Wenn man annimmt, dass sich Sediment und Wasser in einem thermischen Gleichgewicht befinden, kann man davon ausgehen, dass die Temperatur in Richtung der Sedimentoberfläche kontinuierlich abnimmt. An der Grenzfläche zwischen Wasser und Sediment ist die Temperatur gleich der des Bodenwassers. Der Temperaturverlauf hängt aber nicht nur mit dem Abstand zu dieser Grenzfläche zusammen, sondern wird auch von der Wärmeleitfähigkeit bestimmt. Die Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe unter dem Meeresboden wird beschrieben

von Bullard (1939):

$$T(z) = q \int_0^z \frac{dz^*}{\lambda(z^*)} + T_0 \tag{3.4}$$

Die Temperatur ändert sich also nicht linear mit der Tiefe, sondern mit der über die Tiefe integrierten reziproken Wärmeleitfähigkeit. Die Proportionalitätskonstante q ist die Wärmestromdichte, die Temperatur T_0 steht für die Temperatur an der Sedimentoberfläche bzw. für die Bodenwassertemperatur $T(0)$. Das Integral in Gleichung (3.4) wird auch thermischer Widerstand w oder Bullardtiefe genannt und hat die Einheit $\frac{m^2K}{W}$.

Während einer Wärmestrommessung wird von den 11 Thermistoren die Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe gemessen. Dabei handelt es sich um diskrete Werte, da die Thermistoren in einem Abstand von 30 cm angebracht sind und die Messung statisch, also nach im Stillstand der Sonde, durchgeführt wird. Die Wärmeleitfähigkeit kann nur indirekt aus den Temperaturen bestimmt werden. Durch das diskrete Temperaturprofil ergeben sich auch hier diskrete Werte. Das Verfahren zur Bestimmung der In-Situ-Wärmeleitfähigkeit wird später in Abschnitt 3.5 geschildert werden. Aus der Wärmeleitfähigkeit λ kann nun für jedes z ein entsprechender thermischer Widerstand berechnet werden, allerdings wird das Integral aus Gleichung (3.4) aufgrund der diskreten Werte zur Summe. Diese Berechnungen gehören in der Arbeitsgruppe Meerestechnik/Sensorik zur Standardauswertung der Wärmestrom-Daten und sind deshalb vorhanden.

In Abbildung (3.4) ist der thermische Widerstand einer Messung gegen die Temperatur aufgetragen. Dabei handelt es sich um eine Temperatur relativ zum Bodenwasser. Die Bodenwassertemperatur T_0 ist bekannt, da die Temperaturdaten auch schon in der Wassersäule aufgezeichnet werden. Durch eine lineare Regression kann der Gradient $\frac{1}{q}$ berechnet werden. Man erhält hier den Kehrwert von q, da der thermische Widerstand zur besseren Veranschaulichung gegen die Temperatur aufgetragen wurde und nicht umgekehrt. Die gestrichelte Linie in Abbildung (3.4) ist eine so ermittelte Regressionsgerade mit der Steigung $\frac{1}{q}$.

Die Temperatur nimmt in Richtung Sedimentoberfläche kontinuierlich ab, bis sie an der Oberfläche schließlich den Wert der Bodenwassertemperatur erreicht. Da es sich in diesem Beispiel um Temperaturen relativ zum Bodenwasser handelt, sollte die aufgetragene Temperatur an der Sedimentoberfläche gleich Null sein.

Mit Hilfe des errechneten Gradienten $\frac{1}{q}$ kann man den thermischen Widerstand bestimmen, für den die relative Temperatur gleich Null ist. Dies ist der Wert für w , welcher der Sedimentoberfläche entspricht. Da man den thermischen Widerstand für die Position des obersten Thermistors gleich Null gesetzt hat, erhält man einen negativen Wert. Multipliziert man diesen Wert mit der mittleren Wärmeleitfähigkeit aus dieser Messung, erhält man die entsprechende Eindringtiefe des obersten Thermistors. Zum besseren Verständnis soll das Verfahren für die in Abbildung (3.4) dargestellte Messung vorgerechnet werden. Die

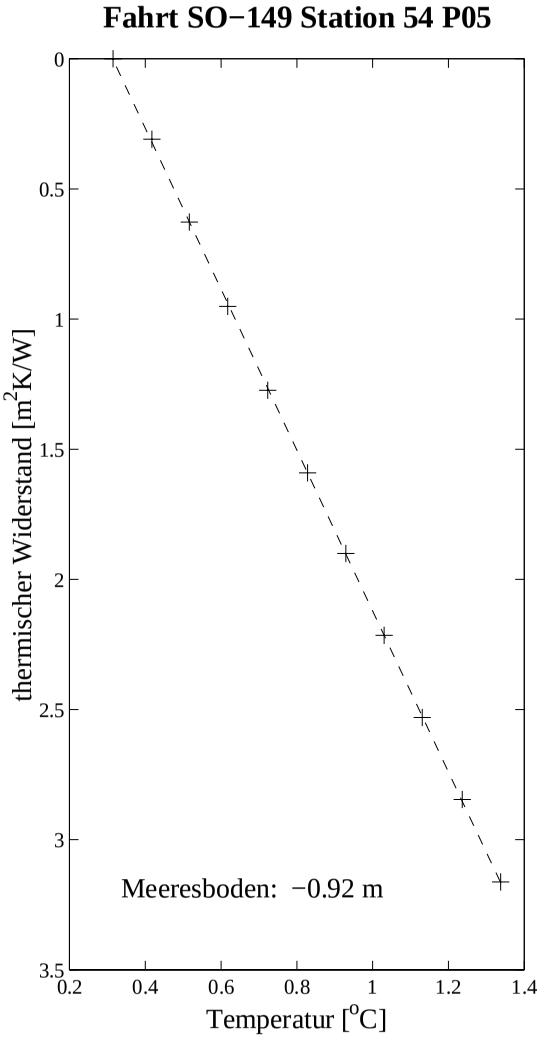


Abbildung 3.4: Thermischer Widerstand w aufgetragen gegen die im Sediment gemessene Temperatur. Die Steigung der gestrichelten Geraden, die das Produkt einer linearen Regression ist, entspricht dem Kehrwert der Wärmestromdichte q

lineare Regression für dieses Beispiel ergibt:

$$\frac{1}{q} = 3.091\frac{m^2}{W};\ \textit{Achsenabschnitt}\ w_0 = -0.9697\frac{m^2K}{W}$$

Da die mittlere Wärmeleitfähigkeit bei dieser Messung $0.9505\frac{W}{mK}$ beträgt, ergibt sich eine Tiefe z_1 von

$$z_1 = \left(-0.9697\frac{m^2K}{W}\right) \cdot \left(-0.9505\frac{W}{mK}\right) = 0.9217m$$

Dies ist also die Eindringtiefe des obersten Thermistors. Da sich dieser 0.76 m unterhalb des Gewichtssatzes befindet, beträgt die Eindringtiefe in diesem Fall zusätzliche 0.16 m , oder insgesamt 4.16 m.

Da die lineare Annäherung des Gradienten sehr gut ist, ist der Fehler der Regression zu vernachlässigen. Es gibt jedoch auch Stationen, an denen der Temperaturgradient nicht linear anzunähern ist, da er z.B. durch Schwankungen der Bodenwassertemperatur gestört ist. Bei diesen Stationen muss die maximale Eindringtiefe genauso wie bei den Stationen, an denen keine Temperaturen, sondern nur Geoelektrik gemessen wurde, weiterhin auf 4 m gesetzt werden.

3.3.3 Manuelle Überprüfung der Geschwindigkeit

Um die durch Integration und Normierung erhaltene Geschwindigkeit zu überprüfen, wurde die Geschwindigkeit noch einmal auf eine andere Weise bestimmt. Betrachtet man ein typisches Widerstands-Tiefen-Profil einer Messung, so bestehen die Daten meist aus einem Plateau relativ konstanten Wertes mit einigen Ausschlägen, die einen sehr hohen Widerstandswert zeigen. Die Ursache dieser Struktur soll im Kapitel 4 näher untersucht werden. Stehen die Ausschläge im Zusammenhang mit der Sedimentstruktur, so müssen die beiden Arrays sie in zu unterschiedlichen Zeiten messen, da sie zehn Zentimeter voneinander entfernt sind. Aus der entsprechenden Zeitdifferenz lässt sich ebenfalls eine Eindringgeschwindigkeit ermitteln.

Dazu betrachtet man die Daten in Abhängigkeit von der Zeit und ordnet die einzelnen Peaks einander zu. Mit

$$v = \frac{s}{\Delta t} \tag{3.5}$$

lässt sich aus der Zeitdifferenz eine Geschwindigkeit ausrechnen, wobei s 0.1 m beträgt. Zu Beginn einer Eindringung ist es meist schwierig, die Ausschläge einander zuzuordnen. Wie man in Abbildung (3.5) sehen kann, erscheinen sie zu Anfang zahlreicher als im weiteren Verlauf der Eindringung, was unter anderem daran liegen kann, dass dort die Eindringgeschwindigkeit noch relativ hoch ist. Leider liefert dieses Verfahren die Eindringgeschwindigkeit nur für wenige Zeitpunkte, da nicht beliebig viele Ausschläge vorhanden sind.

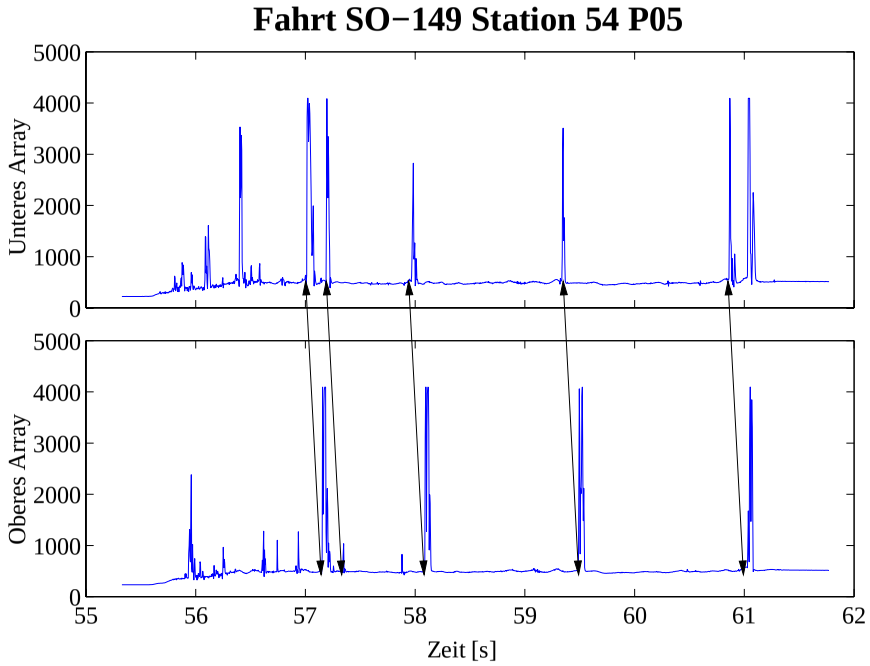


Abbildung 3.5: Zuordnung der Ausschläge beider Arrays. Die Zeitdifferenz zwischen den Peaks ist hier deutlich zu erkennen.

Es lässt sich auch eine Fehlerabschätzung für dieses Verfahren angeben. Bei einer geschätzten Ablesegenauigkeit der Zeit von 0.025 s und einer durchschnittlichen Zeitverschiebung Δt ergibt sich nach den Gesetzen der Fehlerfortpflanzung:

$$\delta v = \left| \frac{\partial v}{\partial (\Delta t)} \cdot \delta (\Delta t) \right| = \left| \frac{0.1m}{(\Delta t)^2} \cdot 0.025s \right| \approx 0.11 \frac{m}{s} \tag{3.6}$$

Dabei wird der Fehler um so kleiner, je geringer die Geschwindigkeit ist.

Abbildung (3.6) zeigt einen Vergleich der durch Integration bzw. manuell bestimmten Geschwindigkeiten. Sie stimmen sowohl im Verlauf als auch im Absolutwert gut überein. Bei einigen Messungen ergeben sich Werte bis zu $1.5\frac{m}{s}$ (nicht in der hier gezeigten), es zeigt sich also, dass die Eindringgeschwindigkeit auch deutlich höher sein kann als die Fiergeschwindigkeit.

Die gute Übereinstimmung kann als Bestätigung für die gewählte Normierungsbedingung der Eindringtiefe gewertet werden. Ebenso bestätigt sie die Zuverlässigkeit des Beschleunigungssensors und den Zusammenhang zwischen den Ausschlägen und der Sedimentstruktur.

3.3.4 Ergebnis der bisherigen Datenauswertung

In Abbildung (3.7) ist das vollständige Ergebnis der bisherigen Datenbearbeitung zu sehen. Das erste Diagramm zeigt die Eindringgeschwindigkeit in Abhängigkeit

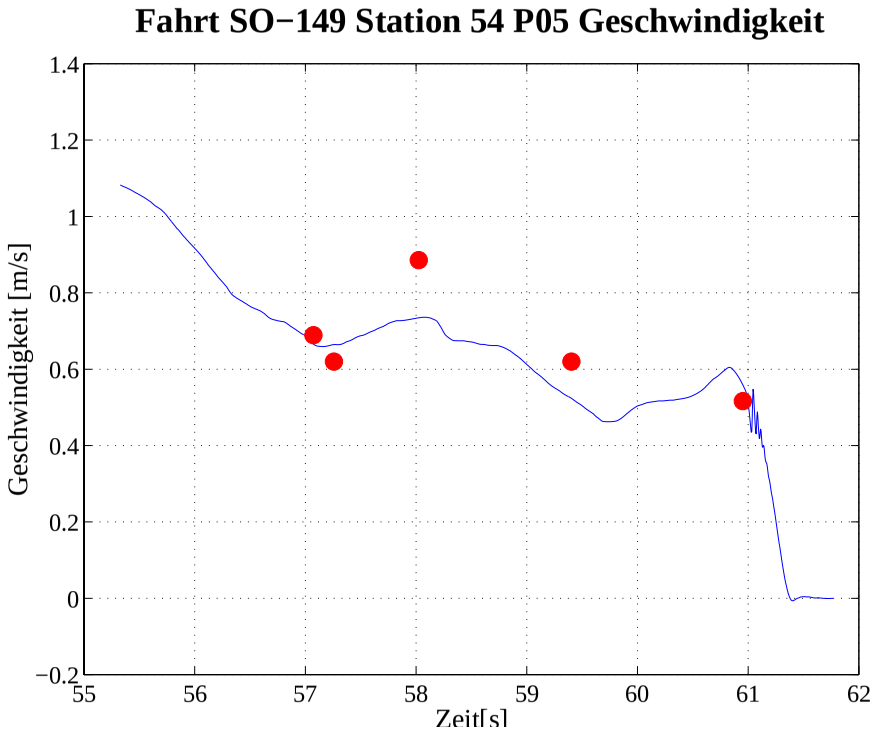


Abbildung 3.6: Vergleich von manuell bestimmter Geschwindigkeit, dargestellt durch Punkte, und durch Integration bestimmter Geschwindigkeit, dargestellt von der durchgezogenen Linie.

von der Zeit. In diesem Beispiel ist sie zu Beginn nur unwesentlich höher als die Fiergeschwindigkeit. Sie fällt langsam weiter ab, dabei kann man immer noch den Einfluss der Schiffsbewegungen als periodische Schwankung erkennen. Zum Ende bremst die Sonde relativ schnell auf Null ab. Das zweite Diagramm zeigt die Eindringtiefe in Abhängigkeit von der Zeit. Da diese nun gegeben ist, lassen sich die widerstandsproportionalen Werte der beiden Elektrodenarrays in Abhängigkeit von der Tiefe darstellen. Dabei muss jedoch der Abstand zwischen beiden sowie der Abstand des unteren Arrays von der Spitze berücksichtigt werden. Die Integration beginnt mit dem Zeitpunkt des Eindringens der Spitze, das untere Array ist zu dieser Zeit jedoch noch etwa 15 cm vom Meeresboden entfernt. Im Folgenden sind die Messdaten des unteren Arrays immer gegen die Eindringtiefe der Sondenspitze aufgetragen. Deutlich zu sehen ist in dieser Abbildung, dass die hohen Ausschläge von beiden Arrays jetzt in einer Tiefe angezeigt werden. Da hier ein anderer Bildausschnitt als in den vorhergehenden Abbildungen gewählt wurde, erkennt man ebenfalls, dass diese Übereinstimmung auch in den feinerskaligen Variationen der Daten zu beobachten ist.

3.4 Formationsfaktor und Porosität

3.4.1 Berechnung des Formationsfaktors

Wie schon in Kapitel 2, Abschnitt 2.2.1 angedeutet, ist der Formationsfaktor eine hilfreiche Größe bei der Auswertung elektrischer Daten. Ohne die Anwendung von Eichverfahren kann man durch den Formationsfakor, der als das Verhältnis von gesamtem gemessenen spezifischen Widerstand zum spezifischen Widerstand des Wassers definiert ist, quantitative Aussagen machen.

Um den Formationsfaktor zu bestimmen wurde für jede Messung zusätzlich der von der Sonde gemessene Wert für das Bodenwasser kurz vor der Eindringung gespeichert. Mit diesem Wert kann dann der Formationsfaktor der Messung berechnet werden, wenn man davon ausgeht, dass die Leitfähigkeit des Bodenwassers der Leitfähigkeit des Sediments entspricht. Der Formationsfaktor ist gegeben durch

$$FF = \frac{\rho}{\rho_w} = \frac{a}{\varphi^m} \tag{3.7}$$

Ein typischer Verlauf des Formationsfaktors für Messungen mit der ISELF-Sonde ist in Abbildung (3.8) zu sehen. Auch hier gilt natürlich, dass die quantitative Auswertung auf den Plateauwert beschränkt ist und die hohen Ausschläge nur qualitativ auszuwerten sind.

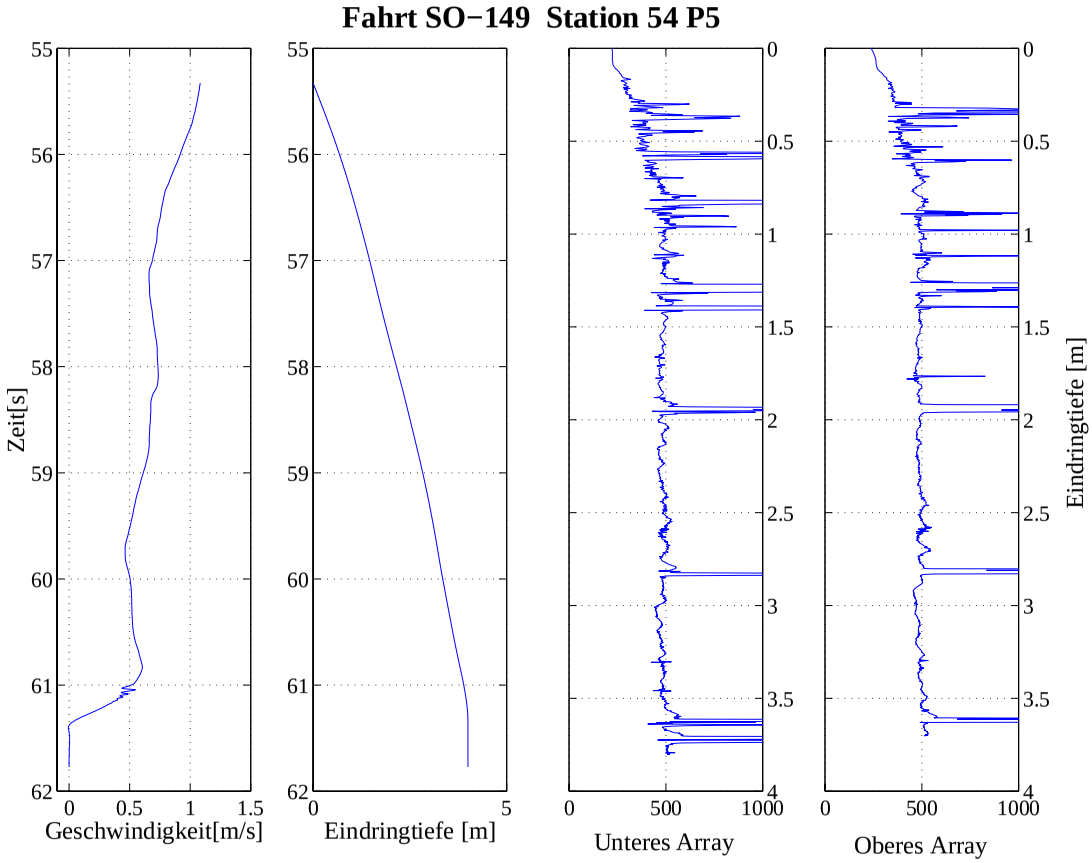


Abbildung 3.7: Ergebnis der bisheringen Datenauswertung. Diagramm eins und zwei zeigen Geschwindigkeit bzw. Eindringtiefe in Abhängigkeit von der Zeit, in Diagramm 3 und 4 sind die Messdaten der beiden Elektrodenarrays gegen die Tiefe aufgetragen.

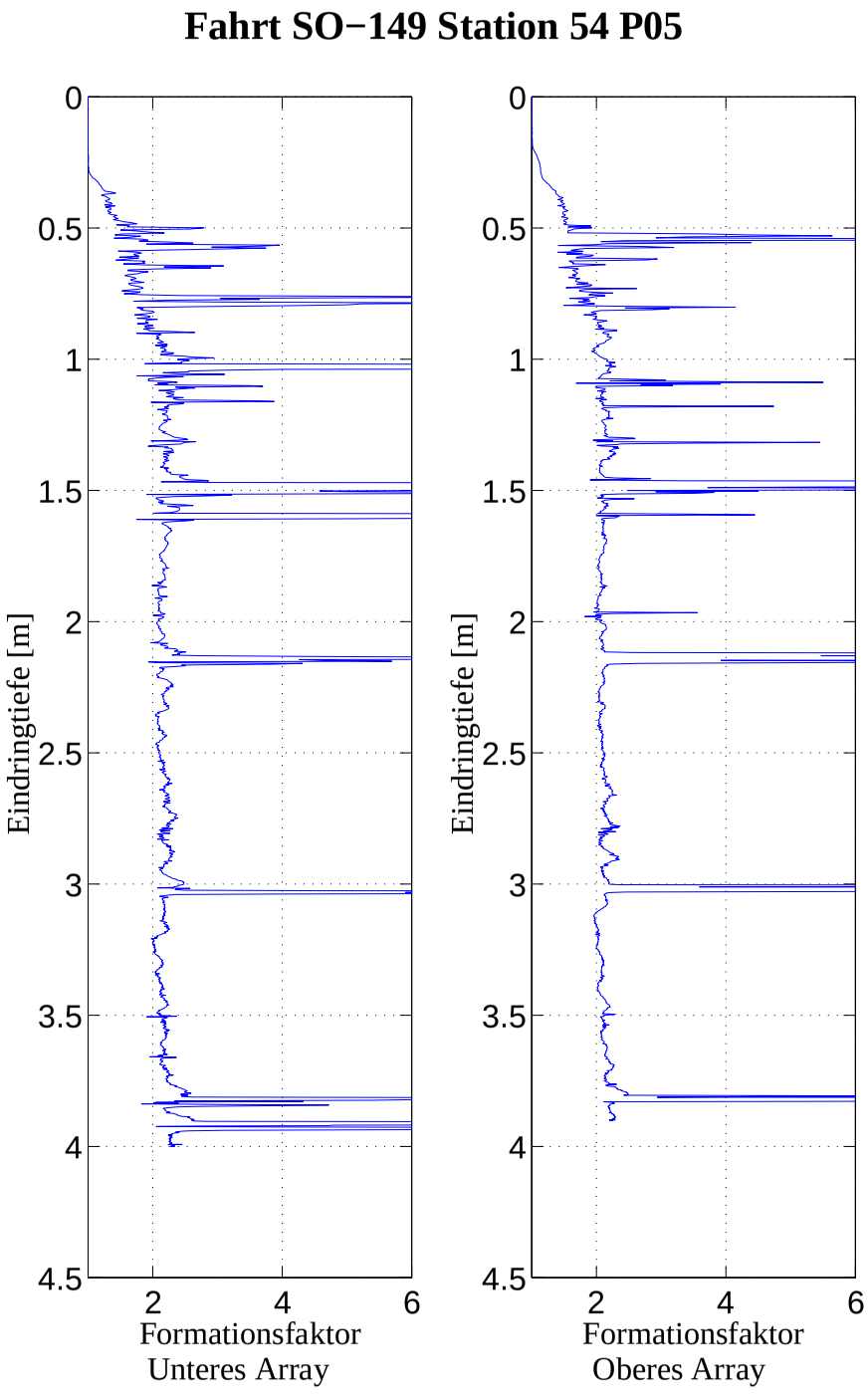


Abbildung 3.8: Typischer Verlauf des Formationsfaktors mit der Tiefe.

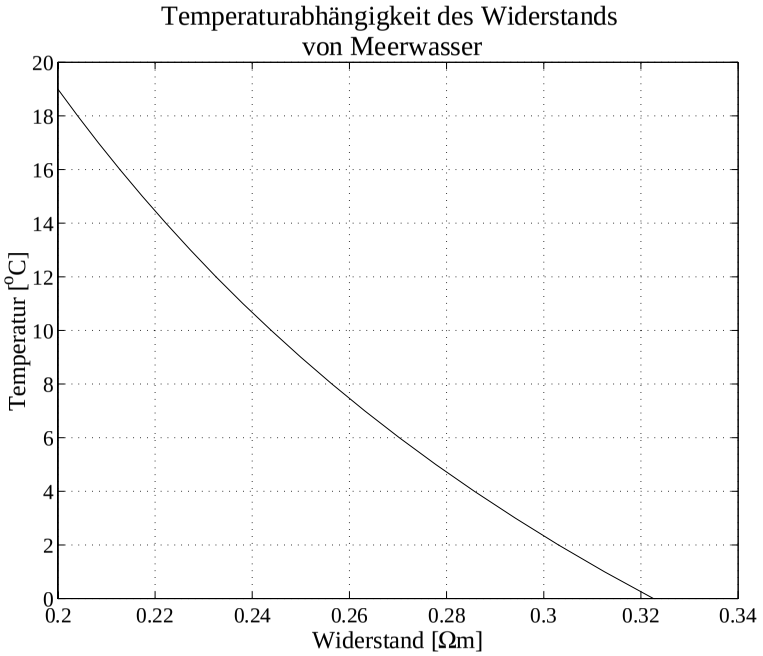


Abbildung 3.9: Spezifischer Widerstand des Meerwassers in Abhängigkeit von der Temperatur

3.4.2 Temperaturabhängigkeit der Leitfähigkeit und Einfluss auf den Formationsfaktor

Wie aus der Gleichung (3.7) abzulesen, spielt die elektrische Leitfähigkeit des Porenwassers eine ausschlaggebende Rolle bei der Berechnung des Formationsfaktors. Die Leitfähigkeit des Wassers ist jedoch abhängig von der Temperatur, da Elektrolyte bei höheren Temperaturen einen niedrigeren Widerstand haben(siehe auch Kapitel 2, Abschnitt 2.1). Für diesen Zusammenhang gibt es eine experimentelle Formel [Becker et al., 1982]:

$$\rho_w = \frac{1}{3 + 0.1T} \tag{3.8}$$

Ihr Verlauf ist dargestellt in Abbildung (3.9). Diese Formel gilt für Seewasser mittlerer Salinität von 34 Promille. Um die Temperaturabhängigkeit des gemessenen Gesamtwiderstands angeben zu können, muss man das Gesetz von Archie betrachten, welches Gesamtwiderstand und Porenwasserwiderstand verknüpft:

$$\frac{\rho}{\rho_w} = \frac{a}{\varphi^m}$$

$$\Leftrightarrow \ \rho = \rho_w \frac{a}{\varphi^m} \tag{3.9}$$

Der Gesamtwiderstand ist also für eine feste Porosität proportional zum spezifischen Widerstand des Porenwassers. Betrachtet man das Verhältnis der beiden

Widerstände, fällt die Temperaturabhängigkeit heraus. Da der Formationsfaktor eine Verhältnisgröße ist, ist er also unabhängig von der Temperatur. Diese muss demnach bei der weiteren Auswertung des Formationsfaktors nicht berücksichtigt werden.

3.4.3 Berechnung der Porosität aus dem Formationsfaktor

In den vorherigen Abschnitten wurde schon mehrmals auf den Zusammenhang zwischen Formationsfaktor und Porosität hingewiesen (siehe z.B. Gleichung (3.7)). Die in der Gleichung vorkommenden Parameter a und m sind dabei experimentelle Konstanten. Diese können für eine bestimmte Gesteins- oder Sedimentformation bestimmt werden, indem man im Labor unabhängig voneinander Formationsfaktor und Porosität direkt bestimmt und eine bestmögliche Anpassung der Gleichung (3.7) durch Variation der Parameter a und m anstrebt. In seiner grundlegenden Arbeit von 1942 stellte Archie Ergebnisse aus Untersuchungen an Sandsteinformationen vor, für diese Formationen ergaben sich Werte von a=1 und m=2. In dieser Arbeit werden aber marine Sedimente betrachtet, die vollkommen andere Strukturen und Zusammensetzungen aufweisen und auch noch nicht verfestigt sind. Aufgrund der Nähe zur Küste und dem ständigen Nachschub an Turbiditsedimenten vom Kontinentalhang ist es wahrscheinlich, dass terrigene Sedimente einen großen Anteil im Cascadia Basin bilden. Aber auch durch marine Organismen gebildete Partikel werden dort sedimentiert [Shipboard Scientific Party, 1996].

Bei Untersuchungen an kalkhaltigen marinen Sedimenten aus der Bering-See wurden die Parameter a und m zu a=1.3 und m=1.45 bestimmt [Boyce, 1968]. Ergebnisse aus der Auswertung der elektrischen Daten der ODP-Sites 888 bzw. 889/890, welche im Cascadia-Becken augenommen wurden, ergaben hingegegen die Parameter a=1.4 und m=1.7 [Hyndman et al., 1999]. Je nach Eigenschaften des jeweiligen Sedimentes ergeben sich verschiedene Werte, die alle experimentell aus Proben bestimmt wuden. Dabei ist außerdem noch zu beachten, dass sich die Parameter meist nur für eine bestimmte Porositätsspanne, die von den Proben überdeckt wurde, gelten. Die Unterschiede in den berechneten Porositäten betragen einige Prozent (siehe Abbildung(3.10)).

Zur Auswertung der in dieser Arbeit vorgestellten Daten wurden die Parameter nach Boyce benutzt. Die Zusammensetzung des Sediments entspricht zwar nicht genau der des von Boyce untersuchten, aber die Ergebnisse, die diese Parameter liefern, stimmen relativ gut überein mit den Ergebnissen unabhängiger Porositätsmessungen. Dies wird im folgenden Kapitel gezeigt werden. Da es sich um experimentell ermittelte Parameter handelt, legitimiert die gute Übereinstimmung die Verwendung der Parameter von Boyce.

Das Vorhandensein von Tonmineralen in Sedimenten erschwert in der Regel die Auswertung der elektrischen Daten [z.B.Revil et al., 1998]. Archie ging bei der Formulierung seines Gesetzes davon aus, dass die elektrische Leitung aus-

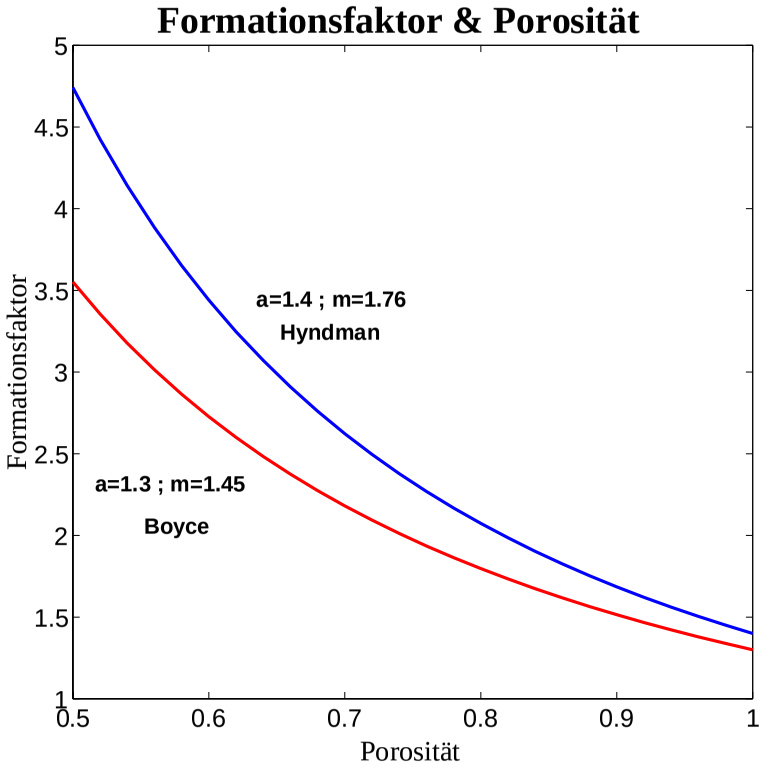


Abbildung 3.10: Abhängigkeit von Formationsfaktor und Porosität für verschiedene Parameter a und m

schließlich auf das Porenwasser im Sediment beschränkt ist. Tonminerale können jedoch selbst zur Leitung beitragen, da auf ihrer Oberfläche Strom fließen kann [Schön, 1996]. Analysen an Kernen im Messgebiet ergaben, dass Tonminerale in den Sedimenten des Cascadia-Beckens vorhanden sind. In einem solchen Fall setzt sich die elektrische Leitfähigkeit aus einem elektrolytischen Anteil und einem Oberflächenleitungsanteil zusammen. Da die Ergebnisse, die auf den einfachen Annahmen von Archie basieren, gut mit unabhängigen Messungen übereinstimmen, wurde der Einfluß der Tonminerale auf die Leitfähigkeit des Sediments hier jedoch vernachlässigt.

3.5 Wärmeleitfähigkeit

3.5.1 Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit aus Temperaturmessungen

Da beim Einsatz der ISELF-Sonde parallel zur elektrischen In-Situ-Leitfähigkeit meist auch die Wärmeleitfähigkeit des Sediments bestimmt wird, soll das in der Arbeitsgruppe Meerestechnik/ Sensorik benutzte Verfahren zur Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit kurz erläutert werden, wobei der folgende Abschnitt an Hartmann & Villinger (2002) angelehnt ist. Dieses Verfahren basiert auf der Messung des Temperaturgradienten im Sediment. Zur Veranschaulichung ist der typische Temperaturverlauf einer kombinierten Wärmestromdichte- bzw. Wärmeleitfähigkeitsmessung in Abbildung 3.11 dargestellt. Während des Eindringens erhöht sich durch die entstehende Reibungswärme zunächst die von den Thermistoren gemessene Temperatur. Ist der Eindringvorgang beendet, gleicht sich die Temperatur des Sensorrohrs der Sedimenttemperatur an. Nach einiger Zeit wird ein Wärmepuls abgegeben, welcher durch einen Heizdraht im Sensorrohr verursacht wird. Dieser Puls dauerte bei den in dieser Arbeit verwendeten Messungen 20 s.

Anschließend fällt die Temperatur wieder ab und gleicht sich wiederum der Sedimenttemperatur an. Da die Zeit einer Messung dazu nicht ausreicht, erreicht sie diese jedoch nicht. Während des gesamten Vorgangs wird die Temperatur alle 10 s aufgezeichnet. Ein Modell, welches das Verhalten der Temperatur unter oben geschilderten Bedingungen beschreibt, findet man in Hyndman (1979) und Villinger & Davis (1987):

Wichtige Parameter für dieses Modell sind zunächst die thermischen Eigenschaften des Sensorrohrs. In diesem Fall wird angenommen, dass das Sensorrohr selbst eine unendlich hohe Temperaturleitfähigkeit κ sowie eine unendlich hohe Wärmeleitfähigkeit λ hat. Daraus lässt sich ableiten, dass das Produkt aus der Dichte ρ und der Wärmekapazität c des Rohrs endlich ist, denn diese Größen

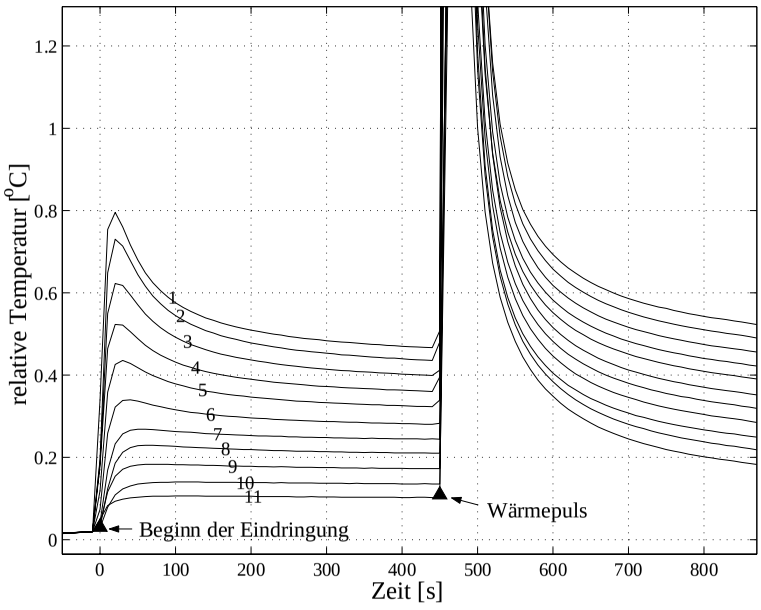


Abbildung 3.11: Temperaturverlauf während einer Wärmestrom-/ Wärmeleitfähigkeitsmessung

sind folgendermaßen miteinander verknüpft:

$$\frac{\rho c}{\lambda} = \frac{1}{\kappa}$$

$$\Leftrightarrow \ \rho c = \frac{\lambda}{\kappa} \tag{3.10}$$

Der Parameter ρc ist die Wärmekapazität pro Volumen und wird für den verwendeten Typ des Sensorrohrs aufgrund geometrischer Überlegungen auf $3.38 \cdot 10^6 \frac{J}{K\,m^3}$ gesetzt [Nagihara & Davis, 1987]. Zu Beginn der Messung habe das Innere des Sensorstrings die Temperatur T_0 und der Außenraum T_a . Die Temperatur in Abhängigkeit von der Zeit lässt sich dann darstellen als [Bullard, 1954, Carslaw & Jaeger, 1959]:

$$T(\tau) = T_0 F(\alpha, \tau) + T_a \tag{3.11}$$

$$mit \qquad F(\alpha, \tau) = \frac{4a}{\pi^2} \int_0^\infty du \, \frac{e^{\tau^2 u^2}}{u\varphi(u)},$$

$$\varphi(u) = (uJ_0(u) - \alpha J_1(u))^2 + (uY_0(u) - \alpha Y_1)^2$$

Dabei ist $\alpha = \frac{2(\rho c)_S}{(\rho c)_c}$ das Verhältnis der Wärmekapazität des Sediments (S) und des Stahlrohrs (c) pro Volumen , $\tau = \frac{a^2}{\kappa} t$ ist eine dimensionslose Zeit. a ist der Radius des Sensorrohrs. Die Bessel- und Neumannfunktionen nullter und erster

Art J_0, J_1, Y_0, Y_1 sind hier aufgrund der Zylindersymmetrie des Problems (siehe Kapitel 2, Abschnitt 2.3) sinnvoll.

Die Gleichung (3.11) hat eine asymptotische Lösung für $\tau > 10$

$$T(\tau) = \frac{Q}{4\pi kt} + T_a \tag{3.12}$$

Q ist hier die Wärme pro Einheitslänge im Zylinder. Kennt man diese Wärmemenge, weil man z. B. einen kalibrierten Wärmepuls benutzt, kann man Gleichung (3.12) leicht invertieren und die Wärmeleitfähigkeit bestimmen. Die Qualität der mit Hilfe dieses Modells berechneten Parameter ist jedoch begrenzt. Dieses Verhalten kann man auf folgende Gründe zurückführen:

- Die Eigenschaften des Sensorrohrs sind nicht ideal, es hat eine endlich gute Temperatur- bzw. Wärmeleitfähigkeit.
- Der Wärmepuls ist kein Delta-Puls, sondern hat eine endliche Dauer.
- Für ein $\tau > 10$ wären Messzeiten von etwa $1000s$ notwendig, üblich sind jedoch nur $400s$.
- Axialer Wärmestrom ist möglich.
- Es kann eventuell ein Kontaktwiderstand an der Grenzfläche Sensorrohr/ Sediment entstehen.

Ein besseres Ergebnis erzielt man durch Einführung eines zusätzlichen Parameters t_s. Der Wärmepuls bzw. die Reibungswärme des Eindrigvorgangs werden als Deltapuls angenähert und die Zeitpunkte relativ zum Beginn des Heizens um t_s verschoben. t_s wird solange variiert, bis die Abweichung von Modell zu gemessenen Daten minimal wird.

Der Temperaturausgleich ist nun neben der Zeit abhängig von sechs Parametern: $[\lambda, \kappa, T_a, Q, (\rho c), t_s]$. Die in dieser Arbeit verwendeten Wärmeleitfähigkeitsdaten wurden durch ein spezielles Inversionsverfahren [Hartmann & Villinger, 2002] berechnet, welches hier in groben Zügen geschildert werden soll. Es basiert auf einer Linearisierung der Gleichung (3.11) durch Bilden einer Taylorreihe. Dadurch erhält man ein System von Differenzialgleichungen, dessen einzelne Gleichungen jeweils einen gemessenen Datenpunkt repräsentieren. Durch Singulärwertzerlegung kann dieses System invertiert werden. Da der Temperaturausgleich neben der Zeit von sechs Parametern abhängt, aber nach den Ergebnissen der Singulärwertzerlegung nur vier unabängige Parameter unbekannt sein dürfen, führt man eine Iteration durch [Villinger & Davis,1987]: Im ersten Schritt wird der Temperaturabfall ausgewertet, der nach dem Aufheizen des Sensorrohrs durch die Reibungswärme beim Eindringvorgang einsetzt. Man nimmt zunächst Werte für die Wärmeleitfähigkeit λ, die Diffusionskonstante der Temperatur κ

und den Materialparameter (ρc) an. Die Anwendung des beschriebenen Invertierungsprogramms liefert dann die restlichen drei Parameter, Wärmestrom Q, Außentemperatur T_a und Zeitverschiebung t_s . Im zweiten Schritt wird der Temperaturausgleich nach dem kalibrierten Wärmepuls ausgewertet. Hier berechnet man λ, κ und t_s. Der Wert für Q ist bekannt, für (ρc) nimmt man den oben genannten theoretischen Wert an. Von allen Temperaturen wird die im ersten Iterationsschritt ausgerechnete Temperatur $T_a$abgezogen, daher ist der Grenzwert der Temperatur für lange Abklingzeiten in diesem Schritt gleich Null.

Schritt eins und zwei können mehrere Male wiederholt werden. Die durch eine solche Iteration bestimmten Werte für die In-Situ-Wärmeleitfähigkeit λ werden im folgenden Kapitel zu Vergleichen mit den elektrischen Daten herangezogen. Ausserdem sind sie notwendig für die Bestimmung der thermischen Eindringtiefe, wie im Abschnitt 3.3.2 nachzulesen ist.

3.5.2 Berechnung der Porosität aus der Wärmeleitfähigkeit

Für den Zusammenhang zwischen Wärmeleitfähigkeit und Porosität gibt es ebenfalls eine empirische Formel, welche auch schon in Kapitel 2, Abschnitt 2.1.2 vorgestellt wurde [Brigaud & Vasseur, 1989]:

$$\lambda = \lambda_w^{\varphi} \cdot \lambda_m^{1-\varphi} \tag{3.13}$$

Die nach dem obigen Verfahren ermittelten Wärmeleitfähigkeiten λ können damit also direkt in Porositäten umgerechnet werden. Dazu kann man Gleichung (3.13) nach φ auflösen:

$$\begin{aligned} \lg(\lambda) &= \lg(\lambda_w^{\varphi}) + \lg\left(\lambda_m^{1-\varphi}\right) \\ \Leftrightarrow\ \lg(\lambda) &= \varphi \cdot \lg(\lambda_w) + (1-\varphi)\lg(\lambda_m) \\ \Leftrightarrow\ \varphi &= \frac{\lg(\lambda) - \lg(\lambda_m)}{\lg(\lambda_w) - \lg(\lambda_m)} \end{aligned} \tag{3.14}$$

Die Wärmeleitfähigkeit λ_w des Wassers beträgt für Meerwasser bei etwa 0^oC $0.5602\ \frac{W}{mK}$[Schön, 1996] wobei die Änderung von λ_w mit der Temperatur bei einer Messung zu vernachlässigen ist, da es sich hierbei nur um wenige Grad handelt. Während die Wärmeleitfähigkeit von Wasser relativ leicht im Labor zu bestimmen ist, gestaltet sich die richtige Wahl der Wärmeleitfähigkeit λ_m der Matrix schwieriger. Für die Auswertung der Wärmeleitfähgkeitsdaten wurde im Folgenden ein Wert von $3.2\ \frac{W}{mK}$ angenommen, dieser stammt aus Untersuchungen an Kernen des ODP-Legs 139, das im Cascadia Basin durchgeführt wurde [Kinoshita, 1992].

Kapitel 4

Ergebnisse von SO-149

4.1 Vorstellung der Messlokation

Die Daten, die in dieser Arbeit vorgestellt werden, wurden im Sommer 2000 (16.August - 16.September) im Rahmen der Forschungsreise SO-149 aufgenommen. Das Messgebiet ist das Cascadia-Basin, welches vom Kontinentalrand an der Westküste Kanadas bis zum Spreizungszentrum des Juan-de-Fuca-Rückens reicht, der einige hundert Kilometer vor der Küste liegt. Der Juan-de Fuca-Rücken bildet die Grenze zwischen der gleichnamigen Platte und der Pazifischen Platte, dabei beträgt die Spreizungsgeschwindigkeit (half rate) und somit auch die Produktionsrate für die neue Juan-de-Fuca-Platte 29 mm pro Jahr. Der Rücken bildet durch seine Topographie eine Barriere für Sedimente, die vom Kontinent in den Ozean transportiert werden, so dass sich diese im Becken zwischen Rücken und Kontinentalhang ablagern. Dies führt dazu, dass die gesamte Ostflanke des Rückens mit Sedimenten bedeckt ist. Im Osten wird das Cascadia-Becken durch den Kontinentalrand begrenzt, wo die Juan-de-Fuca-Platte unter die Nordamerikanische Platte subduziert wird. An der Deformationsfront haben die Sedimente eine Mächtigkeit von etwa 3 km. Die Ozeanische Kruste (Basement) ist also innerhalb des Beckens bis auf einige Seamounts vollständig mit Sediment bedeckt [Shipboard Scientific Party, 1997].

Ziel der Fahrt SO-149 war es, verschiedene Typen von Fluidflüssen an der Ostflanke des Rückens, im Bereich des aktiven Rückens sowie im Sedimentbecken zu erforschen. Dabei konnte auf Ergebnisse der Fahrt SO-111 und verschiedene Bohrungen des Ocean Drilling Program (ODP) aufgebaut werden. Durch hochauflösende Seismik sollten Informationen über bereits bekannte Aufstiegszonen von Fluiden vervollständigt werden, aber auch Wärmestrom und physikalische Eigenschaften von Sedimenten sollten kartiert werden, um Austauschprozesse zwischen Fluiden und Sedimenten quantifizieren zu können und eventuelle laterale Gradienten aufzuspüren [Spieß & Fahrtteilnehmer, 2001]. Dafür bot sich die Kombination aus Wärmestrom- und Wärmeleitfähigkeitssonde und der In-Situ-Sonde für

elektrische Leitfähigkeiten an.

Es wurden an insgesamt neun Stationen Messungen der elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt. Bei sieben dieser Stationen wurden außerdem noch thermische Eigenschaften gemessen, wobei bei einer Station die Aufzeichnung der Daten der Wärmestromsonde fehlschlug. Für sechs Stationen kann man also direkt thermische und elektrische Eigenschaften des Sediments vergleichen.

Pro Station gibt es zwischen fünf und 16 Einzeleindringungen. Wie schon in Kapitel 2, Abschnitt 2.2.1 geschildert wird die Sonde im "Pogo-Style" angewendet: Zu Beginn der Arbeit an einer Messstation wird sie zum Meeresboden herabgelassen, nach der ersten Messung jedoch nur einige hundert Meter angehoben und zum nächsten Messpunkt transportiert. Erst wenn alle Messungen an einer Station beendet sind, wird die Sonde wieder an Deck gehievt. Die Messpunkte sind in der Regel auf linearen Profilen angeordnet, für die auch seismische Daten und Parasounddaten (Sedimentecholot) vorliegen.

Die neun Messstationen teilen sich auf vier Gebiete mit unterschiedlicher Morphologie des Meeresbodens und unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen auf (siehe Abbildung(4.1)). Die erste Station befand sich am Kontinentalrand, also im Osten des Cascadia-Beckens nahe der Küste, hier wurden kurz nach dem Auslaufen des Schiffes die Funktionsfähigkeit der Wärmestromsonde und der Sonde für elektrische Leitfähigkeit getestet. Die zweite Messstation, an der elektrische Daten aufgenommen wurden, befand sich in der Nähe des Wuzza Bare, einer Erhöhung des Basements, die von einer nur einige Meter dicken Sedimentschicht bedeckt ist. Eine weitere Lokation, an der mehrere Profile gemessen wurden, befand sich im Gebiet des First Ridge, einer mit Sediment bedeckten linearen Erhöhung des Basements (siehe Abschnitt 4.2). Schließlich gab es noch zwei Messstationen im Bereich Middle Valley, wo man sich über dem aktiven Rücken befindet. Die Ergebnisse der Messungen werden nun entsprechend den Messgebieten in einzelnen Abschnitten vorgestellt.

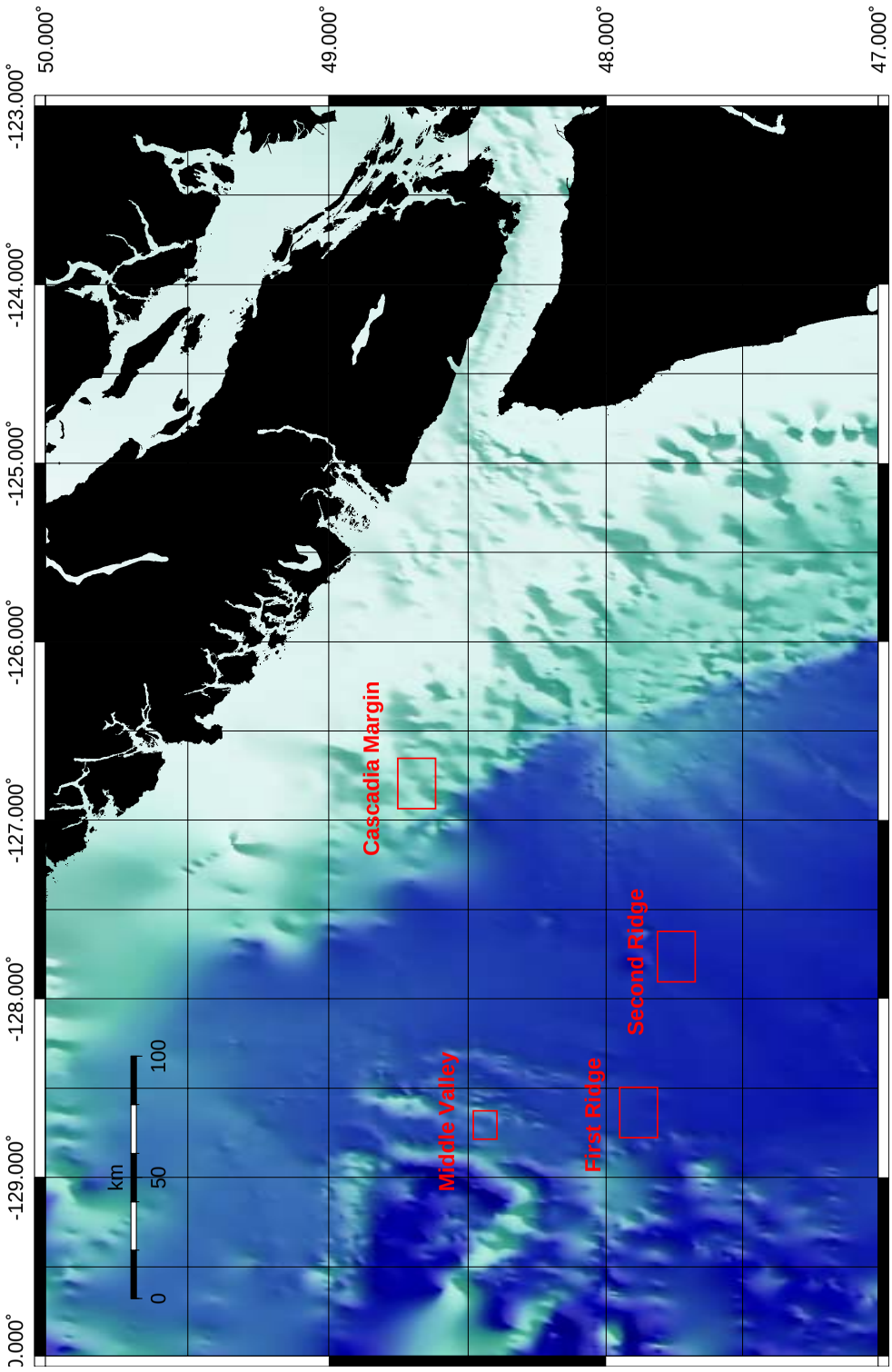


Abbildung 4.1: Übersichtskarte über das Messgebiet von SO-149, Topographie nach Smith & Sandwell, 1997

4.2 First Ridge

Die ozeanische Kruste der Ostflanke des Juan-de-Fuca-Rückens zeichnet sich durch eine Abfolge von leichten Erhöhungen und Vertiefungen aus (auch bezeichnet als ridges und throughs), welche parallel zum Rücken angeordnet sind. Diese Struktur wurde durch Abschiebungsvorgänge sowie unterschiedliche vulkanische Aktivität bei der Entstehung der Kruste verursacht [Kappel & Ryan, 1986]. Der erste völlig mit Sediment bedeckte Ridge befindet sich etwa 40 km östlich des eigentlichen Rückens auf etwa 1.4 Ma alten Kruste [Davis & Villinger, 1992]. Die Sedimentbedeckung hat hier eine Mächtigkeit von 20 bis 150 m, wobei sich die Topographie des Basements als lineare Zone leicht erhöhten Meeresbodens durchpaust [Spieß & Fahrtteilnehmer, 2001]. Senkrecht zu dieser Struktur, die im folgenden als First Ridge bezeichnet wird, wurden einige Profile der elektrischen Leitfähigkeit des Sediments gemessen (siehe Abbildung(4.2)).

4.2.1 Station 54

Bei der Messstation 54 wurden jeweils parallel mit der Wärmestromsonde insgesamt 12 Einzelmessungen der elektrischen Leitfähigkeit des Sediments durchgeführt. Die Messungen liegen auf einem Profil senkrecht zum Ridge, für das auch reflexiosseismische Profile und Parasounddaten existieren. Bei der Auswertung dieser akustischen Daten zeigten sich entlang des Profils Zonen von erniedrigter seismischer Reflektivität, was auf eine stellenweise erhöhte Porosität des Sediments hindeutet [Spieß & Fahrtteilnehmer, 2001]. Nach Zühlsdorff et al. (1999) kann dies möglicherweise als Hinweis auf einen Aufwärtstransport von Fluiden an diesen Stellen gedeutet werden. Da die Porosität auch für die elektrische Leitfähigkeit des Sediments eine ausschlaggebende Größe ist, müsste auch hier eine Änderung entlang des Profils zu beobachten sein. Zu diesem Zweck ist es sinnvoll, dem Widerstands-Tiefen-Profil jeder Eindringung einen charakteristischen Wert zuweisen, damit man die absolute laterale Änderung der Porosität betrachten kann. Als zusätzliche Information kann die gemessene In-Situ-Wärmeleitfähigkeit genutzt werden, denn auch diese ist eng mit der Porosität verknüpft (siehe Kapitel 3, Abschnitt 3.5.2).

Als charakteristische statistische Größe für die Messwerte einer Eindringung bietet sich der Median an. Da es sich nicht um gaussverteilte Daten, welche um einen wahren Wert streuen, handelt, ist ein arithmetischer Mittelwert hier nicht sinnvoll. Die widerstandsproportionalen Daten stellen vielmehr eine Zeitreihe dar, die am besten durch den Medianwert beschrieben wird. Beachtet werden muss allerdings, dass man die hohen Werte der vereinzelten Ausschläge aus der Medianberechnung herausnimmt, da diese das Ergebnis verfälschen würden. In der Abbildung (4.4) sind die Formationsfaktoren beider Arrays für eine Eindringung als Histogramm dargestellt. Für die Berechnung der Mediane des Formationsfaktors wurden Werte von 1.5 bis 3.3 berücksichtigt.

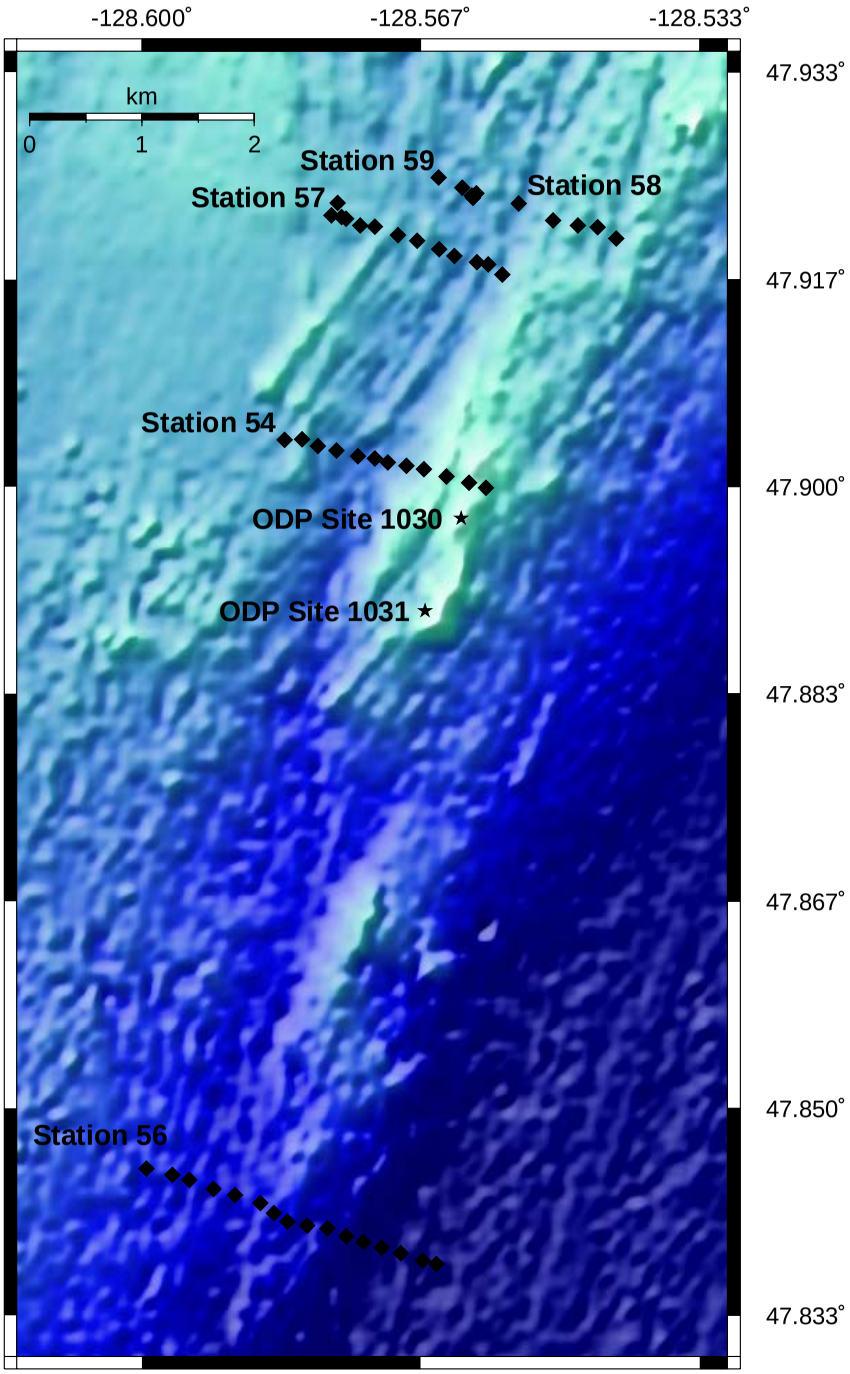


Abbildung 4.2: Übersichtskarte über die am First Ridge gemessenen Profile der elektrischen Leitfähigkeit, Topographiedaten nach Zühlsdorff (pers. Mitteilung).

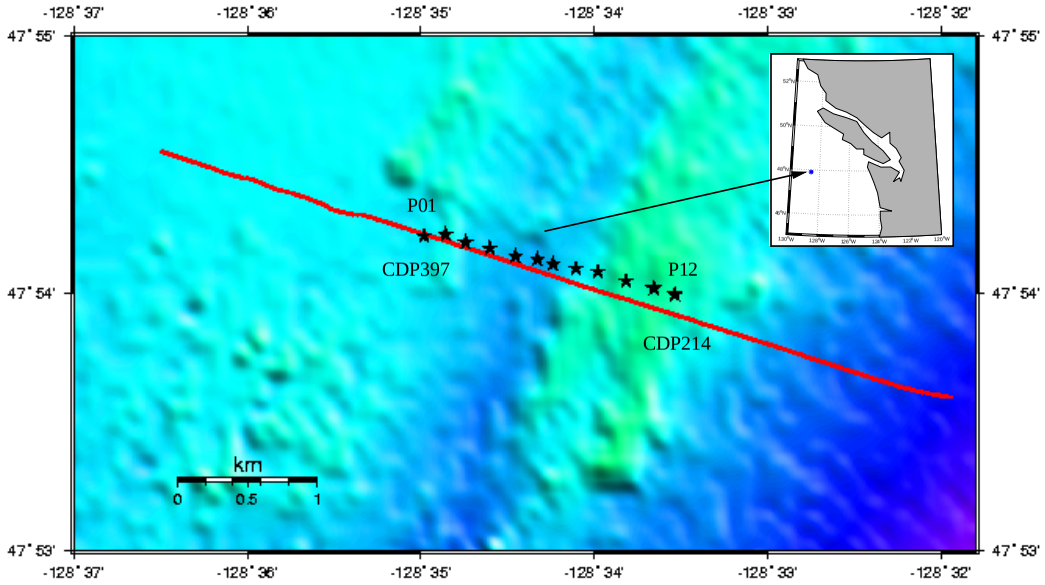


Abbildung 4.3: Karte der Station 54 mit Seismikprofil und Topographie, Topographiedaten nach Zühlsdorff (pers. Mitteilung).

Da die Sonde sich bei der Eindringung nicht mit konstanter Geschwindingkeit bewegt, werden automatisch bei der Medianbildung die Formationsfaktoren nahe des Meeresbodens weniger stark berücksichtigt, da hier durch die höhere Geschwindigkeit weniger Messwerte pro Längeneinheit aufgenommen werden. Die Betrachtung des Medians ist also nur eine Näherung.

Leider haben fast alle Beschleunigungsdaten bei Station 54 eine sehr schlechte Qualität, was sich durch extrem hohe, stark schwankende Werte zeigt. Zudem sind einige Eindringungen im Datensatz nur etwa eine Sekunde oder weniger lang, was auf keinen Fall der Realität entsprechen kann, denn aus den Temperaturgradientmessungen lässt sich ablesen, dass eine vollständige Eindringung der Sonde erfolgt ist. Um jedoch in so kurzer Zeit eine Strecke von 4 m zurückzulegen, wären Geschwindigkeiten von 4 m/s oder mehr erforderlich. Dies ist bei einer Fiergeschwindigkeit von 1 m/s jedoch unrealistisch und lässt sich auch durch die in Kapitel 3 geschilderte manuelle Methode zur Bestimmung der Eindringgeschwindigkeit bei keiner Messung nachweisen. Es wirkt vielmehr so, als ob die Aufzeichnung der Daten teilweise ausgesetzt hat. Ein Grund für dieses Verhalten ist bisher nicht bekannt. Wahrscheinlich handelt es sich aber um eine Fehlfunktion der durch den Drucksensor gesteuerten Aufzeichnungselektronik. In den meisten Fällen ist deshalb eine Auswertung, wie sie im Kapitel 3 beschrieben ist, nicht möglich, man kann die elektrischen Daten nicht in Abhängigkeit von der Tiefe darstellen.

Weiterhin gibt es Messungen, bei denen die Sonde während des Eindringens

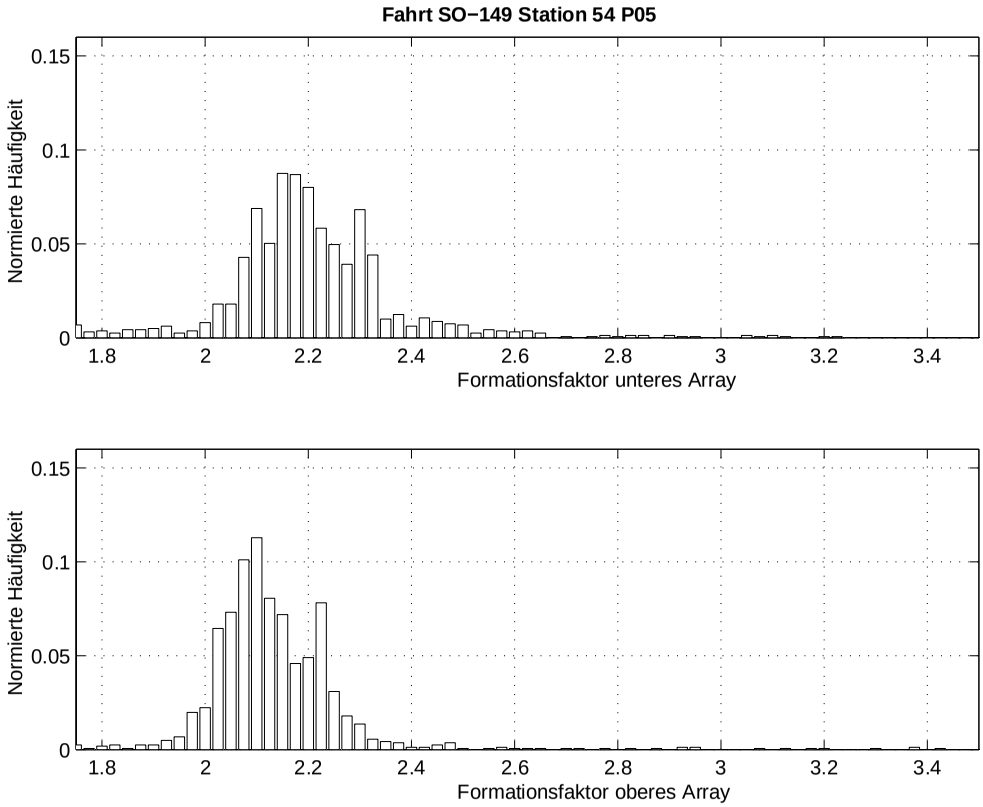


Abbildung 4.4: Histogramm für die Messwerte der Station 54, P 3, oberes und unteres Array

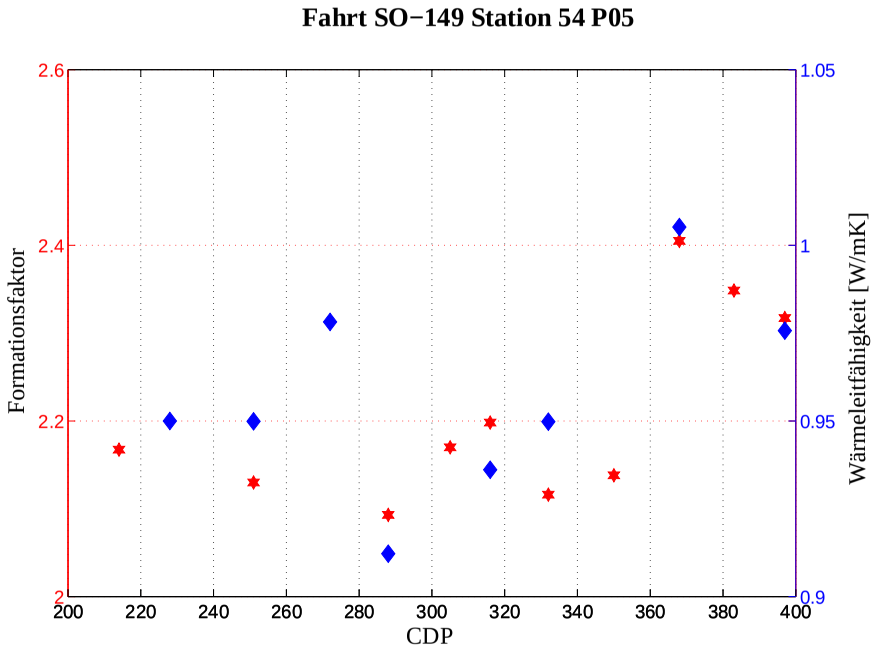


Abbildung 4.5: Mediane des Formationsfaktors(Sterne) sowie derWärmeleitfähigkeit (Rauten) für Profil 54 in Abhängigkeit von der CDP-Nummer

wieder ein Stück herausgezogen wurde. Dies ist deutlich in der Auswertung zu erkennen, da sich bei der Integration der Beschleunigung negative Geschwindigkeiten ergeben. Soetwas kann leicht passieren wenn es starke Bewegung im Kabel gibt, und wie man schon im Kapitel 3 gesehen hat, hat der Seegang erhebliche Auswirkungen auf die Beschleunigungen, die auf das Kabel und somit auch auf die Sonde wirken. Da man bei einer erneuten Eindringung nicht mehr vom ungestörten Sediment ausgehen kann, ist es verständlich, dass die Sonde bei der zweiten Eindringung nicht unbedingt die gleichen Messwerte aufgenimmt.

Lediglich eine Messung konnte vollständig wie in Kapitel 3 geschildert ausgewertet werden. Deshalb wurde die Auswertung bei dieser Station darauf beschränkt, die Daten als Histogramme darzustellen und die Medianwerte zu betrachten. Für den Vergleich mit den seismischen Daten reicht dies aus, da man eine generelle, von der Tiefe unabhängige Änderung der Porosität entlang des Profils erwartet.

Um die elektrischen Daten mit den thermischen zu vergleichen, bietet es sich an, für die In-Situ-Wärmeleitfähigkeit ebenfalls pro Messung einen Median zu bilden. In der Abbildung (4.5) sind die errechneten Mediane von Formationsfaktor und Wärmeleitfähigkeit dargestellt. Sie wurden gegen die der Position zugehörigen CDP-Nummern des Seismik-Profils aufgetragen, dabei entspricht, wie auch der Karte (4.3) zu entnehmen, die höchste CDP-Nummer der ersten Eindringung. Man erkennt deutlich die Korrelation von elektrischer Leitfähigkeit und Wärmeleitfähigkeit. Während am Anfang des Profils der Formationsfaktor und

die Wärmeleitfähigkeit eher niedrig sind, steigen sie am Ende steil an. Betrachtet man die Parasound-Daten für dieses Profil, so erkennt man, dass der Verlauf des Formationsfaktors mit den Stellen erniedrigter seismischer Reflektivität in etwa korreliert (siehe Abbildung(4.6)). Die Abweichungen könnten daraus resultieren, dass die elektrischen Messungen nicht genau auf der Profillinie des Parasounds gelegen haben (siehe Abbildung (4.3)). Außerdem erwies sich die Zuordnung zu den CDP-Nummern zum Parasound schwierig; sie musste über die Topographie geschehen, die aber sehr flach ist und den Ridge als einziges Merkmal hat. Wie in Abbildung (4.6) abzulesen, beträgt die absolute Änderung der ausgerechneten Porosität in etwa 7 %. Erwartet wurde nach Zühlsdorff eine Änderung in der Größenordnung von 10 % (Zühlsdorff, pers.Mitteilung).

Die Expedition SO-149 wurde unter anderem in Kooperation mit Wissenschaftlern der Universität Santa Cruz, USA durchgeführt, wobei diese die Aufgabe der geologischen und chemischen Beprobung des Meeresbodens übernahmen [Spieß & Fahrtteilnehmer, 2001]. In diesem Zusammenhang wurden vom amerikanischen Forschungsschiff THOMPSON in der Nähe der Station 54 ein Schwerelotkern und ein Kolbenlotkern gezogen. An diesen Sedimentkernen wurde im Labor ebenfalls eine Porosität bestimmt, allerdings in relativ großen Abständen von etwa 30 bis 40 cm. Diese Daten wurden von Dr. Andy Fisher von der Universität Stanta Cruz, USA, zur Verfügung gestellt, um sie mit den Ergebnissen der In-Situ-Messung von Wärme- und elektrischer Leitfähigkeit zu vergleichen. In Abbildung (4.7) ist die aus dem Formationsfaktor errechnete Porosität zu Penetration 5 in Abhängigkeit von der Tiefe aufgetragen. Zum Vergleich werden ebenfalls die aus den Sedimentkernen und aus der Wärmeleitfähigkeit gewonnenen Porositäten dargestellt. Die gute Übereinstimmung dieser völlig unabhängig voneinander gemessenen Daten im Mittel ist deutlich zu erkennen. Da die Wärmeleitfähigkeiten und die Kern-Porositäten nur in großen Abständen gemessen wurden, kann man die kleinskaligen Variationen aus der elektrischen Messung nicht in diesen Daten wiederfinden. Allerdings liegen die Schwankungen mit der Tiefe für alle Datensätze in der Größenordnung von etwa 8 %, wenn man die großen Ausschläge in den elektrischen Daten dabei nicht berücksichtigt, die mittlere Porosität liegt bei etwa 70 %.

Ganz in der Nähe von Station 54 wurden im Rahmen der Messkampagne ODP Leg 168 zwei Bohrungen durchgeführt, Site 1030 und Site 1031, deren Positionen auf der Karte (4.2) eingezeichnet sind. Messungen an Bohrkernen ergaben in der Nähe des Meeresbodens ebenfalls eine mittlere Porosität von 70 %, was ebenfalls mit den Ergebnissen der In-Situ-Messungen übereinstimmt.

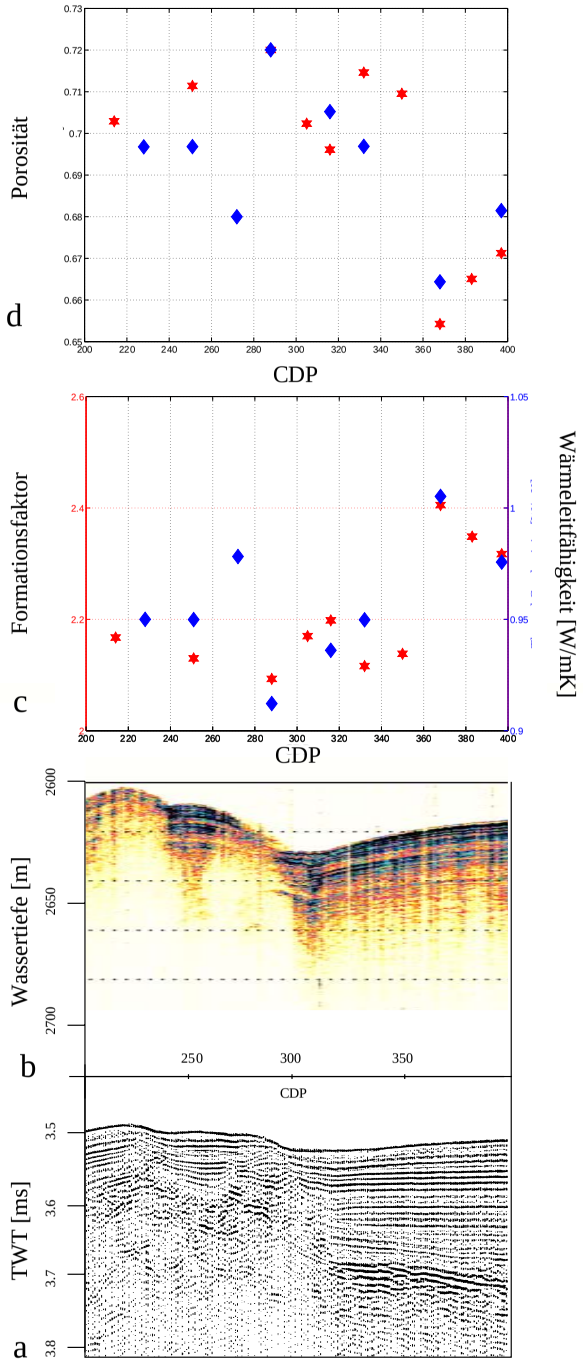


Abbildung 4.6: Vergleich von Wärmeleitfähigkeit und Formationsfaktor mit dem Parasoundprofil der entsprechenden Station. Abbildung *a* zeigt ein reflektionsseismisches Profil, auf dem das Basement zu erkennen ist, in Abbildung b sind die Parasounddaten dargestellt. Abbilungen c und d zeigen Formationsfaktor (rote Sterne) und Wärmeleitfähigkeit (blaue Rauten) bzw. die daraus abgeleiteten Porositäten. Seismik- und Parasounddaten wurden freundlicherweise von Lars Zühlsdorff, Universität Bremen, zur Verfügung gestellt.

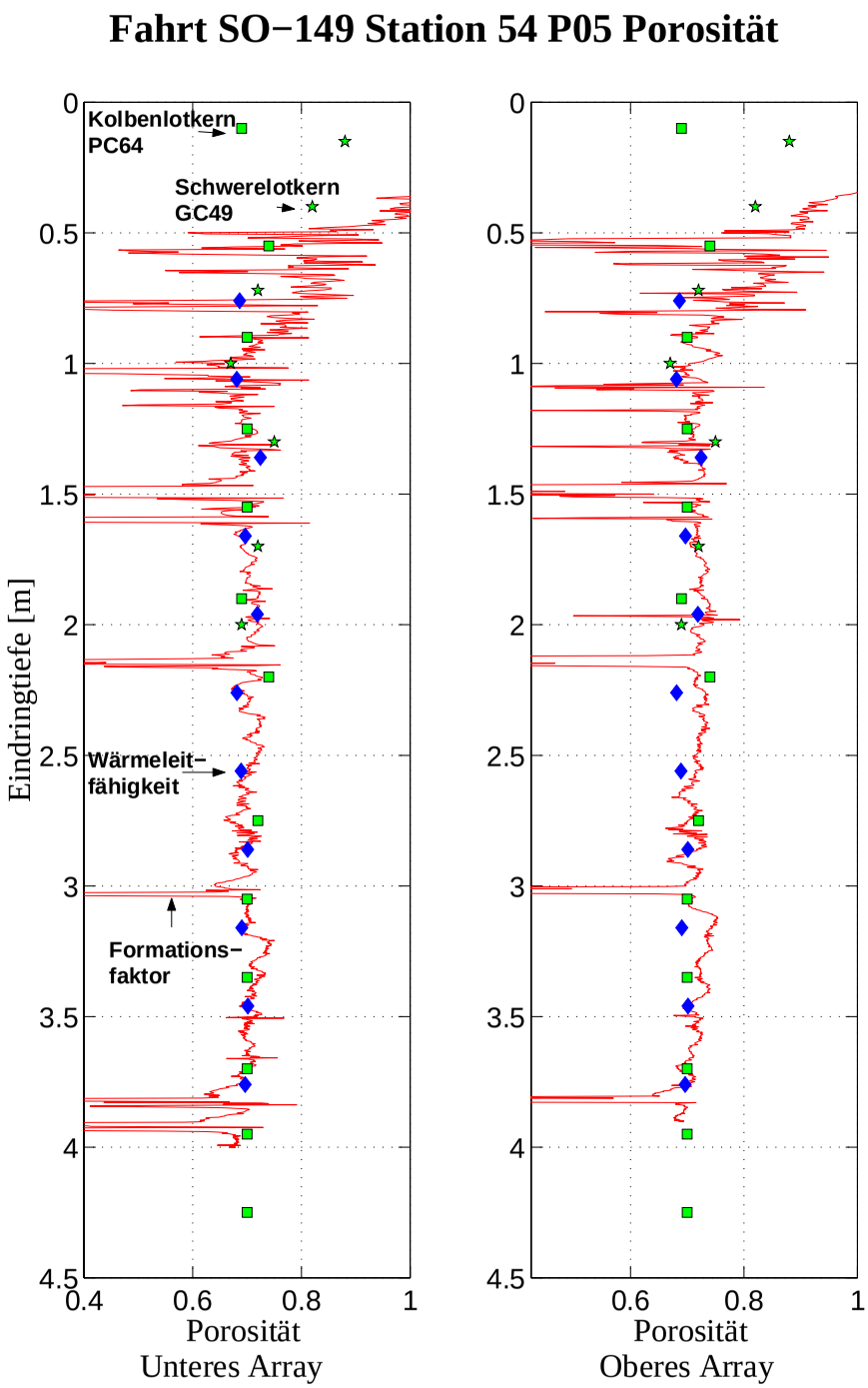


Abbildung 4.7: Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 54, P 5. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie), Wärmeleitfähigkeit (Rauten) und Labormessungen (Sterne und Quadrate) dargestellt.

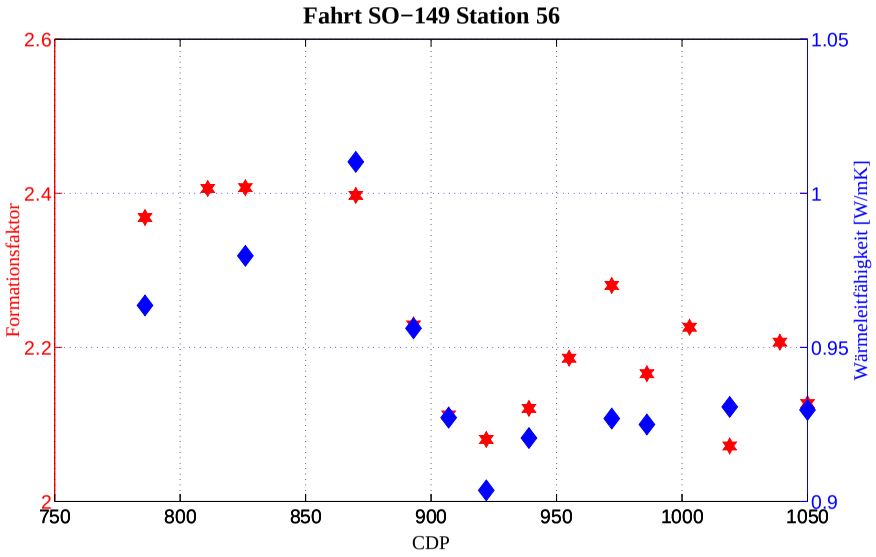


Abbildung 4.8: Mediane des Formationsfaktors (Sterne) sowie derWärmeleitfähigkeit (Rauten) für Profil 56 in Abhängigkeit von der CDP-Nummer

4.2.2 Station 56

Einige Kilometer südlich der Station 54 wurde ein weiteres Profil der elektrischen Leitfähigkeit des Sediments gemessen. Station 56 besteht aus einem zu 54 parallelen Profil, verläuft also ebenfalls senkrecht zur Achse des Ridges (siehe Karte in Abbildung (4.2)). Es wurden 16 Einzelmessungen gemacht, bei denen jeweils auch thermische Messungen durchgeführt wurden. Außerdem existieren reflexionsseismische Daten und Parasounddaten für dieses Gebiet.

Aus nicht geklärten Gründen versagte bei den ersten neun Messungen der Beschleunigungssensor. Deshalb konnte man erst ab der 10. Messung die Daten nach der in Kapitel 3 geschilderten Methode auswerten. Die ersten neun Messungen hingegen konnten nur wie die Daten von Station 54 bearbeitet werden, d.h. es wurden Histogramme betrachtet und Medianwerte gebildet. Eine Übersicht über die Ergebnisse des gesamten Profils ist in Abbildung (4.8) und (4.9) zu sehen. Wie auch schon bei Station 54 ist die Korrelation der Wärmeleitfähigkeit und des Formationsfaktors gut zu erkennen. Die Messdaten sind gegen die jeweiligen CDP-Nummern der Schusspunkte der Reflexionsseismik aufgetragen. Dabei ist zu beachten, dass das Leitfähigkeitsprofil in umgekehrter Reihenfolge aufgenommen wurde, d. h. die kleinste CDP-Nummer entspricht der 16. Eindringung, die größte der ersten.

Auch bei dieser Station tritt eine deutliche laterale Änderung des Formationsfaktors und der Wärmeleitfähigkeit hervor, also auch eine Änderung der Porosität. Ab der 10. Messung steigen die Werte für Formationsfaktor und Wärmeleitfähigkeit stark an. Der resultierende Sprung in der Porosität beträgt etwa

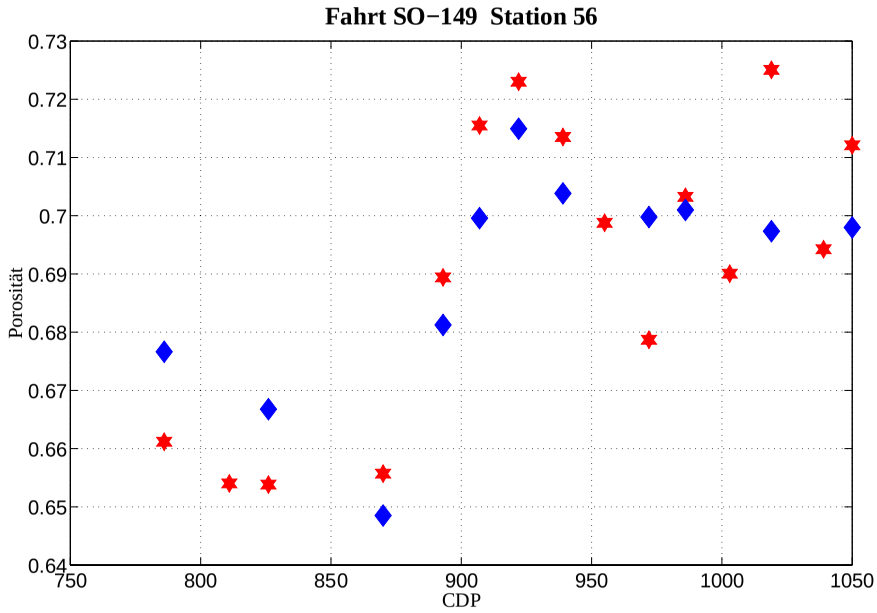


Abbildung 4.9: Mediane der Porosität für Profil 56 in Abhängigkeit von der CDP-Nummer, Rauten stehen für Werte abgeleitet aus Wärmeleitfähigkeit, Sterne für Werte aus dem Formationsfaktor

6 % und liegt damit in der gleichen Größenordnung wie bei Station 54. Auch hier wurde wieder die Korrelation mit den Parasounddaten überprüft. Allerdings weist das Messgebiet des Profils 56 eine sehr steile Topographie auf, was zur Folge hat, dass die akustische Energie stärker gestreut und nur ein geringer Anteil des reflektierten Signals am Schiff registriert wird. Insgesamt wird das Signal sehr schwach, so dass man hier in den akustischen Daten eine Zone erniedrigter seismischer Reflektivität nicht eindeutig ausmachen kann.

Interessant ist jedoch, dass um die Messung mit der höchsten Porosität aus Wärmeleitfähigkeit und Formationsfaktor, also Messung neun, die Porosität mit der Eindringtiefe zunimmt. Wie man in Abbildung (4.10) erkennen kann, beträgt bei Messung 10 die Porosität in etwa 4 m Tiefe 80 %, während sie in geringeren Tiefen eher bei 70 % liegt. Dabei ist diese Erhöhung in zwei Stufen einzuteilen: In einer Tiefe von 2.5 m gibt es zunächst einen Abfall der Porosität auf etwa 68 %, darunter steigt sie innerhalb der nächsten 25 cm auf 75 % an. Dieser Wert erhöht sich dann in einer Tiefe von 3.25 m auf etwa 80 %. Diese große Änderung von 10 % ist jedoch ausschließlich in dieser Messung zu beobachten. Die Zunahme der Porosität mit der Tiefe lässt sich von Messung sechs bis Messung zehn nachweisen, wobei sie in der Regel viel kleiner als zehn Prozent ist. Für die Messungen sechs bis neun lassen sich allerdings keine Tiefenangaben dazu machen, da der Beschleunigungssensor nicht korrekt gearbeitet hat. In den ersten fünf und ab der neunten Messung bleibt die Porosität mit der Tiefe relativ konstant (siehe Abbildung (4.11)), oder sie nimmt ab, wie man es aufgrund der Sedimentauflast

eher erwarten würde.

Auch die Porositätsbestimmung an einem Sedimentkern, der in der Nähe gezogen wurde, zeigt eine Zunahme der Porosität mit der Tiefe auf etwa 80 %, jedoch stimmt die Tiefe nicht mit den In-Situ-Messungen überein. Das bedeutet entweder, dass sich die Lage dieser Zone lateral sehr stark ändert oder dass die Kerntiefe nicht der wahren Tiefe entspricht.

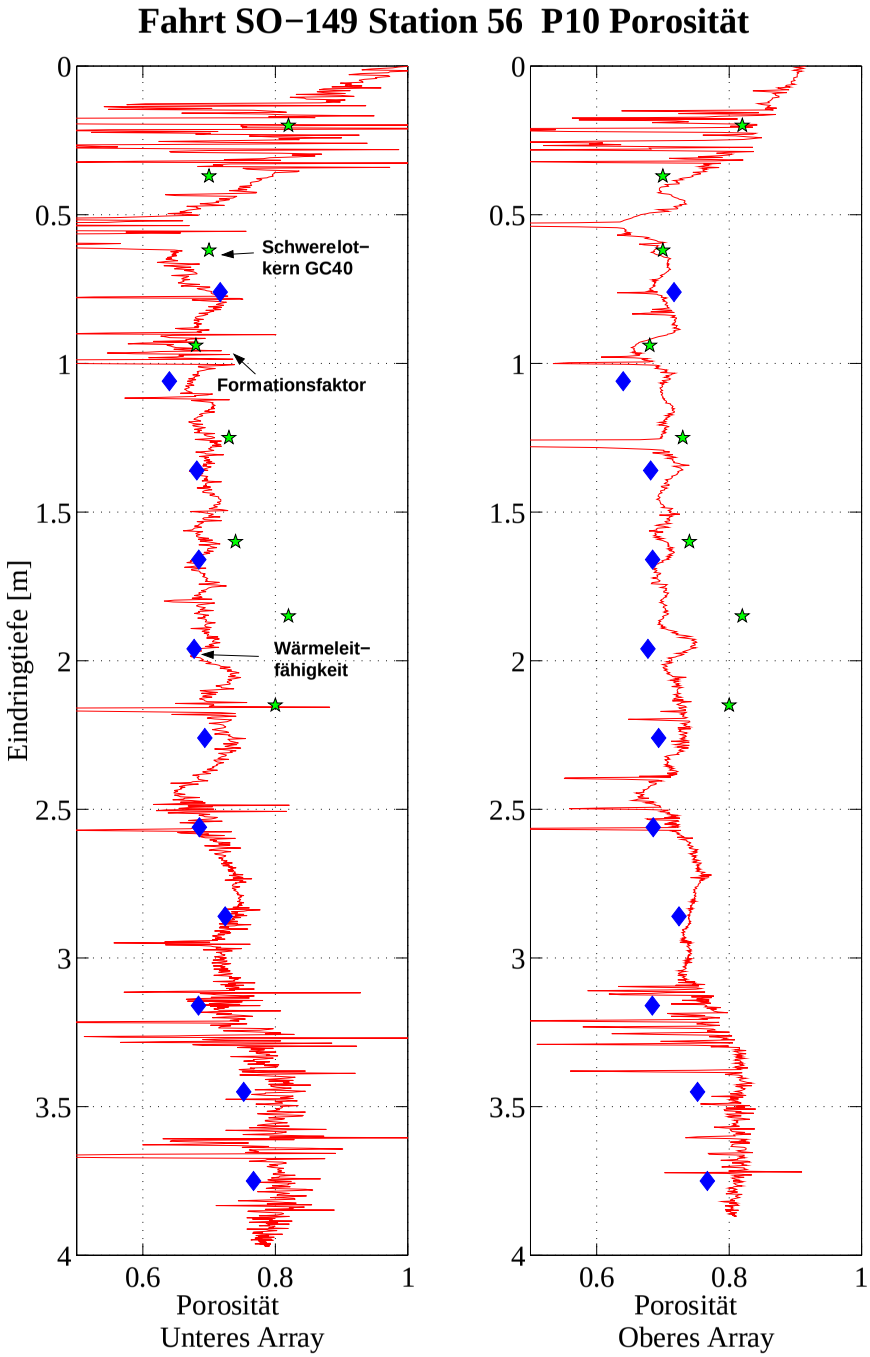


Abbildung 4.10: Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 10. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie), Wärmeleitfähigkeit (Rauten) und Labormessungen (Sterne) dargestellt. Auffällig ist die Porositätszunahme im unteren Bereich.

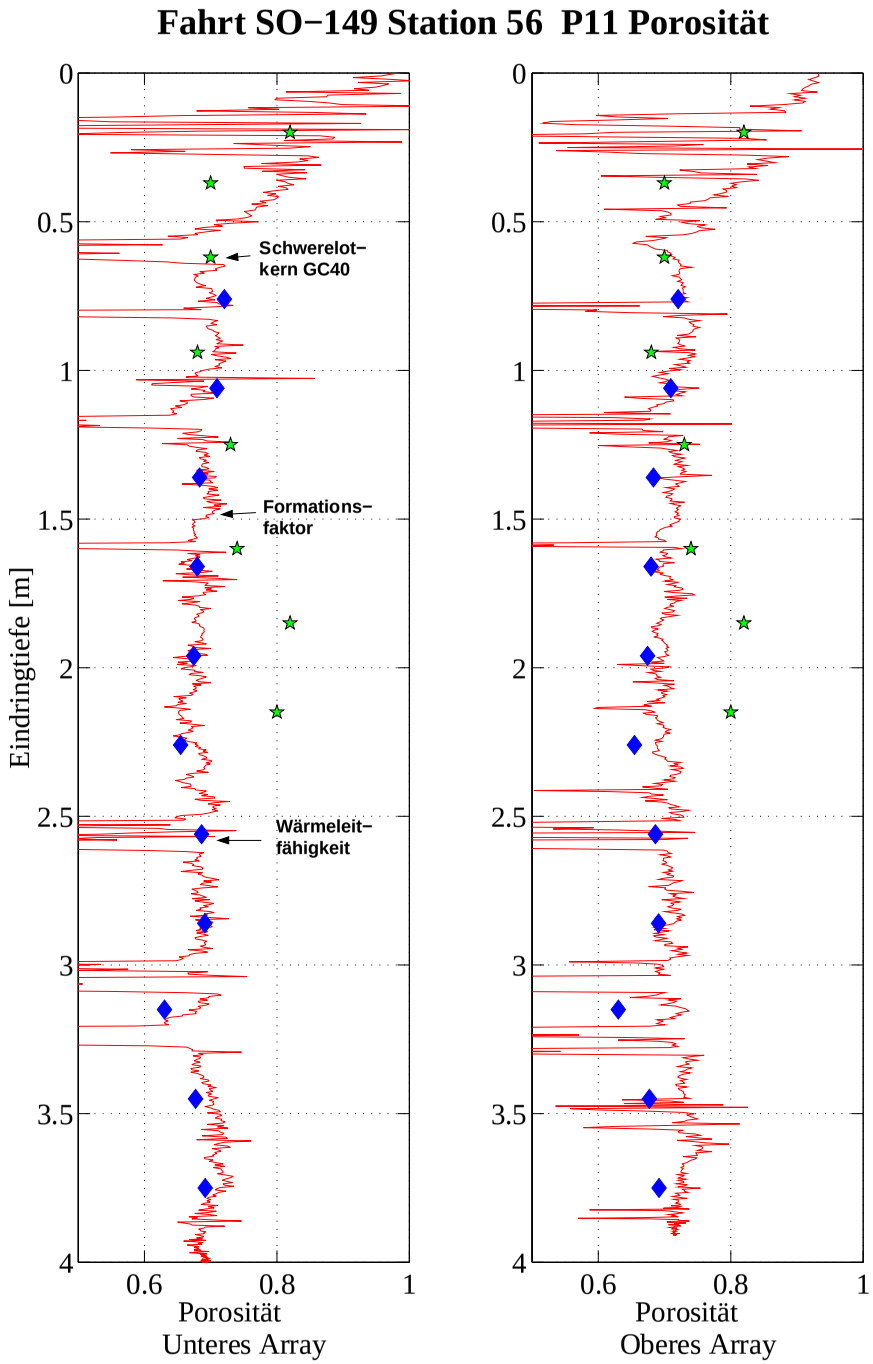


Abbildung 4.11: Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie), Wärmeleitfähigkeit (Rauten) und Labormessungen (Sterne) dargestellt. Hier ist die Porositätszunahme im unteren Bereich geringer.

4.2.3 Station 57

Etwas weiter nördlich von Station 54 (siehe Abbildung(4.2)) wurde ein weiteres Profil senkrecht zum Ridge aufgenommen, Station 57. Hier gab es 13 Einzelmessungen, von denen aber nur sechs auswertbar waren. Die restlichen Messungen wurden aufgrund eines technischen Problems nicht vollständig aufgezeichnet, die Eindringzeiten dieser Messungen liegen unter einer Sekunde und haben einen völlig untypischen Verlauf, so dass man davon ausgehen kann, dass die Aufzeichnung der Daten während der Eindringung unterbrochen wurde (siehe Abschnitt 4.2.1).

Bei der ersten Messposition erfolgte keine vollständige Eindringung der Sonde, was man aus den Temperaturmessungen entnehmen kann, da der oberste Temperatursensor sich auch während der Wärmestrommessung im Meerwasser befand und so die typische Aufheizung, die bei der Eindringung ins Sediment durch Reibungswärme verursacht wird, in den aufgezeichneten Daten fehlt. Als oberster Thermistor für die Berechnung der thermischen Eindringtiefe wurde deshalb der zehnte angenommen. In Abbildung (4.12) ist das Ergebnis der Auswertung dieser ersten Eindringung dargestellt. Es zeigen sich Schwankungen der Porosität von bis zu 20 % , die sich sowohl aus den elektrischen als auch aus den thermischen Daten ergeben. Die Korrelation zwischen den beiden völlig unabhängig voneinander bestimmten Porositäten ist deutlich zu erkennen.

Von den weiteren fünf auswertbaren Messungen gab es bei einer Probleme bei der Eindringung der Sonde, sie wurde zum Teil wieder aus dem Sediment herausgezogen, wie es auch schon bei Station 54 vorgekommen ist (siehe Abbildung (4.13)). Bei zwei weiteren Messungen zeigt zwar die Beschleunigung keine Auffälligkeiten, die Eindringgeschwindigkeiten sind realistisch, hier haben aber die elektrischen Daten einen untypischen, viel zu gleichmäßigen Verlauf. In Abbildung (4.14) sind die Porositäten der drei besten Messungen in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Hier wird deutlich, dass bestimmte Strukturen der Porosität sich nicht nur in den Aufzeichnungen der beiden Arrays einer Messung wiederfinden lassen, sondern dass es auch möglich ist solche Horizonte über mehrere Messungen hinweg zu verfolgen. Es wurde hier ein gleitender Mittelwert als Filter benutzt, der die Daten jedoch nur an den Stellen ersetzt, an denen der Messwert mehr als 0.03 % vom Mittelwert abweicht. Die so gefilterten Daten werden durch die durchgezogene Linie dargestellt, die gepunktete Linie zeigt die Rohdaten.

In der Wärmeleitfähigkeit gestaltet sich die Korrelation der Horizonte schwieriger. Da die Thermistoren in einem Abstand von 30 cm angebracht sind, hat man hier eine relativ schlechte vertikale Auflösung. Wie man aber in Abbildung (4.14) ablesen kann, können die Schichten niedriger Porosität, die sich in den elektrischen Daten gut über mehrere Messungen verfolgen lassen, mit 10 cm oder weniger Schichtmächtigkeit relativ dünn sein. Daher ist es schwer möglich, die Schwankungen in der Wärmeleitfähigkeit über mehrere Messungen einander zuzuordnen. Bei den in Abbildung (4.14) dargestellten Messungen gibt es nur bei

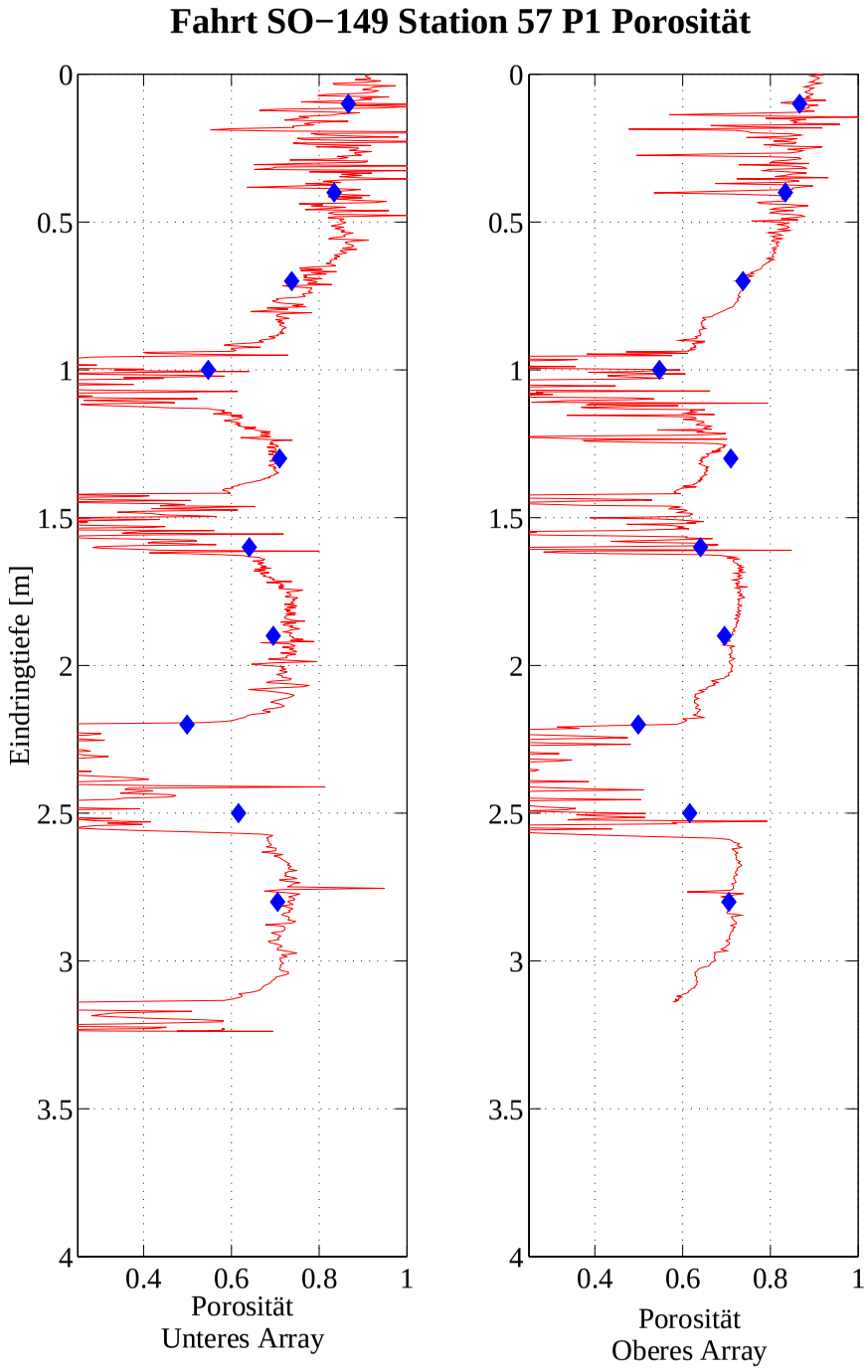


Abbildung 4.12: Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie) und Wärmeleitfähigkeit (Rauten) dargestellt.

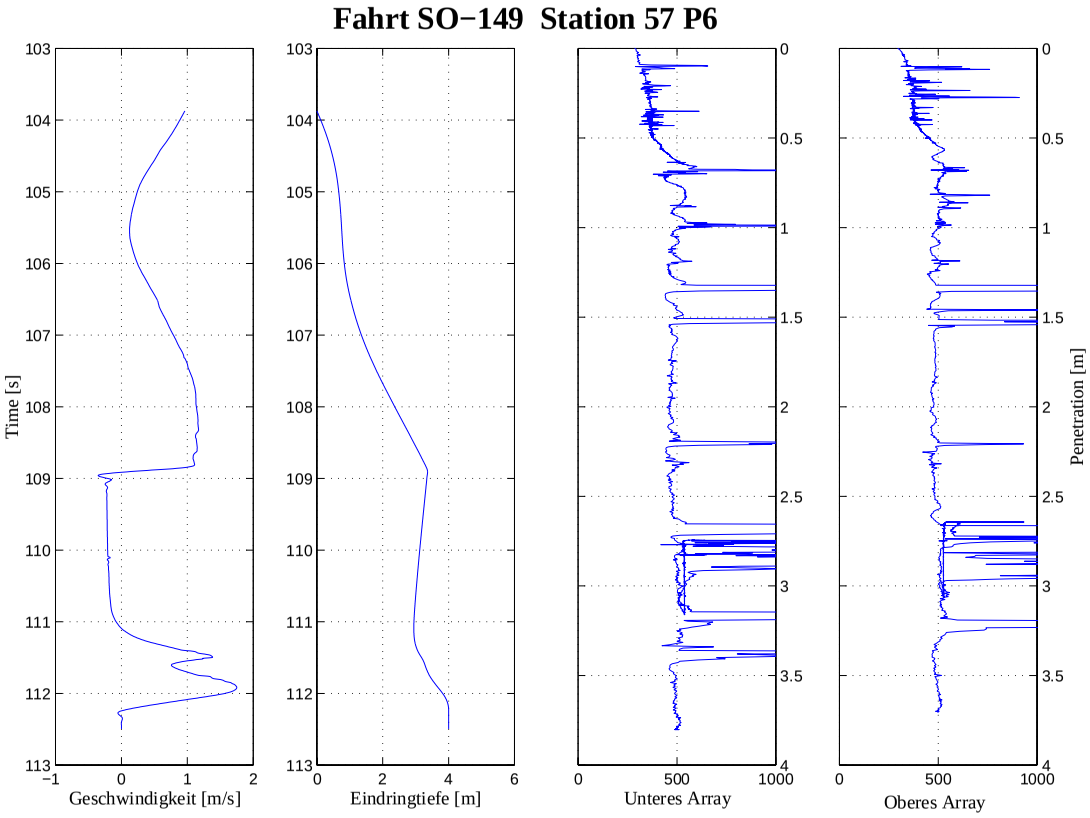


Abbildung 4.13: Auswertung eines Eindringvorganges, bei dem die Sonde Teilweise wieder aus dem Sediment herausgezogen wurde. Deutlich zu sehen ist die negative Geschwindigkeit.

einer, Messung 8, auch eine Wärmeleitfähigkeitsmessung, so dass auch hier keine Aussagen über die Korrelation von Horizonten getroffen werden können.

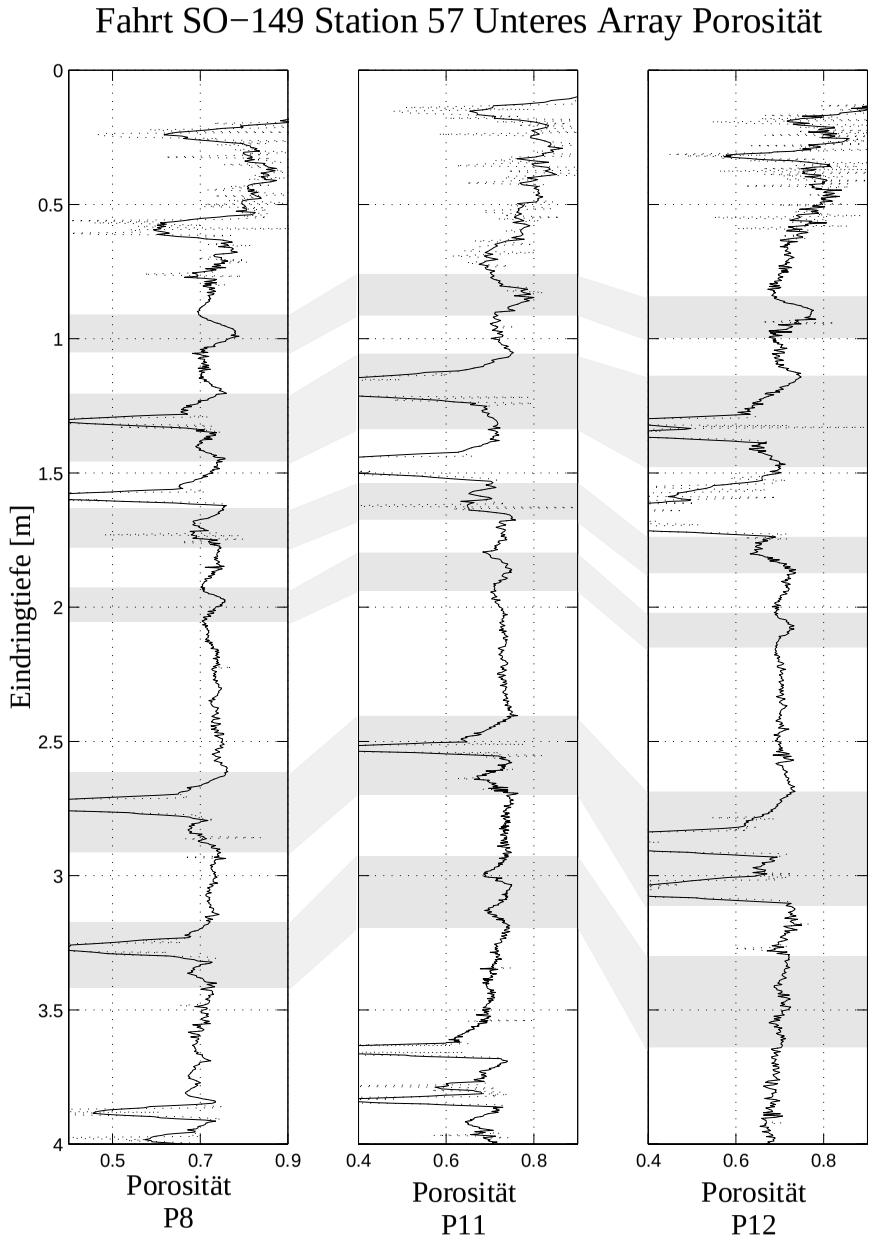


Abbildung 4.14: Porositäten für drei verschiedene Messungen von Station 57, die Werte wurden aus den Messdaten des unteren Arrays berechnet. Die grauen Bereiche bzw. die Bereiche dazwischen können einander zugeordnet werden. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie.

4.2.4 Station 58 und 59

Wie man aus der Karte in Abbildung (4.2) ablesen kann bilden die Einzelmessungen von Station 58 und Station 59 ein Profil, deshalb werden sie hier in einem Abschnitt behandelt. Wie schon die vorhergehenden drei Profile ist dieses ebenfalls senkrecht zur Achse des Ridges ausgerichtet. Die zehn Einzelmessungen des Profils verteilen sich gleichmäßig auf die beiden Stationen, wobei allerdings nur für die Station 59 auch thermische Messdaten existieren, da die Wärmestromsonde bei Station 58 teilweise ausgefallen ist. Vier von zehn Messungen bieten nur eine schlechte Datenqualität, einige haben wieder eine zu kurze Dauer um realistisch zu sein, bei anderen wurde die Sonde teilweise wieder aus dem Sediment herausgezogen. Von diesen Messungen gehören drei zu Station 58, eine zur Station 59, daher werden aufgrund der besseren Qualität hier die Daten von Station 59 gezeigt.

In Abbildung (4.15) sind die Porositäten der ersten vier Messungen von Station 59 dargestellt. Das Profil wurde von Ost nach West gemessen, das heißt nach der Karte in Abbildung (4.2) liegen die ersten drei Messungen sehr dicht beieinander. Der Versuch Horizonte über mehrere Messungen hinweg zu verfolgen wurde auch bei dieser Station unternommen. Man erkennt sehr deutlich, dass für die ersten drei sehr dicht liegenden Penetrations die ähnliche Struktur des Porositätsprofils besonders gut sichtbar ist. Hier gibt es auch wenig Abweichungen in der Tiefe und Mächtigkeit der Horizonte. Penetration vier, die etwas weiter entfernt liegt, weist hingegen größere Abweichungen auf, was die Zuordnung der einzelnen Merkmale erschwert.

Der Mittelwert der Porositäten liegt wie auch schon bei den anderen Profilen am First Ridge bei etwa 70 %, dieser Wert schwankt um insgesamt etwa 10 %.

Die aus der Wärmeleitfähigkeit berechnete Porosität schwankt nicht sehr stark und stimmt im Mittel gut mit der aus den elektrischen Daten bestimmten Porosität überein.

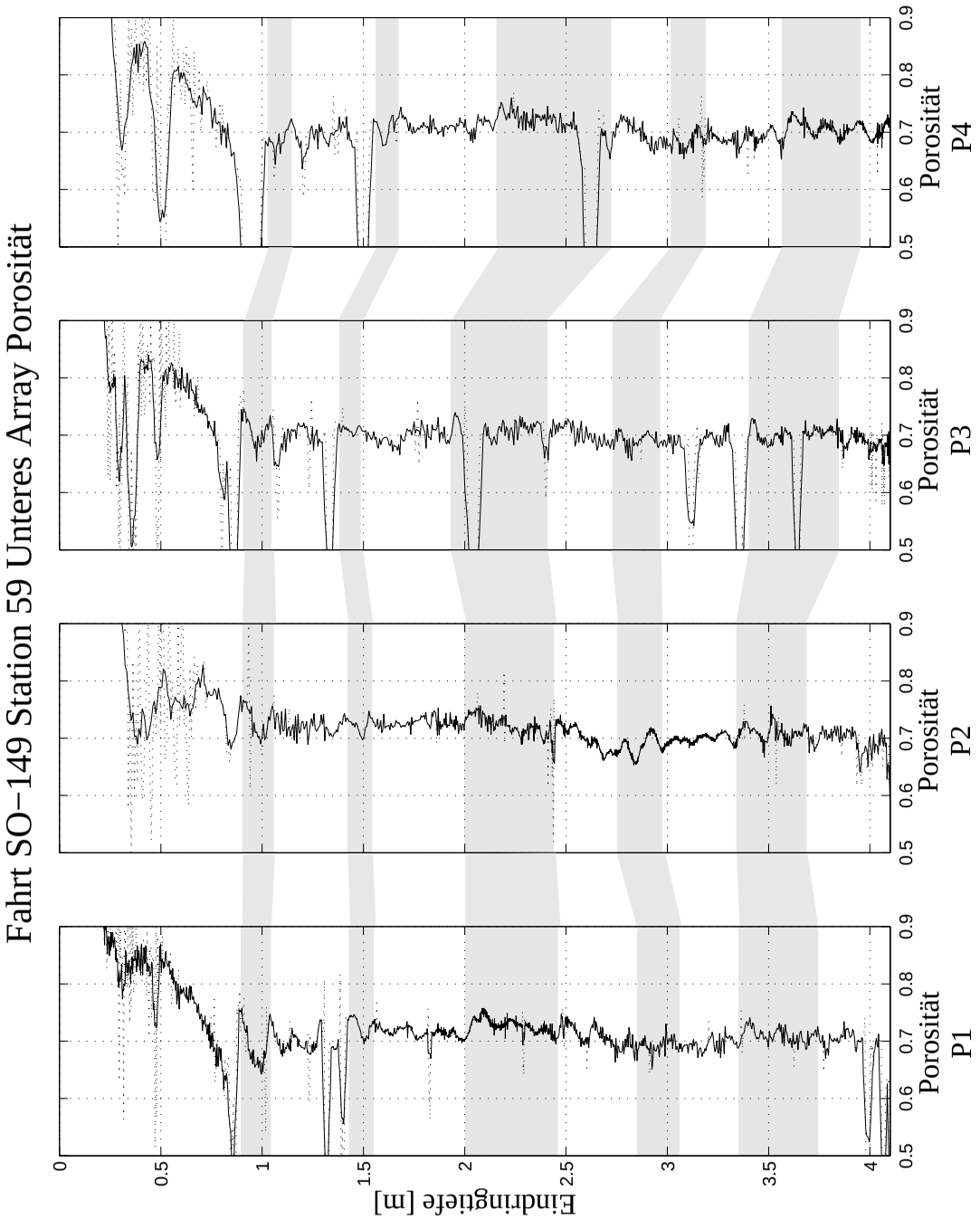


Abbildung 4.15: Porositäts-Tiefen-Profile der Station 59 im Vergleich. Die grauen Bereiche bzw. die weißen Bereiche dazwischen können einander zugeordnet werden. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie.

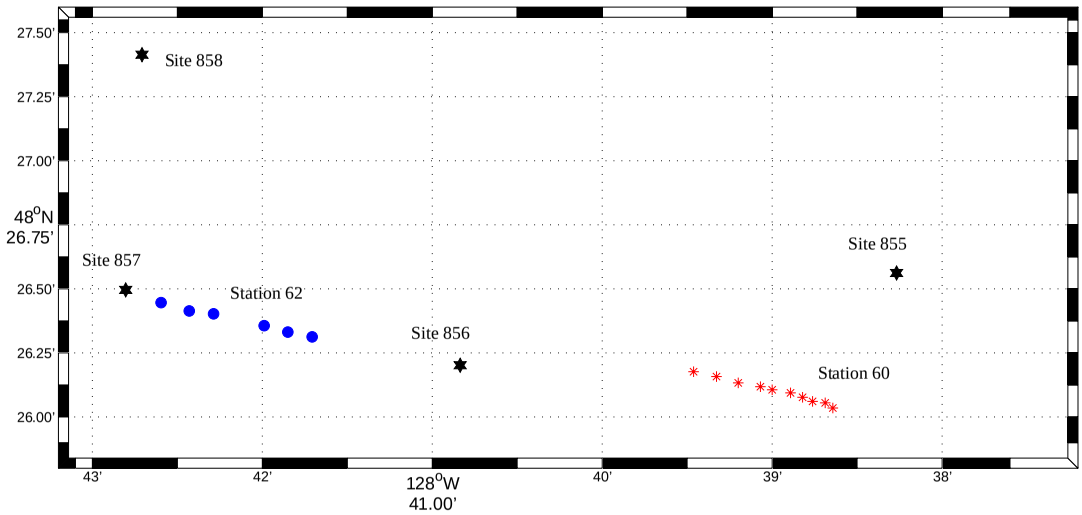


Abbildung 4.16: Übersichtskarte über die in Middle Valley gemessenen Leitfähigkeitsprofile. Ebenfalls eingetragen sind die Positionen der in Abschnitt 4.3 erwähnten ODP-Bohrungen.

4.3 Middle Valley

Der Juan-de-Fuca-Rücken besteht größtenteils aus schmalen axialen Rift-Zonen, die in Segmente unterteilt sind, welche sich über 50 bis 100 km erstrecken. Damit gleicht er in seiner Morphologie typischen mäßig bis schnellspreizenden Rücken [Davis & Villinger, 1992]. Im nördlichen Teil des Rückens ändert sich diese Struktur: Hier besteht die Spreizungszone aus drei axialen tiefen Tälern, West Valley, Endeavour Valley und Middle Valley [z. B. McManus et al., 1972].

Im Bereich Middle Valley wurden an zwei Stationen Messungen der elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt. Dieses Tal ist stellenweise mit bis zu 2 km Sediment verfüllt, welches sich aus hemipelagischen Sedimenten und Turbiditsedimenten, die während des späten Pleistozäns vom nahegelegenen Kontinentalrand in das Tal transportiert worden sind, zusammensetzt. Dieses Gebiet kann zum aktiven Teil des Rückens gezählt werden [Shipboard Scientific Party, 1992].

An beiden Messstationen wurden nur elektrische Daten aufgenommen, da die thermischen Messungen in Middle Valley mit einer anderen Messapparatur durchgeführt wurden. Leider ermöglicht diese nur die Messung eines Temperaturgradienten, eine Bestimmung der In-Situ-Wärmeleitfähigkeit ist nicht möglich. Daher gibt es für den Bereich Middle Valley keine Vergleichsmöglichkeit für die aus dem Formationsfaktor berechnete Porosität mit der unabhängig davon berechneten Porosität aus Wärmeleitfähigkeiten.

Da im Gegensatz zur Wärmestrom- und Wärmeleitfähigkeitsmessung während des Eindringens gemessen wird, wurde bei beiden Messungen die Fiergeschwindigkeit der Sonde beim Erreichen des Meeresbodens auf 0.3 $\frac{m}{s}$ anstatt der

üblichen 1 $\frac{m}{s}$ herabgesetzt. So besteht die Möglichkeit, den Einfluss der Dynamik auf die Messergebnisse abzuschätzten, indem man die Qualität dieser Messungen mit der von Messungen mit hoher Eindringgeschwindigkeit vergleicht. Die Ergebnisse werden später im einzelnen besprochen.

4.3.1 Station 60

Das Messprofil der Station 60 beginnt in der Nähe des östlichen Randes von Middle Valley, der von einer durch die Abschiebung bedingten Geländestufe gekennzeichnet ist, und verläuft dann nahezu nach Westen ins Innere des Tales (siehe Karte (4.16)). Das Profil besteht aus zehn Einzelmessungen, von denen aber nur die ersten sechs eine gute Qualität aufweisen und für die weitere Auswertung verwendet wurden. Eine Übersicht über die gemessenen Porositäten in Abhängigkeit von der Tiefe gibt Abbildung (4.17). Dabei ist zu beachten, dass durch die fehlende Temperaturgradientenmessung keine thermische Eindringtiefe berechnet werden konnte und deshalb die maximale Eindringtiefe für jede Messung auf 4 m festgelegt wurde. Es wurde hier wie schon bei Station 57 ein gleitender Mittelwert als Filter benutzt, der die Daten an den Stellen ersetzt, an denen der Messwert mehr als 0.03 % vom Mittelwert abweicht. Die gefilterten Daten werden durch die durchgezogene Linie dargestellt, die gepunktete Linie zeigt die Rohdaten.

Wie in Abbildung (4.17) deutlich zu erkennen gibt es Strukturen in den Porositätsdaten, die sich über alle Messungen dieser Station hinweg verfolgen lassen. Man findet einige größere Ausschläge in allen Messungen wieder, aber auch Abschnitte mit bestimmten Gradienten in der Porosität sind in allen Messungen vorhanden. An einigen Stellen hat die Änderung der Porosität die Form einer Schwingung, wie zum Beispiel im obersten Meter bei allen Messungen, an anderen wiederum ist die Änderung abrupt, z.B. in etwa 3 m Tiefe bei der ersten Messung. Dabei ist jedoch zu beobachten, dass das obere Array solche Änderungen zum Teil anders misst als das untere. Zeigt das untere Array einen Sprung, kann das obere Array trotzdem einen eher weicheren Verlauf aufnehmen. Abbildung (4.18) zeigt einen solchen Fall. Diese Diskrepanz wird vermutlich von der begrenzten vertikalen Auflösung verursacht, welche auch zusätzlich noch von der Geschwindigkeit abhängt.

Die plötzlichen Sprünge in der Porosität bzw. steile Gradienten von niedriger Porosität auf eine höhere können als Basis von Turbiditablagerungen gedeutet werden. Wie schon erwähnt bestehen die das Middle Valley füllenden Sedimente größtenteils aus solchen Turbiditen. Sie entstehen aus Ablagerungen von Sedimenten, welche durch Hangrutschungen eine Suspension mit dem Bodenwasser gebildet haben und als ein solcher Schlammstrom große Strecken zurücklegen können. Aufgrund des korngrößenabhängigen Verhaltens bei der Ablagerung am Meeresboden bildet sich eine gradierte Schichtung aus. Zuerst wird der grobkörnige Anteil sedimentiert, so entsteht eine scharfe Grenze in der Korngröße, da

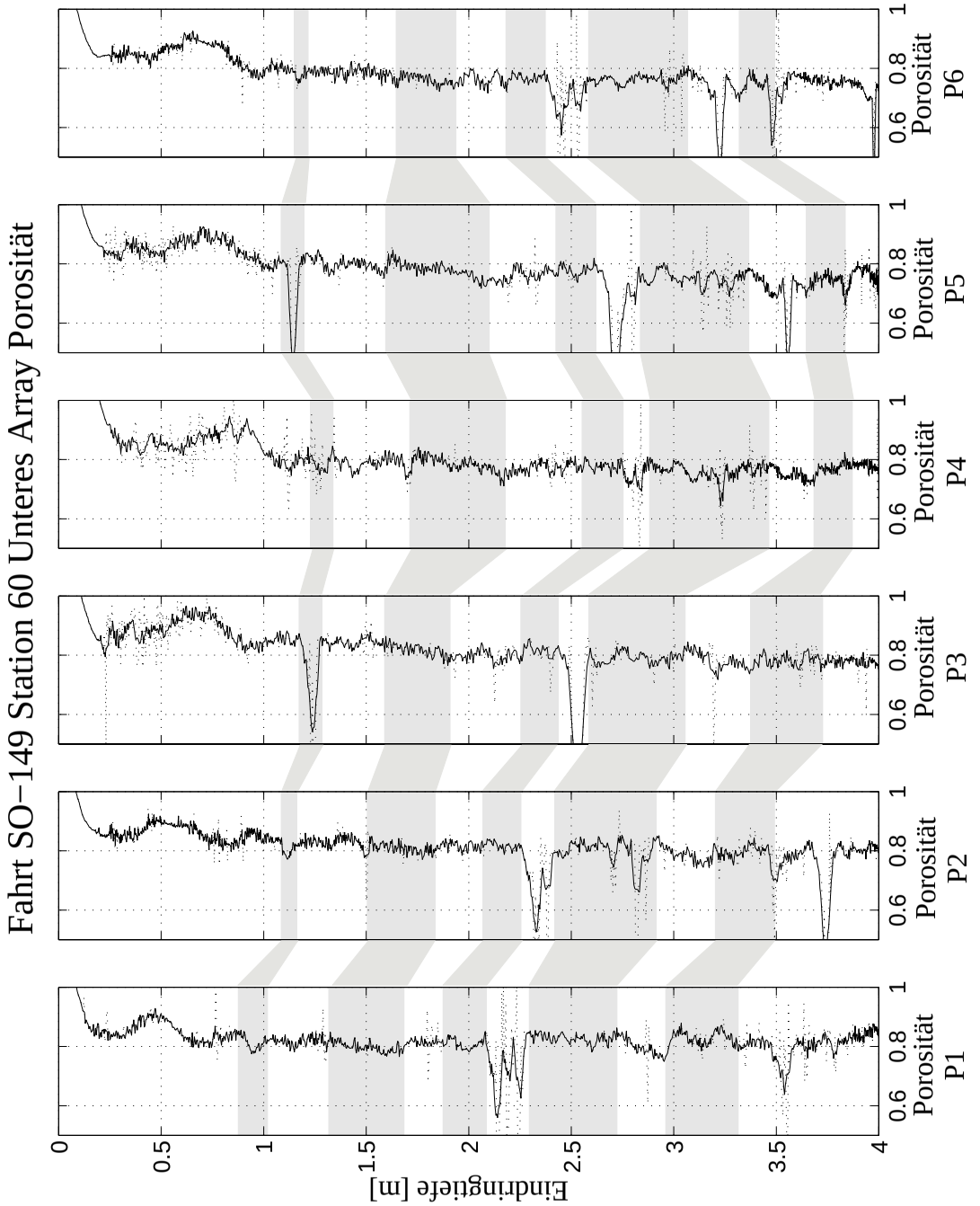


Abbildung 4.17: Porositäten von verschiedenen Messungen der Station 60, wiederum bezeichnen die grau markierten Bereiche bzw. die Bereiche dazwischen Abschnitte, die einander zugeordnet werden können. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie.

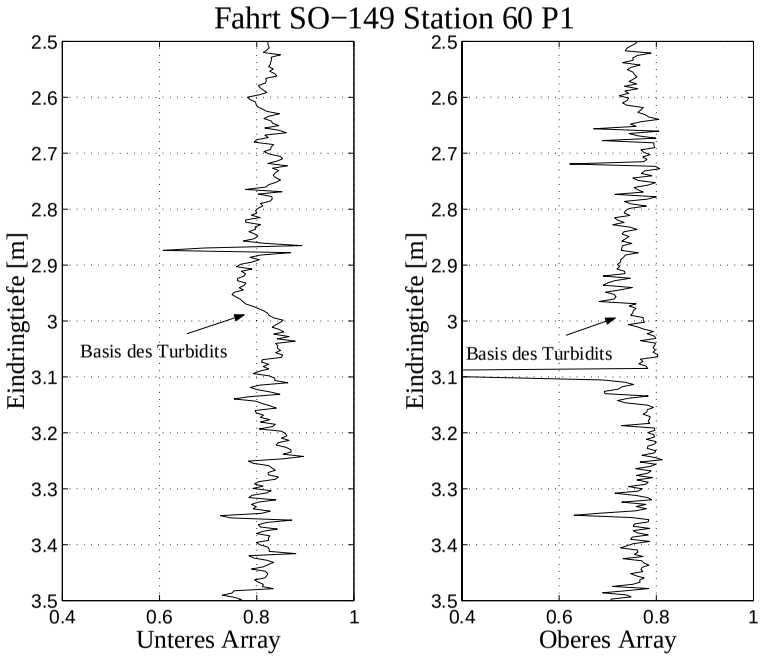


Abbildung 4.18: Ausschnitt mit Basis eines Turbidits

sich diese groben Sedimente auf die feinen hemipelagischen Sedimente des Meeresbodens ablagern. Nach und nach mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit des Turbiditstromes fallen immer feinere Sedimente aus der Suspension aus, so dass schließlich auch die Tonanteile sedimentiert werden. Eine komplette Turbiditabfolge kann Mächtigkeiten von einem Meter oder mehr erreichen [Seibold & Berger, 1996].

Da die Porosität eines Sedimentes direkt mit seiner Korngröße bzw. Kornform verknüpft ist, lässt sich auch im Tiefenprofil der Porosität eine Gradierung ablesen. Dabei entsprechen große Korngrößen einem niedrigen Wert, kleine Korngrößen einem hohen Wert [Schön, 1996]. Eine komplette Turbiditabfolge kann eine Porositätsänderung in der Größenordnung von 20 bis 30 % aufweisen. Es gibt aber auch Turbiditablagerungen, die sich nicht über das gesamte Korngrößenspektrum erstrecken, sondern nur einen Ausschnitt daraus beinhalten. Dementsprechend geringer ist dann auch die Gesamtänderung der Porosität. Ein Beispiel für eine solche Turbiditsequenz könnte der neunte Abschnitt in der Abbildung (4.17) sein. Man erkennt deutlich zunächst ein Abfallen der Porosität mit der Tiefe, was eine Vergröberung des Sedimentes bedeutet. Danach steigt die Porosität je nach Messung mehr oder weniger steil wieder an, dabei ändert sich die Porosität insgesamt um etwa 15 %. Vermutlich handelt es sich hier um eine gradierte Ablagerung beginnend im Siltbereich bis hin zu Ton. Die gesamte Abfolge hat eine Mächtigkeit von etwa 25 cm.

Einige Kilometer nördlich von Station 60 gab es eine ODP-Bohrung (siehe

Karte (4.16)), Site 855 aus Leg 139. In den obersten Metern des Bohkerns wurden auch hier Turbiditlagen gefunden. Nach der Kernbeschreibung bestehen diese oberen Meter aus hemipelagischem siltigen Ton, in den einige Siltturbidite eingebettet sind, die an der Basis eine scharfe Grenze aufweisen. Bis 10.6 Meter unter dem Meeresboden werden die Sedimente dem Holozän zugeordnet. Erst im Pleistozän ergibt die Betrachtung des Bohrkerns Turbiditsequenzen mit einem breiterem Korngrößenspektrum und größeren Mächtigkeiten [Shipboard Scientific Party, 1992]. Zu dieser Periode herrschten Eiszeiten und dadurch bedingt lag der Meeresspiegel niedriger als heute, was dazu führte, dass weite Teile der Schelfgebiete trockenlagen. Diese standen somit auch nicht mehr als Ablagerungsraum für kontinentale Sedimente zur Verfügung, die Sedimentfracht wurde bis zum Kontinentalhang transportiert und erst dort sedimentiert. Durch den höheren Eintrag kam es vermehrt zu mächtigen Hangrutschungen, die große Mengen von Sedimenten in die Tiefsee transportierten [Seibold & Berger, 1996]. Die Sedimente im Middle Valley sind größtenteils solche Ablagerungen aus pleistozänen Hangrutschungen [Davis & Villinger, 1992]. Während des Pleistozäns wurde auch gröberes Sediment bis zur Korngröße von Sand in das Tal transportiert. Die von der In-Situ-Sonde für elektrische Leitfähigkeit erreichten Sedimentschichten sind jedoch jüngeren Alters, und somit sind in den Daten auch keine größeren Porositätssprünge zu erwarten.

Die niedrigere Fiergeschwindigkeit bei der Station 60 macht sich durch längere Eindringzeiten und ein ruhigeres Verhalten der Messdaten zu Beginn der Eindringung bemerkbar. Während bei anderen Stationen im obersten Meter sehr viele hohe Ausschläge zu verzeichnen sind, sieht man hier nur eine leichte Schwingung. Dies läßt vermuten, dass zumindest die Peaks zu Beginn einer Eindringung auch dynamische Ursachen haben können. Durch die längere Eindringzeit erhöht sich auch die vertikale Auflösung, das heißt, die Anzahl der Messwerte pro Zentimeter erhöht sich. Eine direkte Vergleichsmöglichkeit der mit langsamer Fiergeschwindigkeit gefahrenen Messungen zu den üblichen Messungen fehlt allerdings, da im Bereich Middle Valley keine Messungen mit normaler Geschwindigkeit durchgeführt worden sind und sich möglicherweise die Sedimentstruktur im oberen Meter schlichtweg grundlegend von der im Bereich First Ridge unterscheidet.

4.3.2 Station 62

Bei dieser Messstation gibt es insgesamt sieben Einzelmessungen, von denen eine jedoch in den Aufzeichnungen fehlt. Das Profil liegt zwischen zwei ODP-Bohrungen von Leg 139, Site 857 und Site 856 (siehe Karte in Abbildung (4.16)), weiter westlich als Station 60 und weiter im Inneren des Tales. Die Abbildung (4.19) zeigt alle Porositätsprofile im Vergleich, dabei wurde auch hier wie bei Station 60 die maximale Eindringung auf 4 m festgelegt.

Anders als bei Station 60 sind die Änderung in der Porosität eher kurzperiodisch, man kann kaum gröbere Schichten mit Porositätsgradienten ausmachen,

die auf den ersten Blick als Turbiditsequenz zu erkennen wären. Auch liegt die mittlere Porosität hier eher bei 65 % bis 68 % , während sie bei Station 60 bei knapp über 80 % liegt. Es gibt aber auch hier Strukturen die in allen oder zumindest mehreren Profilen wiederzufinden sind, aber mächtigere Turbiditlagen sind nicht auszumachen.

Betrachtet man die Daten, die aus dem ODP-Kern 857 gewonnen wurden, ergibt sich für die oberen Meter eine Zusammensetzung aus siltigem Ton mit einigen Schichten von Silt oder tonigem Silt, die allerdings nur 0.1 bis 1 cm dick sind [Shipboard Scientific Party, 1992]. Diese dünnen Schichten werden als Turbidite interpretiert. Die Gesamtmächtigkeit des Holozäns wird hier auf nur 6 m bestimmt, wohingegen sie am Rand von Middle Valley, bei Site 855, 10.6 m beträgt. Die Sedimentationsbedingungen sind also an beiden Orten völlig verschieden, was sich ja auch in den elektrischen Daten gezeigt hat. Die holozänen Turbiditschichten sind bei Station 60 um einiges mächtiger und somit erklärt sich auch die gröbere Struktur der dort gemessenen Porositätsschwankungen.

Auch die mittlere Porosität, die sich aus den elektrischen Daten ergibt, stimmt mit Messungen am ODP-Kern überein: Hier wurde eine mittlere Porosität von 65 % in der Nähe des Meeresbodens gemessen.

Die Daten des Kernes von Site 856 werden hier nicht zum Vergleich herangezogen, da sich diese Site auf einer Erhöhung befindet, wo die Sedimente vermutlich eine andere Zusammensetzung haben als im Tal.

Auch bei Station 62 betrug die Fiergeschwindigkeit nur 0.3 $\frac{m}{s}$, und auch in diesen Daten ist die Anzahl der hohen Ausschläge besonders zu Beginn der Messung wesentlich geringer als bei den Messungen mit üblicher Geschwindigkeit.

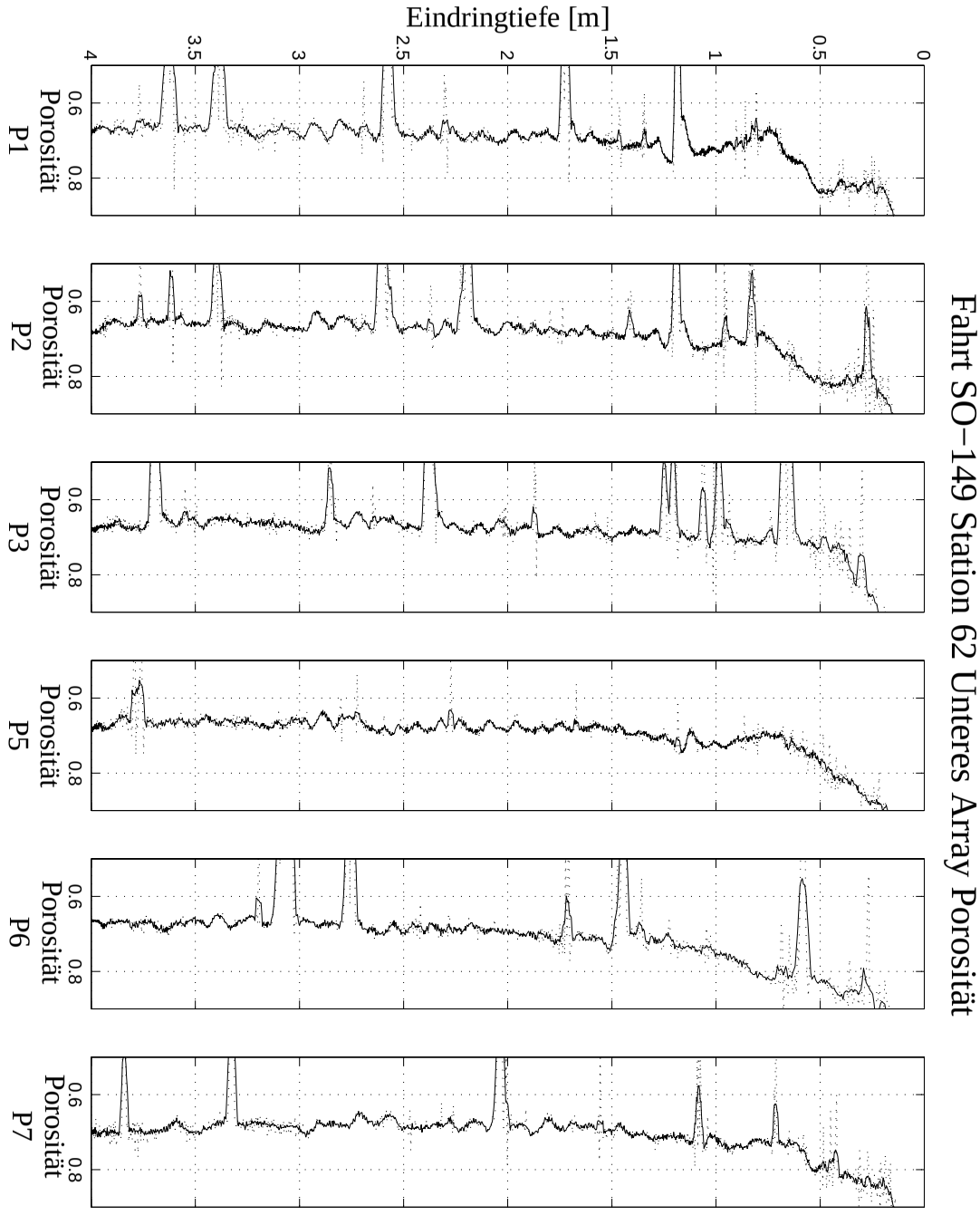


Abbildung 4.19: Bei Station 62 gemessene Porositäten im Vergleich. Da sich hier die Korrelation von Horizonten über alle Messungen als schwierig erwies, ist keine Zuordnung erfolgt. Die Rohdaten werden durch die gestrichelte Linie dargestellt, die gefilterten Daten durch die durchgezogene Linie.

4.4 Second Ridge

Zu Beginn des Abschnittes 4.2 wurde schon erwähnt, das sich die ozeanische Kruste der Juan-de-Fuca-Platte östlich des Rückens aus linearen, dem Rücken parallelen Erhöhungen und Vertiefungen zusammensetzt. Im genannten Abschnitt wurden Messungen an der ersten Erhöhung, genannt First Ridge, vorgestellt. Etwas weiter östlich davon befindet sich der Second Ridge, eine ähnliche Struktur, die allerdings nicht völlig mit Sedimenten bedeckt ist: Aus der mit Turbiditsedimenten verfüllten Ebene ragen an einigen Stellen Teile des Basements hervor [Shipboard Scientific Party, 1997]. Es gibt aber auch Gebiete, in denen diese lokalen Erhöhungen des Basements niedriger und deshalb mit einer dünnen Schicht Sediment bedeckt sind. An einem solchen sogenannten Subcrop wurde ein weiteres Profil der elektrischen Leitfähigkeit gemessen.

Der Wuzza Bare Subcrop liegt etwa 300 km von der Rückenachse entfernt auf 3.6 Ma alter Kruste, und nach der Auswertung der seismischen Messungen scheint er nur mit wenigen Metern Sediment bedeckt zu sein [Spieß & Fahrtteilnehmer, 2001; Shipboard Scientific Party, 1997]. Station 52 besteht aus neun Einzelmessungen, bei denen jeweils auch thermische Daten aufgenommen wurden. Die Datenqualität ist nicht sehr gut, drei Messungen weisen eine zu geringe Dauer auf, bei den übrigen sechs Messungen ist der Eindringzeitraum extrem lang, da die Sonde hier erst nach und nach in das Sediment eingedrungen ist. Dieser Zeitraum des Nachrutschens kann bis zu 100 s betragen. In Abbildung (4.20) sieht man ein Beispiel für die Auswertung einer solchen Messung, deren Dauer in diesem Fall etwa 35 s anstatt der üblichen 6 s beträgt. Den gesamten Eindringvorgang kann man in drei Phasen einteilen, in denen die Sonde immer wieder ein Stück nachrutscht. Auch in den Temperaturmessungen der Wärmestromsonde ist dieser verzögerte Eindringvorgang zu erkennen: Der reibungsbedingte Temperaturanstieg findet bei solchen Messungen nicht für alle Thermistoren gleichzeitig statt. Bei den oberen Thermistoren ist dieser Anstieg später zu sehen, da sie erst später ins Sediment eindringen (siehe Abbildung(4.21)). Aufgrund der vergleichsweise niedrigen Samplerate von 10 s der Temperaturmessungen ist dies bei den üblichen Eindringungen zu vernachlässigen.

Abbildung (4.22) zeigt die aus den in Messung eins aufgenommenen In-Situ-Daten ausgerechnete Porosität. Beim ersten Auswertungsversuch ergaben die elektrischen Daten viel zu hohe Werte, die sich nicht mit den Wärmestromdaten in Einklang bringen ließen. Dies lag jedoch daran, dass vor der ersten Messung dieses Profils ein ungewöhnlich hoher Wert für den Widerstand des Meerwassers aufgezeichnet wurde, der um etwa 30 % vom durchschnittlichen Wert der übrigen Messungen von Station 52 abwich. Wahrscheinlich waren die Elektroden vor der ersten Messung auf irgendeine Weise verunreinigt, wobei die Eindringung in das Sediment eine säubernde Wirkung auf die Elektroden hatte. Verwendet man zur Berechnung des Formationsfaktors den Mittelwert für das Wasser aus den anderen Messungen, so ergeben sich realistische Werte, die auch schließlich ähnliche

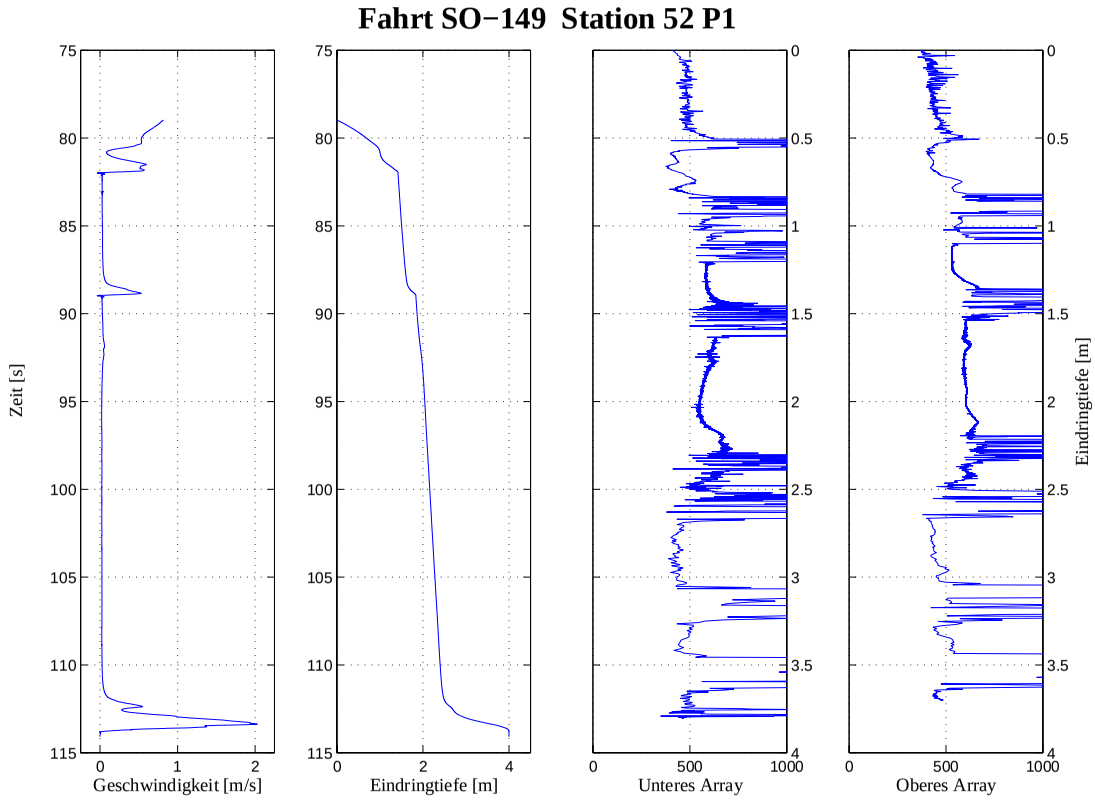


Abbildung 4.20: Ergebnis der Integration für Messung eins von Station 52. Man erkennt im Geschwindigkeitsverlauf deutlich die drei Phasen der Eindringung. Ebenfalls zu erkennen ist, dass die berechnete Geschwindigkeit zwischen diesen Phasen nicht ganz gleich Null ist.

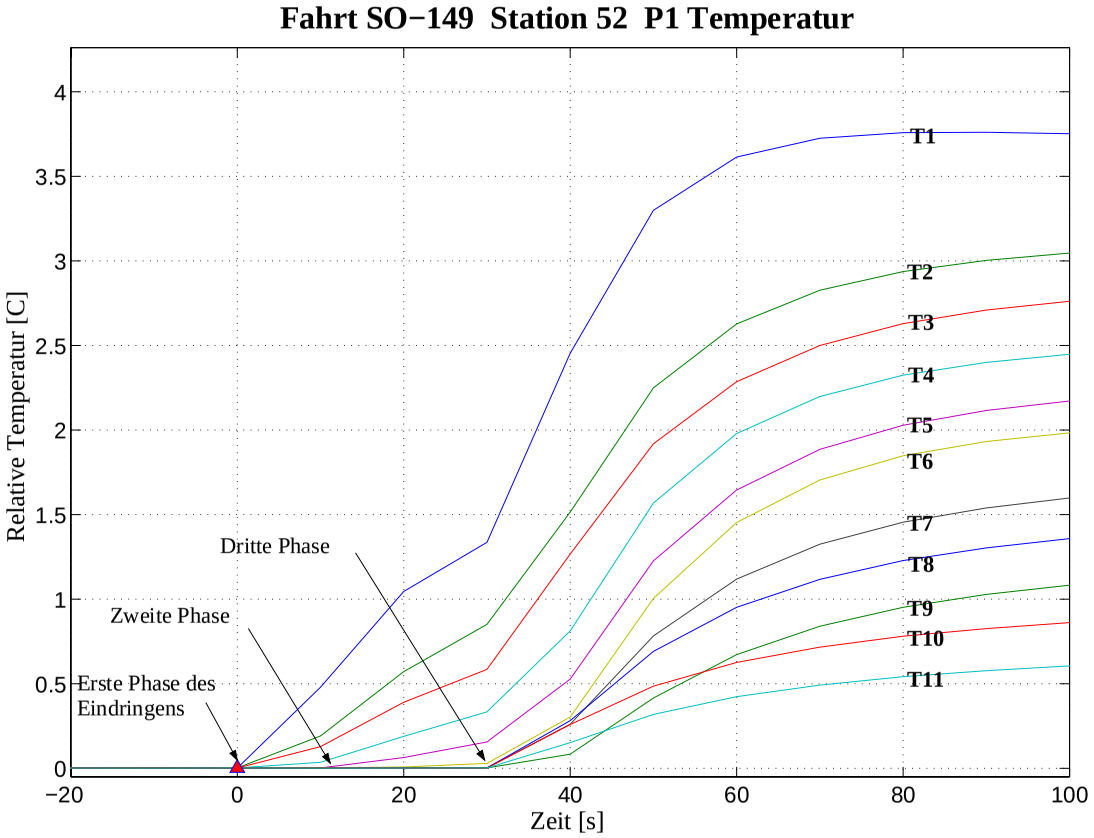


Abbildung 4.21: Temperaturverlauf während der Eindringphase von Station 52, erste Messung. Deutlich sind die einzelnen Phasen der Eindringung zu erkennen, da die Reibungswärme für die oberen Thermistoren verzögert eintritt.

Porositäten wie aus der Wärmeleitfähigkeitsmessung ergeben. Die Schwankungen um diesen Mittelwert betragen nur etwa 1 %, und da die Bodenwassertemperatur bei der ersten Messung sich nicht von den Temperaturen der anderen Messungen unterscheidet, ist die Verwendung dieses Wertes gerechtfertigt.

Die Korrelation des Verlaufs der Porositäten aus Wärmeleitfähigkeit und Formationsfaktor lässt sich auch bei dieser Messung wieder deutlich erkennen. Im Absolutwert gibt es hier jedoch Abweichungen. Dies hängt wahrscheinlich damit zusammen, dass in dieser Arbeit für alle Auswertungen der Wärmeleitfähigkeitsdaten die gleiche Matrixleitfähigkeit des Sediments angenommen wurde, um nicht durch Einführung eines zusätzlichen Parameters die Vergleiche der Messdaten unübersichtlicher zu machen. Die Werte sind in den oberen 2.5 m zunächst verhältnismäßig niedrig, im Mittel liegen sie bei etwa 60 %, was auch als Erklärung für die Probleme beim Eindringen gedeutet werden kann. Im unteren Bereich steigt die Porosität wieder auf etwa 70 % an, wobei es aber auch hier Schichten mit geringerer Porosität zu geben scheint. Betrachtet man die Eindringtiefe in Abhängigkeit von der Zeit (siehe Abbildung (4.20)), fällt auf, dass die letzte Phase des Eindringens bei etwa 2.5 m stattfindet, dies ist auch die Tiefe in der sich die Porosität wieder erhöht und somit das Eindringen für die Sonde leichter macht.

Die anderen fünf Messungen lassen sich nicht auf die herkömmliche Art auswerten, möglicherweise hat dies mit einer Störung des Beschleunigungssensors zu tun. Der typische Verlauf der aufgezeichneten Beschleunigung beim Nachrutschen in das Sediment sollte zuerst einen positiven Ausschlag zeigen, der die Beschleunigung nach unten hin anzeigt, gefolgt von einem negativen Ausschlag, der von der Bremsbeschleunigung, die in umgekehrte Richtung wirkt, verursacht wird. Dieser Verlauf ergibt bei Integration eine Geschwindigkeit, die zunächst ansteigt, solange die positive Beschleunigung wirkt, bei der negativen Beschleunigung jedoch abnimmt und schließlich wieder den Wert Null erreicht. In fünf Messungen dieser Station zeigt jedoch die Beschleunigung ein völlig untypische Verhalten: Es ist für jeweils einen Nachrutschvorgang nur ein positiver Ausschlag bzw. ein positiver Ausschlag und nur ein geringer negativer Ausschlag in der Beschleunigung zu erkennen. Dies führt in der Integration dazu, dass sich die Geschwindigkeit erhöht und, wenn die Beschleunigung wieder den Wert Null erreicht hat, diesen erhöhten Wert beibehält. Während der Zeit des eigentlichen Stillstehens rechnet das Auswertungsprogramm also mit einer konstanten Geschwindigkeit und man erhält somit falsche Eindringtiefen. Der Stillstand der Sonde ist sehr deutlich auch in den thermischen Messungen zu sehen, somit muss eine Fehlfunktion des Beschleunigungssensors vorgelegen haben, da eine Abbremsung auf jeden Fall eine messbare Beschleunigung erzeugen sollte. Die entsprechenden Messungen wurden daher nicht ausgewertet.

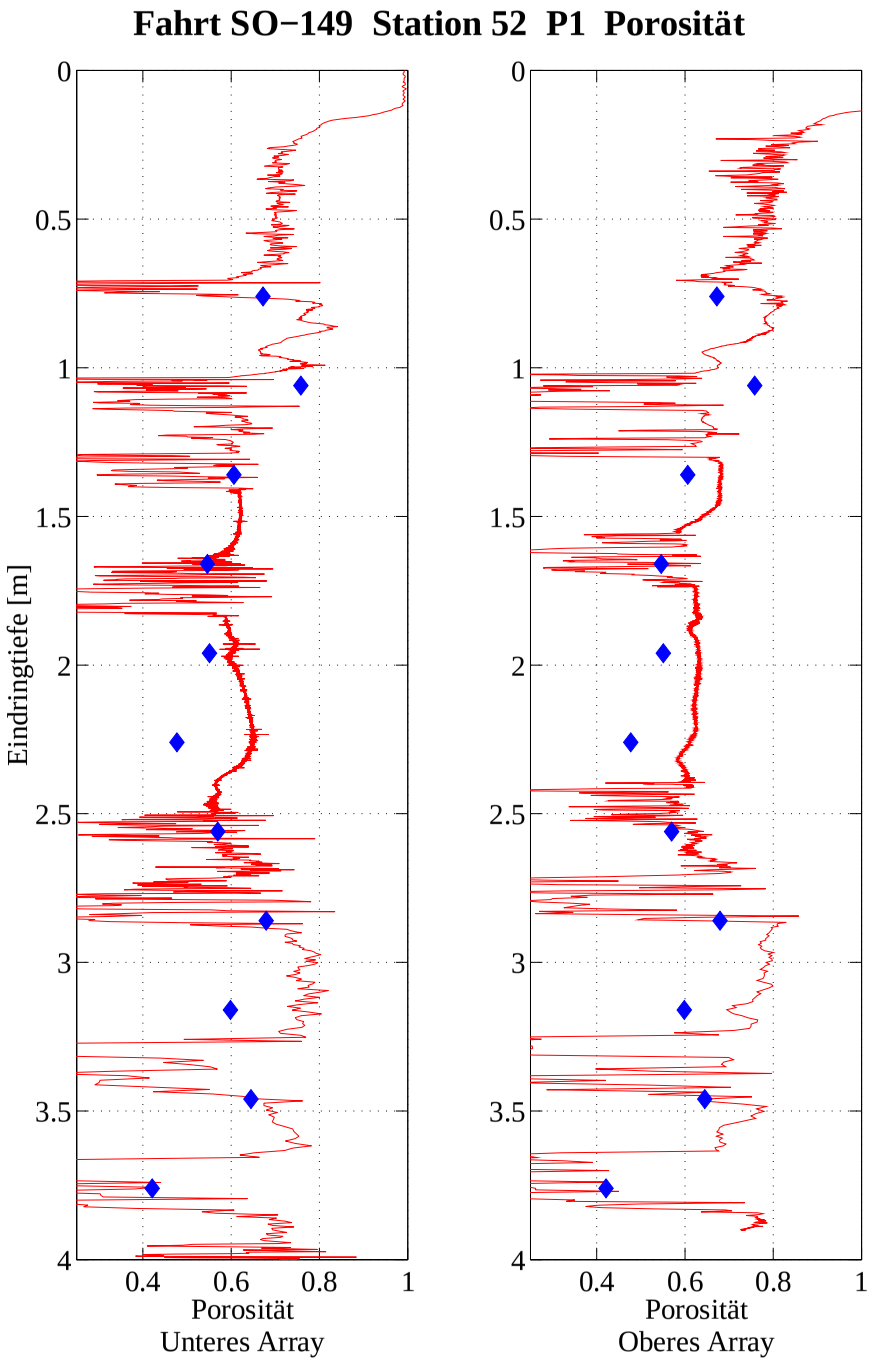


Abbildung 4.22: Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie) und Wärmeleitfähigkeit (Rauten) dargestellt. Im Absolutwert gibt es hier Abweichungen.

4.5 Cascadia Margin

Kurz nach dem Auslaufen des Schiffes wurde die Gelegenheit wahrgenommen, am Kontinentalhang im Flachwasserbereich bis zu 1300 m Wassertiefe die Funktionsfähigkeit der Wärmestromsonde sowie der In-Situ-Sonde für elektrische Leitfähigkeit zu testen. Es wurde ebenfalls mittels autonomer Temperatursensoren, die an einer 6m-Lanze befestigt wurden, Temperaturgradienten aufgenommen. Dieser Test bot sich an, um den Eindringtiefe von Bodenwassertemperaturschwankungen auf die Temperaturen in das Sediment abzuschätzen, da nun erstmals auch In-Situ-Messungern der Temperatur bis zu einer Tiefe von 6 m möglich waren. Im Flachwasserbereich ist hierbei eher mit signifikanten Schwankungen zu rechnen als in 2500 m Wassertiefe, dem Bereich, in dem alle anderen Stationen lagen. Die Temperaturen im Sediment bei Station 50 waren tatsächlich starken Schwankungen unterworfen, so dass die Bildung eines linearen Temperaturgradienten zur Berechnung der thermischen Eindringtiefe nicht möglich war. Deshalb wurde die maximale Eindringtiefe wieder auf 4 m festgelegt.

Die Ergebnisse der sieben Testmessungen sind in Abbildung (4.23) zusammengefasst. In den Porositäts-Tiefen-Profilen gibt es bis auf Messung drei, fünf und sieben Schwankungen, die in der Größenordnung von 10 % liegen. Die mittlere Porosität liegt um die 60 % und ist damit die geringste auf dieser Fahrt gemessene mittlere Porosität. Der Porositätsverlauf in Messung drei ist allgemein etwas unruhiger und daher sollten die größeren Schwankungen eher mit Ankopplungsschwierigkeiten in Verbindung gebracht werden. Ebenfalls aufällig ist hier der starke Abfall mit der Tiefe auf schließlich 42 %. Messung fünf und sieben hingegen weisen einen sehr gleichmäßigen Verlauf der Porosität auf, bis auf einen Bereich mit etwa 30 cm Mächtigkeit, der eine geringere Porosität zu haben scheint. Dieser Bereich befindet sich nach Abbildung (4.23) in unterschiedlichen Tiefen, dabei ist jedoch zu beachten, dass hier die maximale Eindringtiefe für alle Messungen auf 4 m festgelegt wurde. Durch Abweichungen der Eindringtiefe von diesen 4 m kann es zu Verschiebungen auf der Tiefenskala kommen. In Messung sechs kann man diesen Bereich geringerer Porosität bei intensiveren Betrachtungen ebenfalls ausmachen. Da bei dieser Messung auch eine In-Situ-Wärmeleitfähigkeit gemessen wurde, ist hier auch der Vergleich der aus Formationsfaktor und Wärmeleitfähigkeit berechneten Porosität möglich. Dieser Vergleich zeigt eine gute Übereinstimmung der beiden sowohl im Verlauf als auch im Absolutwert, auch der Bereich mit niedriger Porosität ist in den Wärmeleitfähigkeitsdaten zu sehen (siehe Abbildung(4.24)). Für die Messung drei wurde dieser Vergleich ebenfalls durchgeführt, hier lässt sich der starke Abfall der Porosität ab 3 m Tiefe nicht wiederfinden. Da er auch in allen anderen Messwerten nicht vorkommt, kann angenommen werden, dass es sich hier um ein technisches Problem handelt.

In der ersten Messung fällt in etwa 1.4 m Tiefe ein Sprung in der Porosität auf, dieser ergibt sich jedoch daraus, dass vor dieser ersten Messung die Elektroden, ähnlich wie auch schon bei Station 52 beschrieben, auf irgendeine Weise verun-

reinigt waren, so dass sich ein relativ hoher Messwert im Meerwasser ergab. Die in Abbildung (4.23) gezeigte Porosität wurde mit dem mittleren Wasserwert aller anderen Stationen berechnet, die Verunreinigung scheint sich aber nicht wie bei Station 52 zu Beginn der Eindringung sondern erst zu einem späteren Zeitpunkt zu lösen.

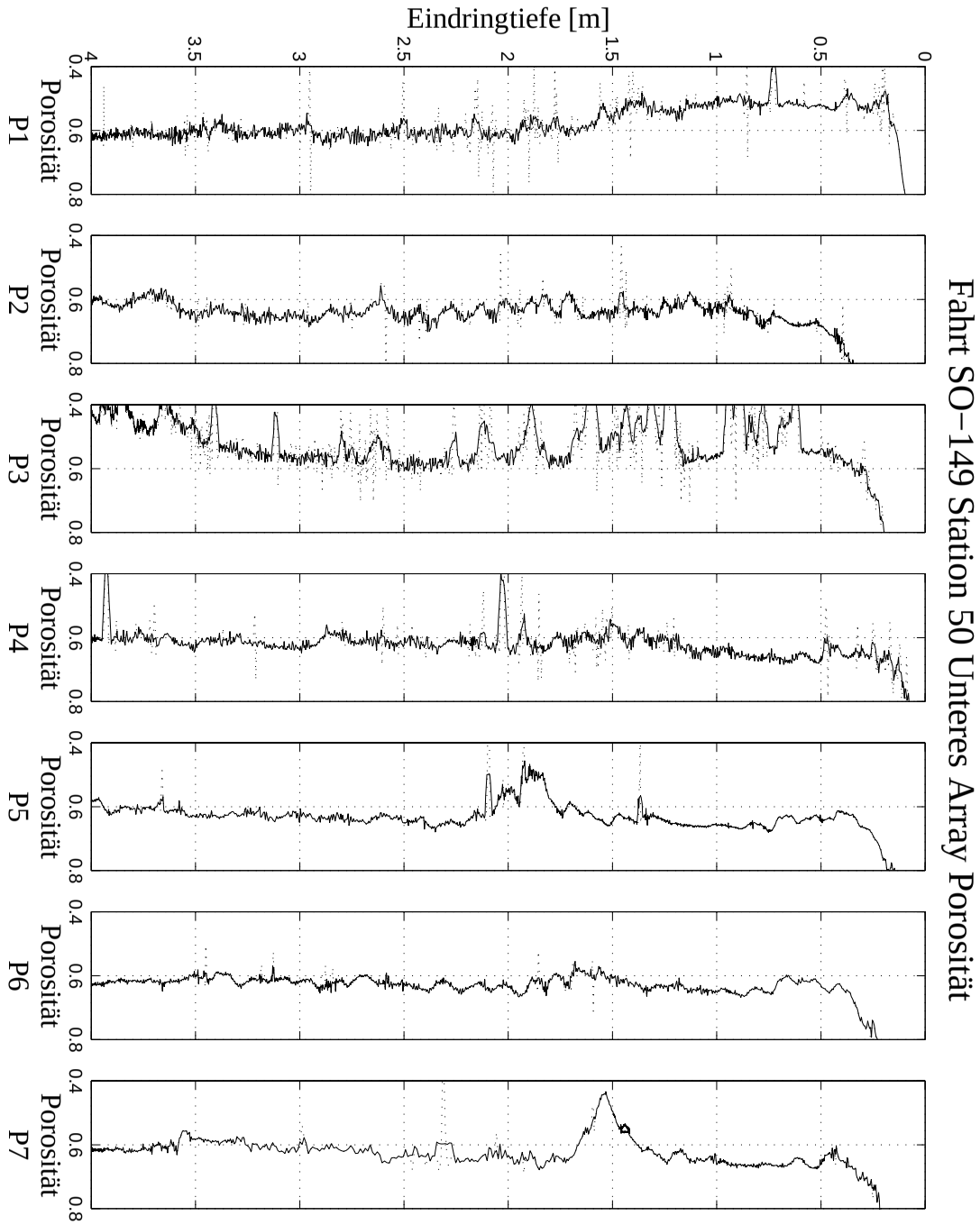


Abbildung 4.23: bei Station 50 gemessene Porositäten im Vergleich. Da sich hier die Korrelation von Horizonten über alle Messungen als schwierig erwies, ist keine Zuordnung erfolgt.

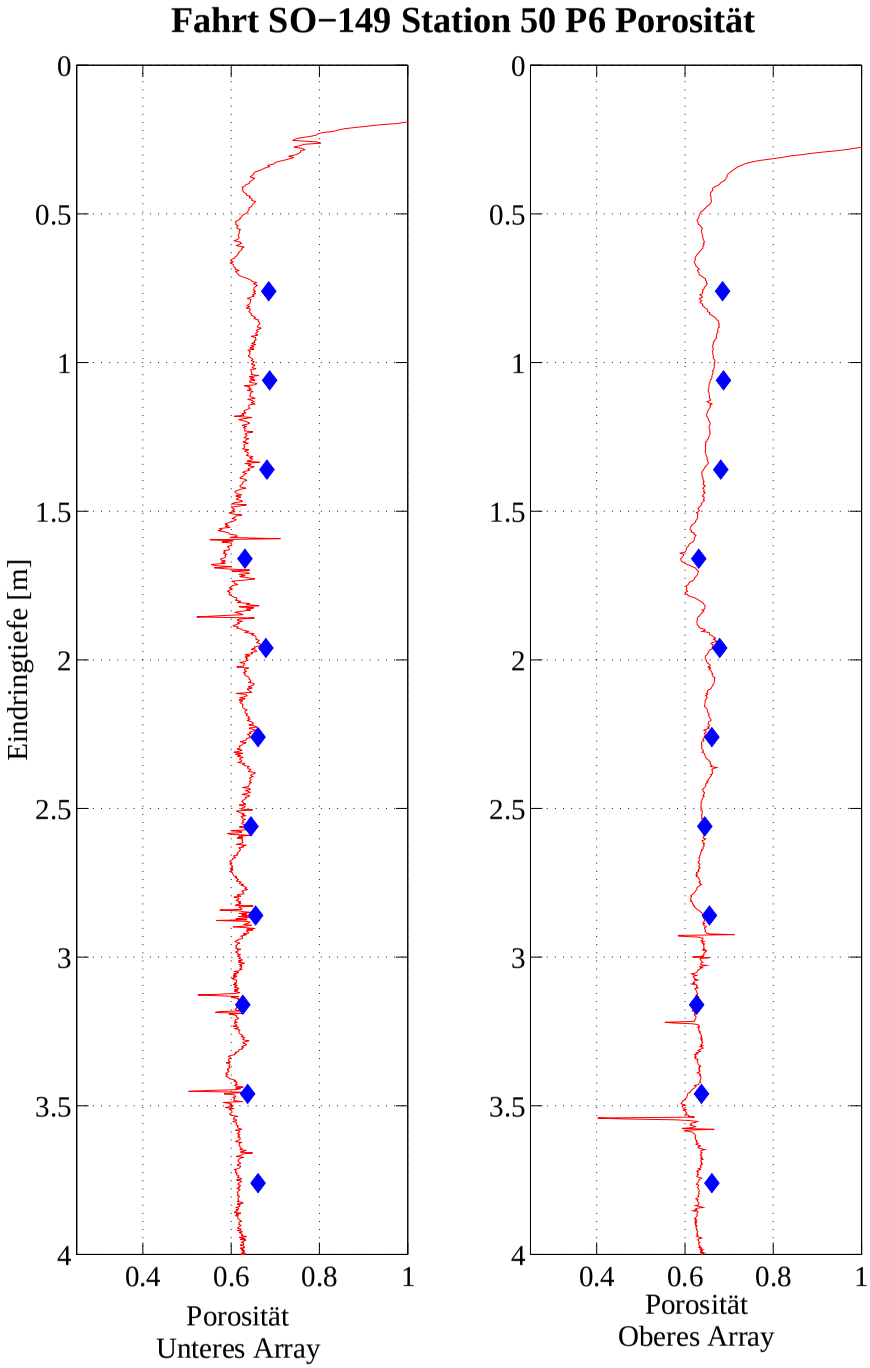


Abbildung 4.24: Porosität in Abhängigkeit von der Tiefe für Station 56, P 11. Im Vergleich sind Porositäten aus Formationsfaktor (durchgezogene Linie) und Wärmeleitfähigkeit (Rauten) dargestellt.

4.6 Interpretationsansätze für hohe Ausschläge in den Messungen

In beinahe jeder Messung, die mit der In-Situ-Sonde für elektrische Leitfähigkeit durgeführt wurde, gibt es Bereiche, in denen sehr hohe Messwerte aufgenommen wurden, die oft bis an die obere Grenze des Messbereiches reichen. Da die Daten proportional zum scheinbaren spezifischen Widerstand sind, stehen diese Peaks für sehr hohe Widerstände bzw. unendlichen Widerstand. Sie werden von beiden Arrays zu unterschiedlichen Zeiten gemessen, wobei die Zeitdifferenz zwischen beiden Ereignissen gleich der benötigten Zeit für das Zurücklegen der 10 cm zwischen beiden Elektrodenarrays ist. Deshalb kann man davon ausgehen, dass die Peaks tatsächlich von der Struktur des Sediments abhängen und nicht etwa ein messtechnisches Problem aufzeigen.

Meist ist in den widerstandproportionalen Werten zunächst eine Zunahme mit einem moderaten Gradienten zu sehen, der dann plötzlich sehr steil wird und schließlich auch ebenso steil wieder abfällt (siehe Abbildung 4.25). Die ungewöhnlichen Gradienten weisen stets in Richtung des höheren Widerstandes, was wiederum einer niedrigeren Porosität entspricht. Dies legt nahe, die Ausschläge als porositätsbedingte Ankopplungsschwierigkeiten der Elektroden an das Sediment zu interpretieren. Dagegen spricht allerdings, dass die mittleren Porositäten, die an den verschiedenen Stationen der Expedition gemessen wurden, einen breiten Porositätsbereich abdecken: Sowohl bei Station 50, wo die mittlere Porosität bei 60 % lag, als auch bei Station 60 mit einer mittleren Porosität von 80 % arbeitete die Sonde einwandfrei und nahm nur an einigen Stellen besonders hohe Peaks auf. Dabei ist die Datenqualität bei der Station mit der relativ niedrigen Porosität sogar höher. Dies lässt vermuten, dass der hohe Widerstand nicht direkt mit niedriger Porosität korreliert, sondern dass die Peaks mit Gradienten in der Porosität verknüpft sind, denn vor einem Ausschlag ist, wie oben erwähnt, meist ein leichterer Porositätsanstieg zu verzeichnen.

Einen Erklärungsansatz für dieses Verhalten liefert die Eigenschaft des elektrischen Stromes, immer den Weg des geringeren Widerstandes vorzuziehen. Dies führt dazu, dass elektrische Felder in Medien mit Inhomogenitäten bezüglich des spezifischen Widerstandes verzerrt werden. Betrachtet man zunächst eine Grenzschicht zwischen zwei Medien mit unterschiedlichen spezifischen Widerständen ρ_1 und ρ_2, was einem unendlich steilen Widerstandsgradienten auf der Grenzfläche entspricht, so wird das Potenzialfeld einer Stromquelle gestaucht, wenn sie innerhalb des Bereichs mit dem kleineren Widerstand liegt, im anderen Fall wird es gestreckt. Betrachtet man die Feldlinien, die der Fließrichtung des Stromes entsprechen, so werden sie an der Grenzfläche zwischen den beiden Medien zum Medium mit der höheren Leitfähigkeit gebrochen. Dieses Verhalten lässt sich direkt aus den Maxwell-Gleichungen ableiten, worauf hier aber verzichtet werden soll (siehe z.B. Jelitto, 1994). Bei Messungen von Potenzialdifferenzen können

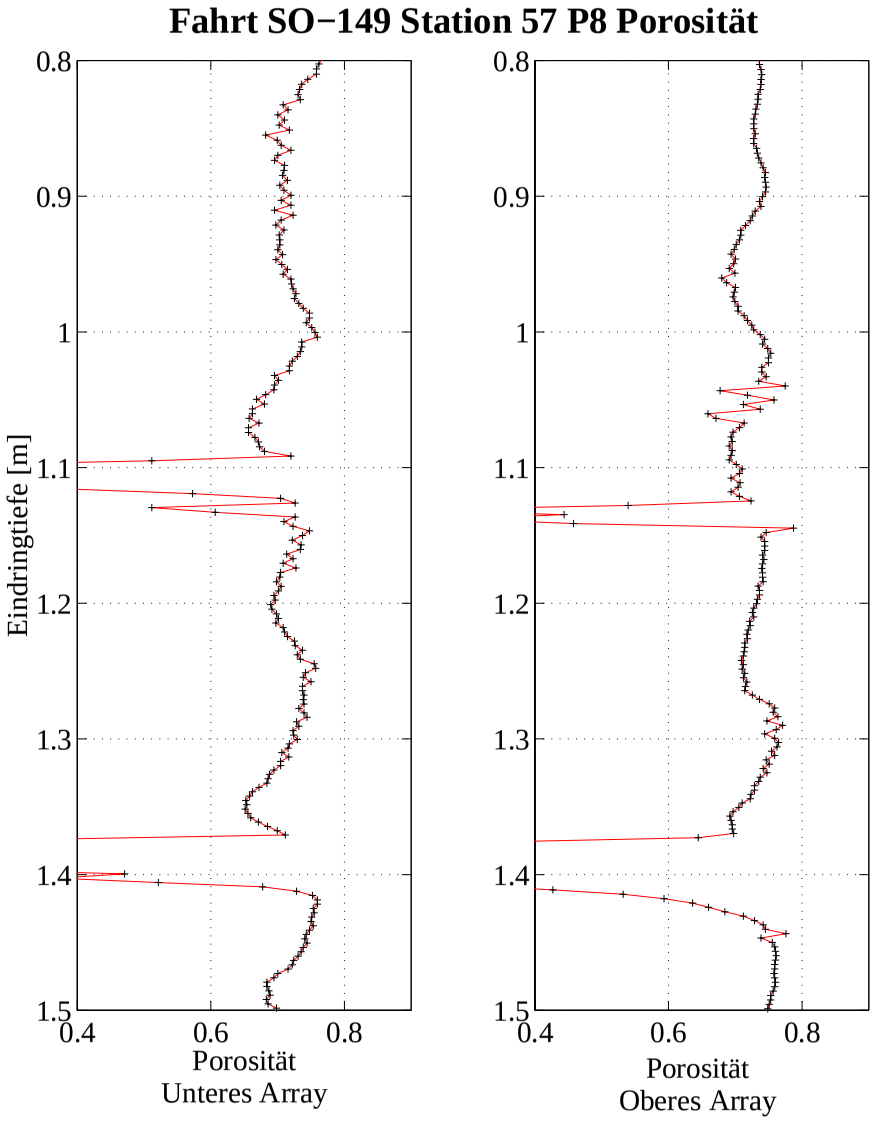


Abbildung 4.25: Darstellung zweier Ausschläge einer Messung von Station 57, die Kreuze stehen für die Messwerte.

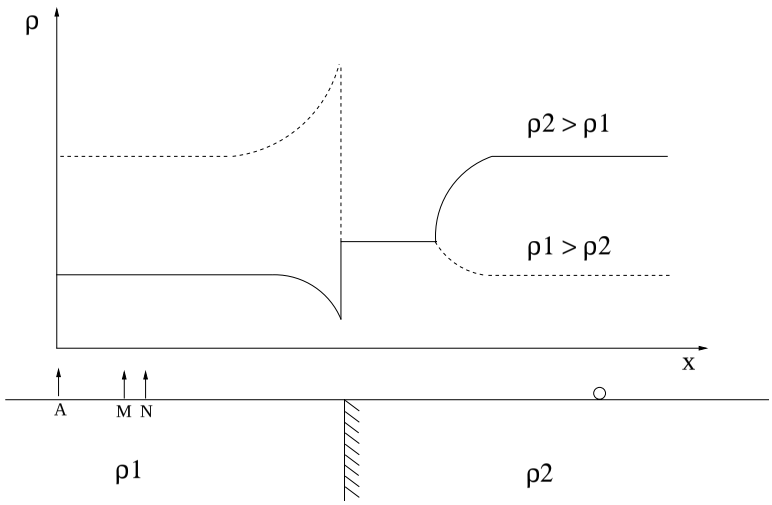


Abbildung 4.26: Verlauf des scheinbaren Widerstandes bei einer Messung mit einer Pol-Dipol-Anordnung über eine senkrechte Grenzfläche zweier Medien mit unterschiedlichem spezifischen Widerstand, nach Krajew (1957).

aufgrund der verzerrten Felder je nach Position der Messung und der Stromelektroden relativ zur Grenzfläche Unstetigkeiten auftreten.

Misst man die Potenzialdifferenz zweier eng beieinander liegenden Elektroden, welche senkrecht zur Grenzfläche angeordnet sind, in Abhängigkeit vom Abstand zur Grenzfläche bis über diese hinweg, so ergibt sich ein Verlauf wie in Abbildung (4.26) dargestellt ist. M und N sind die beiden Potenzialelektroden, das elektrische Feld wird von den Stromelektroden A und O erzeugt, wobei die Stromelektrode O sehr weit von A, M und N entfernt ist, so dass das Potenzial der Elektrode A näherungsweise als Punktquellenpotenzial anzunehmen ist. Bei einer solchen Elektrodenkonfiguration können nach dem Verlauf des Widerstandes in Abbildung (4.26) auch höhere Werte gemessen werden als tatsächlich vorhanden sind. Für dieses Beispiel mit relativ einfacher Geometrie lässt sich der Verlauf der Potenzialdifferenz mit Hilfe des Spiegelpunktverfahrens berechnen, wobei ähnlich wie schon in Kapitel 1, Abschnitt 2.3.2. ein Störpotenzial einer an der Grenzfläche gespiegelten Elektrode zur Lösung für den homogenen Raum addiert wird. Doch schon wenn man einen Fall mit zwei Grenzflächen betrachtet, also z.B. eine dünne Schicht höheren Widerstandes eingebettet in ein Medium niedrigen Widerstandes, wird die Rechnung ungleich komplizierter. Die Elektrodenanordnung muss nicht nur an einer, sondern an zwei Flächen gespiegelt werden, was im Endeffekt dem Problem eines in zwei Spiegeln reflektierten Körpers entspricht: Es entstehen unendlich viele "Bilder". In der Bohrlochgeoelektrik, in der man häufig mit solchen Messwerten zu tun hat, beschränkt man sich darauf, die Messdaten mit Modellkurven zu vergleichen. In Abbildung (4.27) ist eine solche Modellkurve für eine dünne Schicht mit hohem Widerstand dargestellt. Die gemessene Potentialdifferenz, und somit auch der Widerstand, fällt zunächst etwas ab, um dann sehr

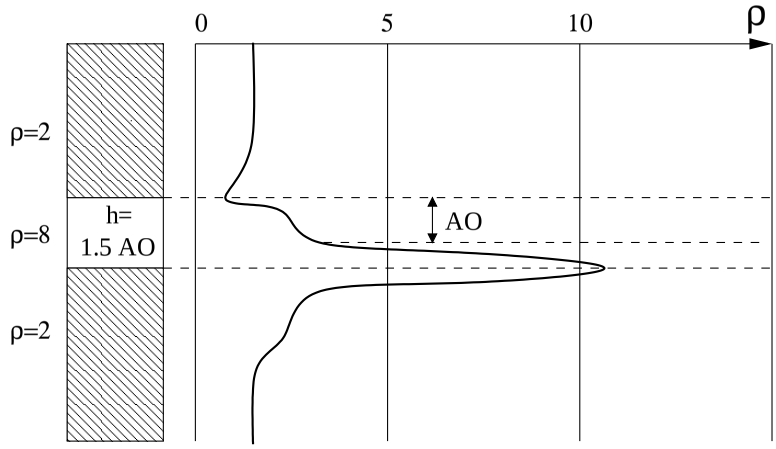


Abbildung 4.27: Verlauf des scheinbaren Widerstandes bei einer Bohrlochmessung mit einer Pol-Dipol-Elektrodenanordnung (lateral device). In der Gesteinsformation soll eine dünne Schicht hohen Widerstandes in ein Medium niedrigeren Widerstandes eingebettet sein, nach Schlumberger (1991).

steil wieder auf einen Wert anzusteigen, der höher als der Widerstand der Schicht liegt. Diese Modellkurve ist allerdings nicht für eine Wenneranordnung, sondern für eine in der Bohrlochgeophysik übliche laterale Pol-Dipol-Anordnung berechnet, die in etwa der Elektrodenanordnung vom vorherigen Beispiel in Abbildung (4.26) entspricht. Dabei befindet sich eine Stromelektrode am Bohrlochrand, also weit von der Messung entfernt, während die andere Stromelektrode und darüber die beiden eng zusammenliegenden Potentialelektroden in das Bohrloch herabgelassen werden (siehe Abbildung (4.28)). Der Verlauf dieser Kurve hängt von der entprechenden Schichtdicke h sowie vom Abstand der mitgeführten Stromelektrode zu den Potentialelektroden AO ab. Auch hier werden deutlich höhere Widerstände gemessen als tatsächlich vorhanden sind.

Die in den Messungen der ISELF-Sonde auftauchenden Ausschläge könnten ein ähnlicher Effekt sein, dabei ist jedoch Voraussetzung, dass die Sonde nicht immer genau senkrecht zur Schichtabfolge im Sediment eindringt. In der Bohrlochgeopysik ist die übliche Elektrodenanordnung senkrecht zu den zu erwartenden Schichtgrenzen angeordnet, wenn man davon ausgeht, dass die Schichten söhlig liegen. Bei der In-Situ-Sonde liegen die Elektroden bei söhliger Lage der Schichten in einer Ebene mit der Grenzfläche. Bei der Annäherung an eine Grenzfläche mit dieser Anordnung sind eigentlich keine Peaks zu erwarten, da sich alle Elektroden immer auf der gleichen Seite der Grenzfläche befinden. Ist die Sonde jedoch um einige Grad gegen die Horizontale geneigt, könnten die Elektroden in Schichten unterschiedlichen Widerstandes geraten. Im Rahmen dieser Arbeit war es jedoch nicht möglich, Modellrechnungen für diesen Fall durchzuführen, hier kann nur der qualitative Vergleich mit den Modellkurven aus der Bohrlochgeophysik angestellt werden.

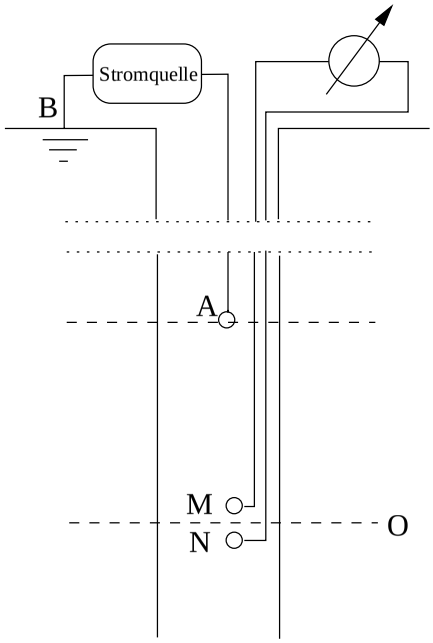


Abbildung 4.28: Elektroden-Anordnung bei einer Lateral-Device-Messung, nach Schlumberger (1991).

Kapitel 5

Zusammenfassung

Die Messung der elektrischen Leitfähigkeit von marinen Sedimenten bietet eine Möglichkeit, sich mit einfachen Messverfahren Informationen über die Porosität des Sedimentes zu verschaffen. Da diese auch mit anderen physikalischen Eigenschaften des Sediments wie etwa der Wärmeleitfähigkeit verknüpft ist, liefert sie auch für diese Daten eine Ergänzung bzw. eine Vergleichsmöglichkeit zur Beurteilung der Qualität.

In dieser Arbeit wurde das Konzept und das Einsatzprinzip einer Sonde für In-Situ-Messungen der elektrischen Leitfähigkeit vorgestellt, die zur Bestimmung der Leitfähigkeit der oberen 4 m des Sediments auch in der Tiefsee eingesetzt werden kann. Bei der Auswertung von Daten, die während der Fahrt SO-149 im Cascadia-Becken vor der Westküste Kanadas aufgenommen wurden, hat sich ergeben, dass die von dieser Sonde gemessenen Werte sich durch Ergebnisse aus unabhängigen Messungen bestätigen lassen und sich somit das Messprinzip der Sonde auch im praktischen Einsatz als sinnvoll herausstellt.

Besonders der kombinierte Einsatz der Sonde mit der Wärmestrom-/ Wärmeleitfäigkeitssonde erwies sich als vorteilhaft. Durch diese Kombination gab es eine direkte Vergleichsmöglichkeit der Messungen mit unabhängig bestimmten Daten, die am gleichen Ort zur gleichen Zeit gemessen wurden. Ein weiterer Vorteil ist der zusätzlich gemessene Temperaturgradient, welcher es ermöglicht, eine thermische Eindringtiefe zu berechnen und somit den Randwert für die Integration der Beschleunigung liefert. Für die zu bestimmende Wärmeleitfähigkeit bietet der zusätzliche Einsatz der ISELF-Sonde eine Hilfe für die Einschätzungen großer Schwankungen, die aufgrund des relativ großen Thermistorabstand von 30 cm zum Teil nur an einem Messpunkt feststellbar und deshalb schwer einzuordnen sind. Da die Messung der elektrischen Leitfähigkeit bei dem routinemäßigen Einsatz der Wärmestromsonde nur einen geringen Mehraufwand bedeutet, wäre es sinnvoll, diese beiden Messungen stets in Kombination auszuführen.

Auch das in Kapitel 3 vorgestellte Auswertungsverfahren wurde durch die Ergebnisse der Auswertung bestätigt. Die aus der Integration der Beschleunigung erhaltenen Eindringgeschwindigkeiten ließen sich durch manuelle Abschätzung

der Geschwindigkeiten durch Zuordnung markanter Stellen im Widerstandsprofil beider Arrays überprüfen. Daraus kann man schließen, dass die durch das Aufschlagen des Gewichtssatzes bzw. die errechnete thermische Eindringtiefe festgelegten Randbedingungen der Integration sinnvoll gewählt wurden, aber auch dass die Daten, welche vom unteren Array aufgezeichnet wurden, sich vom oberen Array reproduzieren lassen. Diese Reproduzierbarkeit der Daten zeigte sich darüberhinaus auch über mehrere Messungen hinweg, denn bestimmte Horizonte bzw. Strukturen des Widerstands-Profils ließen sich über alle Messungen einiger Stationen verfolgen.

Als weitere Vergleichsmöglichkeit für die Auswertungsergebnisse boten sich Porositätsmessungen an Schwerelotkernen an, wobei sich auch hier eine gute Korrelation der Mittelwerte der Daten zeigte. Die Betrachtung der Änderung des Medians der elektrischen Messungen entlang einer Station konnte erfolgreich entsprechenden Parasounddaten zugeordnet werden. Dabei erwies sich die Berechnung des Medians als eine praktikable Methode, auch Messungen mit fehlerhaften Beschleunigungsdaten sinnvoll auszuwerten. Die Korrelation zwischen den Medianen der Wärmeleitfähigkeit mit den Medianen des Formationsfaktors war bei den so ausgewerteten Stationen gut zu erkennen. Trotzdem wäre es erstrebenswert, die Menge der vollständig auswertbaren Datensätze zu erhöhen. Die Zuverlässigkeit der Sonde würde sicherlich durch eine Überprüfung bzw. durch einen Austausch des Beschleunigungssensors verbessert werden, denn dadurch könnten in Zukunft Ausfälle des Sensors, wie sie z.B. bei Station 56 aufgetreten sind, verhindert werden. Auch die Steuerung der Aufzeichnung der Messdaten über den Drucksensor sollte überprüft werden, da eine Fehlfunktion in diesem Bereich wahrscheinlich für völlig fehlende oder zu kurze Eindringvorgänge verantwortlich ist.

Um die Frage nach den hohen Ausschlägen in den Messungen zufriedenstellend zu klären, wäre es von Vorteil, die in dieser Arbeit geäußerten Vermutungen durch Modellrechnungen zu überprüfen. Eine andere Möglichkeit wäre, entsprechende Messungen mit der Sonde kontrolliert im Labor durchzuführen. Die Umsetzung dieser Vorschläge war zeitlich nicht mit der Diplomarbeit zu vereinbaren.

Literaturverzeichnis

Archie, G. E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, **146**, 54-62

Becker, k., Von Herzen, R. P., Francis, T. J. G., Anderson, R. N., Honnorez, J., Adamson, A. C., Alt, J. C., Emmermann, R., Kempton, P. D., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M. J., Newmark, R. L., 1982. In situ electrical resistivity and bulk porosity of the oceanic crust, Costa Rica Rift, *Nature*, **300**, 594-598

Boyce, R. E., 1968. Electrical resistivity of marine sediments from the Bearing Sea, *Journal of Geophysical Research*, **73**, 4759-4766

Brigaud, F. & Vasseur, G., 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks, *Geophysical Journal*, **98**, 525-542

Bullard, E. C., 1939. Heatflow in South Africa, *Proceedings of the Royal Society of London*, Series A, **173**, 474-502

Bullard, E. C., 1954. The flow of heat trough the floor of the atlantic ocean, *Proceedings of the Royal Society of London*, Series A, **222**, 408-425

Carslaw, H. S. & Jaeger, J. C., 1959. *Conduction of heat in solids*, Oxford University Press, Oxford, UK

Davis, E. E. & Villinger, H., 1992. Tectonic and Thermal Structure of the Middle Valley Sedimented Rift, Northern Juan de Fuca Ridge, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, edited by E. E. Davis, M. J. Mottl, A. T. Fisher, Ocean Drilling Program, College Station, TX

Hartmann, A. & Villinger, H., 2002. Inversion of marine heat flow measurements by expansion oft the temperature decay function, *Geophysical Journal International*,

Hyndman, R. D., Davis, E. E., Wright, J. A., 1979. The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetration probe with digital acoustic telemetry and in situ thermal conductivity, *Marine Geophysical Research*, **4**, 181-205

HYNDMAN, R. D., YUAN, T., MORAN, K., 1999. The concentration of deep sea gas hydrates from downhole electrical resistivity logs and laboratory data, *Earth and Planetary Science Letters*, **172**, 167-177

JELITTO, R. J., 1994. Elektrodynamik. *Eine Einführung in die mathematische Naturbeschreibung*, Aula Verlag, Wiesbaden, 3. Auflage

JONES, E. J. W., 1999. *Marine Geophysics*, Wiley, Chichester, UK

KAPPEL, E. S. & RYAN, W. B. F., 1986. Volcanic episodicityand a non-steady state rift valley along Northeast Pacific spreading center: Evidence from Sea MARC I, *Journal of Geophysical Research*, **91**, 13925-13940

KINOSHITA, M., 1992. Estimation of Grain Thermal Conductivity in the Turbidite Sediment of the Juan de Fuca Ridge, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results,* edited by edited by E. E. Davis, M. J. Mottl, A. T. Fisher, Ocean Drilling Program, College Station, TX

KRAJEW, A. P., 1957. *Grundlagen der Geoelektrik*, VEB Verlag Technik Berlin

MCMANUS, D. A., HOLMES, M. L., CARSON, B., BARR, S. M., 1972. Late quaternary tectonics, northern end of Juan de Fuca Ridge (northeast Pacific), *Marine Geology*, **12**, 141-164

NAGIHARA, S. & LISTER, C. R. B., 1993. Accuracy of marine heat-flow instrumentation: Numerical studies on the effects of probe construction and the data reduction scheme, *Geophysical Journal International*, **112**, 161-177

REVIL, A., CATHLES III, L. M., LOSH, S., NUNN, J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications, *Journal of Geophysical Research*, **103** (B10), 23925-23936

ROSENBERGER, A., WEIDELT, P., SPINDELDREHER, C., HEESEMANN, B., VILLINGER, H., 1999. Design and application of a new free fall in situ resistivity probe for marine deep water sediments, *Marine Geology*, **160**, 327-337

SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1992. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, E. E. Davis, M. J. Mottl, A. T. Fisher et al., **139**, Ocean Drilling Program, College Station, TX

SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1997. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, E. E. Davis, A. T. Fisher, J. T. Firth et al., **168,** Ocean Drilling Program, College Station, TX

SCHLUMBERGER, 1991. *Log Interpretation Principles/Applications*, Schlumberger Educational Services, Houston, Texas, 3rd edn.

SCHÖN, J. H., 1996. *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics*, Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration, Volume 18, Pergamon Press

SEIBOLD, E. & BERGER, W. H., 1996. *The Sea Floor, an Introduction to Marine Geology*, Springer Verlag Berlin Heidelberg New York, 3rd edn

SMITH, W. H. F. & SANDWELL, D. T., 1997. Global Seafloor Topography from Sattelite Altimetry and Ship Depth Soundings, *Science*, **277**, 1956-1962

SPIESS, V. & FAHRTTEILNEHMER, 2001. Report and Preliminary Results of RV/Sonne Cruise SO 149, Victoria - Victoria, 16.8. - 16.9.2000, *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen*, No. **179**

SPINDELDREHER, C., 1997. *Bestimmung des Konfigurationsfaktors und der Empfindlichkeit einer In-Situ-Leitfähigkeitssonde*, unveröffentlichte Diplomarbeit

TELFORD, W. M., GELDART, L. P., SHERIFF, R.E., KEYS, D.A., 1976. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, UK

VILLINGER, H. & DAVIS, E. E., 1987. A New Reduction Algorithm for Marine Heat Flow Measurements, *Journal of Geophysical Research*, **92** (B12), 12846-12856

WATSON, G. N., 1966. *A treatise on the theory of Bessel Functions*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2nd edn.

WEIDELT, P., WELLER, A., 1996. Analytische Berechnung von geoelektrischen Geometriefaktoren für kanonische Bereiche, *Protokoll des DGG-Kolloquiums "Elektromagnetische Tiefenforschung"*, Herausgeber: Bahr, K., Universität Göttingen, Junge, A., Johann Wolfgang von Goethe-Universität Frankfurt

ZHADANOV, M. S. & KELLER, G. V., 1994. *The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration*, Methods in Geochemistry and Geophysics, 31, Elsevier, Amsterdam

ZÜHLSDORFF, L., SPIESS, V., HÜBSCHER, C., BREITZKE, M., 1999. Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge: Evidence for fluid migration?, *Journal of Geophysical Research*, **104**, 15351-15364

Anhang A

Tabellen

Aufgelistet sind Positionen und die Mediane der Ergebnisse für alle Stationen. Zusätzlich ist vermerkt, wie die einzelnen Messungen ausgewertet werden konnten. "Vollständig" bedeutet, die Integration der Beschleunigung wurde durchgeführt und es existiert ein Porositäts-Tiefen-Profil, "Median" bedeutet, aufgrund fehlender oder schlechter Beschleunigungsdaten konnte keine Eindringtiefe berechnet werden, sondern nur der Median-Wert. "Nicht möglich" war die Auswertung, wenn die Messung in der Aufzeichnung fehlte, d.h. die Aufzeichnung erst begann als die Sonde im Sediment steckte, oder die Daten keinen sinnvollen Medianwert ergaben.

Tabelle A.1: Station 50

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-126.8498	48.6669	1192	1	1.0060	vollständig	2.6814
2	-126.8491	48.6685	1280	0	-	vollständig	2.5044
3	-126.8523	48.6665	1286	1	1.0977	vollständig	2.6947
4	-126.8547	48.6658	1184	1	1.0222	vollständig	2.6018
5	-126.8567	48.6657	1292	0	-	vollständig	2.5167
6	-126.8581	48.6656	1176	1	1.0115	vollständig	2.5901
7	-126.8589	48.6654	1295	0	-	vollständig	2.6258

Tabelle A.2: Station 52

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-127.6940	47.7846	2682	1	1.1276	vollständig	2.5956
2	-127.6934	47.7843	2682	0	-	Median	2.5200
3	-127.6934	47.7842	2682	1	1.1987	Median	2.5289
4	-127.6938	47.7859	2682	0	-	nicht möglich	-
5	-127.6927	47.7844	2630	1	1.0736	Median	2.5244
6	-127.6921	47.7841	2682	1	1.1367	Median	2.5811
7	-127.6918	47.7841	2683	0	-	Median	2.5611
8	-127.6915	47.7837	2683	1	1.0190	nicht möglich	-
9	-127.6894	47.7835	2571	1	1.1958	nicht möglich	-

Tabelle A.3: Station 54

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-128.5830	47.9037	2618	1	0.9757	Median	2.3172
2	-128.5809	47.9038	2489	0	-	Median	2.3486
3	-128.5790	47.9033	2622	1	1.0052	Median	2.4051
4	-128.5767	47.9029	2625	0	-	Median	2.1382
5	-128.5742	47.9024	2546	1	0.9498	vollständig	2.1161
6	-128.5721	47.9022	2558	1	0.9361	Median	2.1982
7	-128.5706	47.9019	2624	0	-	Median	2.1699
8	-128.5684	47.9016	2613	1	0.9122	Median	2.0931
9	-128.5663	47.9014	2610	1	0.9782	nicht möglich	-
10	-128.5636	47.9008	2559	1	0.9499	Median	2.1300
11	-128.5609	47.9003	2605	1	0.9500	nicht möglich	-
12	-128.5589	47.8999	2609	0	-	nicht möglich	-

Tabelle A.4: Station 56

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-128.5648	47.8374	2689	1	0.9297	Median	2.1798
2	-128.5664	47.8377	2689	0	-	Median	2.1391
3	-128.5691	47.8383	2689	1	0.9307	Median	2.1048
4	-128.5713	47.8388	2682	0	-	Median	2.2769
5	-128.5735	47.8392	2566	1	0.9250	Median	2.1085
6	-128.5756	47.8397	2663	1	0.9269	Median	2.2049
7	-128.5778	47.8403	2656	0	-	Median	2.2075
8	-128.5803	47.8405	2598	1	0.9206	Median	2.1092
9	-128.5826	47.8408	2649	1	0.9036	Median	2.0693
10	-128.5842	47.8415	2651	1	0.9272	vollständig	2.1264
11	-128.5858	47.8423	2655	1	0.9562	vollständig	2.1277
12	-128.5889	47.8430	2654	1	1.0102	vollständig	2.3473
13	-128.5915	47.8435	2652	0	-	nicht möglich	-
14	-128.5943	47.8442	2650	1	0.9797	vollständig	2.3370
15	-128.5964	47.8446	2647	0	-	Median	2.2857
16	-128.5995	47.8451	2645	1	0.9636	vollständig	2.3000

Tabelle A.5: Station 57

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-128.5569	47.9170	2622	1	0.9444	vollständig	2.1641
2	-128.5586	47.9179	2623	1	0.9449	Median	2.0852
3	-128.5599	47.9180	2622	0	-	Median	2.0895
4	-128.5627	47.9185	2620	1	0.9428	Median	2.0639
5	-128.5645	47.9191	2618	0	-	Median	2.1369
6	-128.5671	47.9198	2442	1	0.9341	Median	2.1638
7	-128.5694	47.9202	2615	0	-	Median	2.1830
8	-128.5722	47.9209	2613	1	0.9153	vollständig	2.1074
9	-128.5766	47.9228	2612	0	-	Median	2.0856
10	-128.5739	47.9210	2613	1	0.9423	vollständig	2.0899
11	-128.5761	47.9217	2612	0	-	vollständig	2.0846
12	-128.5756	47.9215	2612	0	-	vollständig	2.1757
13	-128.5774	47.9218	2439	0	-	nicht möglich	-

Tabelle A.6: Station 58

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-128.5433	47.91992	2613	-	-	vollständig	2.1874
2	-128.5455	47.92083	2612	-	-	Median	2.1874
3	-128.5479	47.92099	2614	-	-	vollständig	2.2188
4	-128.5508	47.92141	2480	-	-	Median	2.2192
5	-128.5550	47.92275	2619	-	-	vollständig	2.1652

Tabelle A.7: Station 59

Pen	Long	Lat	Wassertiefe	HP	Median λ	Auswertung	Median FF
1	-128.5600	47.9235	2618	1	0.9526	vollständig	2.1073
2	-128.5604	47.9232	2618	0	-	vollständig	2.1709
3	-128.5606	47.9234	2619	1	1.0551	vollständig	2.1957
4	-128.5617	47.9240	2617	0	-	vollständig	2.1667
5	-128.5645	47.9248	2614	1	1.1609	Median	2.1453

Tabelle A.8: Station 60

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-128.6440	48.4339	2475	-	-	vollständig	1.7573
2	-128.6448	48.4342	2478	-	-	vollständig	1.7379
3	-128.6460	48.4343	2480	-	-	vollständig	1.8026
4	-128.6470	48.4346	2480	-	-	vollständig	1.8920
5	-128.6482	48.4349	1984	-	-	vollständig	1.9164
6	-	-	-	-	-	vollständig	1.9093
7	-128.6512	48.4353	2481	-	-	Median	1.9288
8	-128.6533	48.4355	2481	-	-	Median	2.0816
9	-128.6554	48.4360	2481	-	-	Median	2.4292
10	-128.6577	48.4363	2256	-	-	Median	2.5395

Tabelle A.9: Station 62

Pen	Long	Lat	Wassertiefe [m]	HP	Median λ [W/mK]	Auswertung	Median FF
1	-128.6951	48.4385	2054 ?	-	-	vollständig	2.1857
2	-128.6975	48.4388	2462	-	-	vollständig	2.2851
3	-128.6998	48.4393	2460	-	-	vollständig	2.2907
4	-128.7022	48.4394	2459	-	-	nicht möglich	-
5	-128.7048	48.4400	2456	-	-	vollständig	2.2622
6	-128.7072	48.4402	2455	-	-	vollständig	2.2743
7	-128.7099	48.4408	2451	-	-	vollständig	2.2198

Anhang B

Rohdaten

Im Folgenden sind alle auf der Fahrt SO-149 aufgenommenen Messungen der ISELF-Sonde dargestellt. Die Abbildungen sind alle nach dem gleichen Schema aufgebaut wie auch schon das Beispiel, welches in Kapitel 3 zu sehen war. Im oberen Diagramm ist der Druck dargestellt, dann folgt die Beschleunigung und die Messwerte des unteren und des oberen Elektrodenarrays. Alle Daten sind gegen die Zeit aufgetragen.

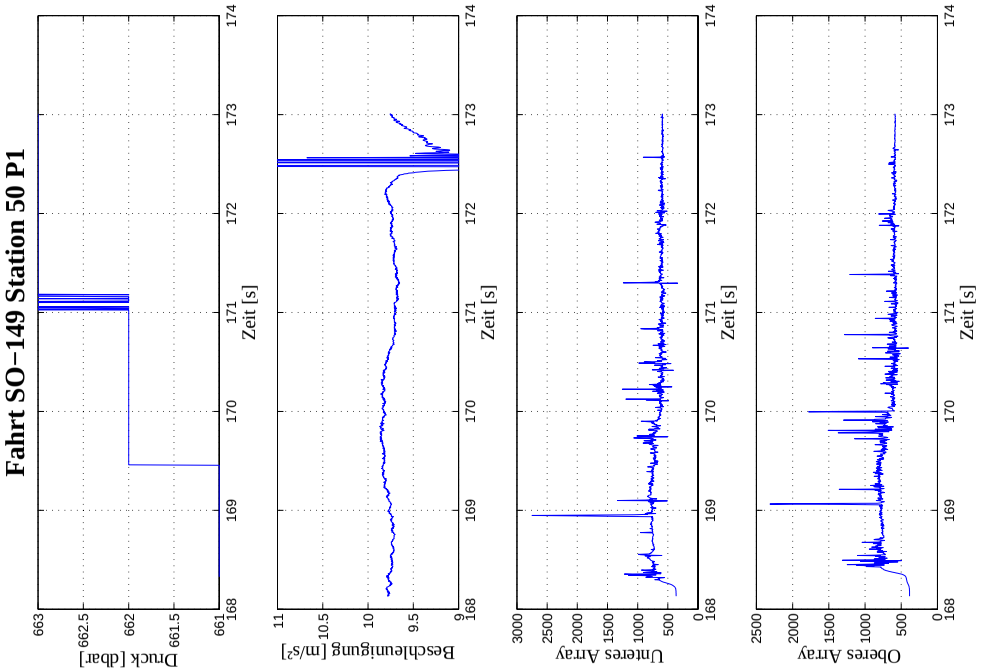


Abbildung B.1: Station 50, Penetration 1

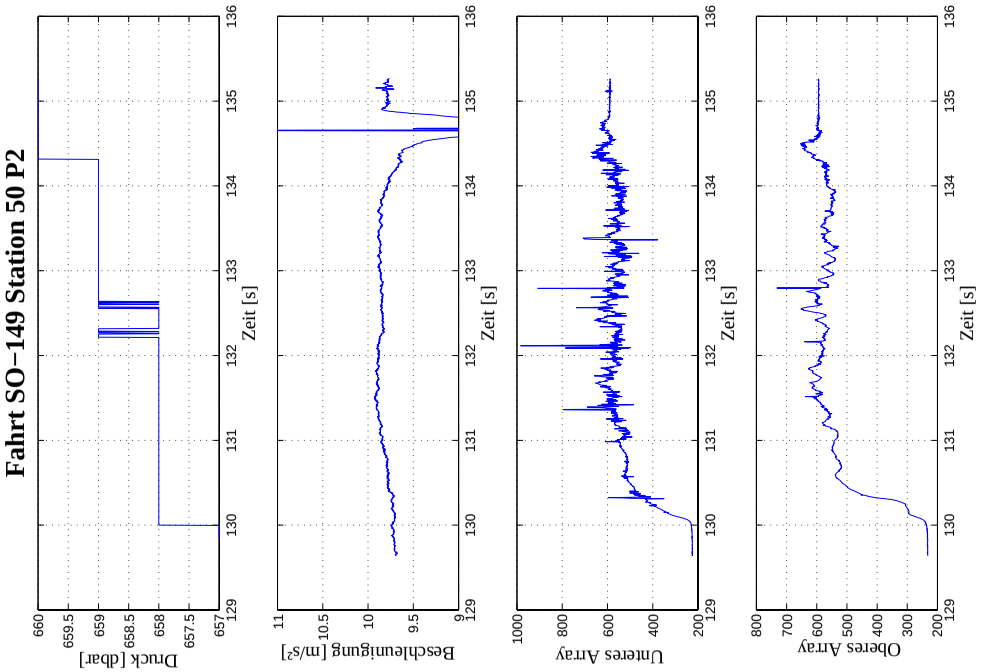


Abbildung B.2: Station 50, Penetration 2

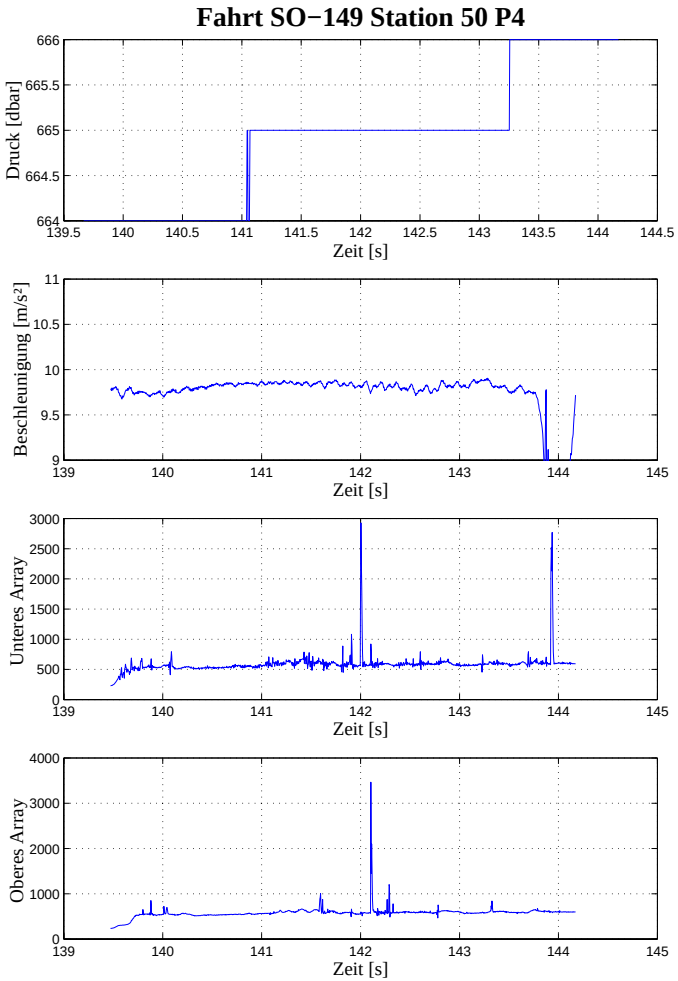


Abbildung B.4: Station 50, Penetration 4

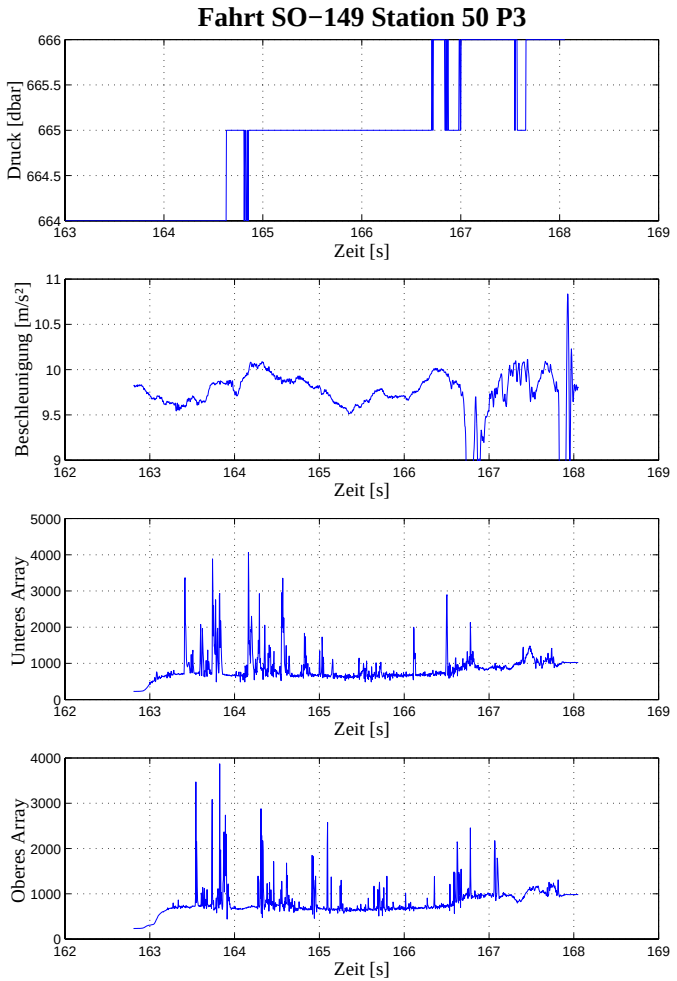


Abbildung B.3: Station 50, Penetration 3

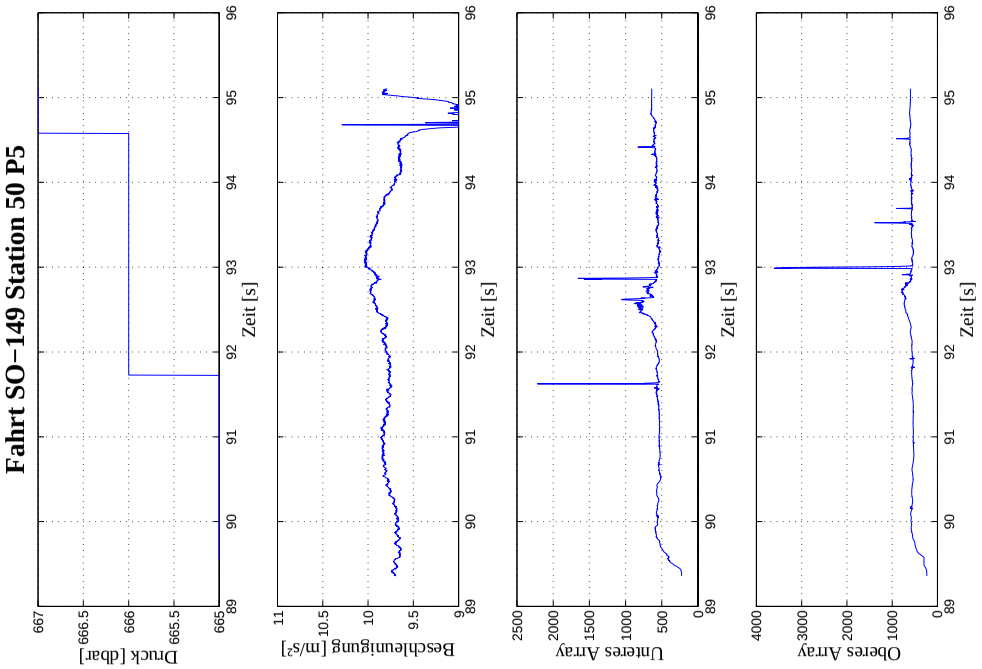


Abbildung B.5: Station 50, Penetration 5

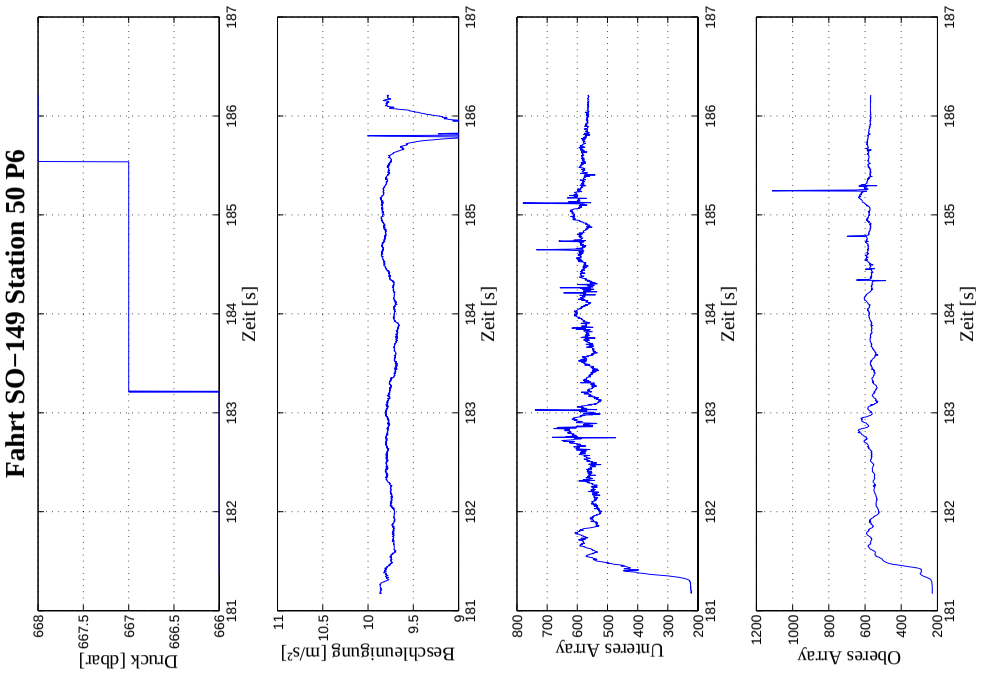


Abbildung B.6: Station 50, Penetration 6

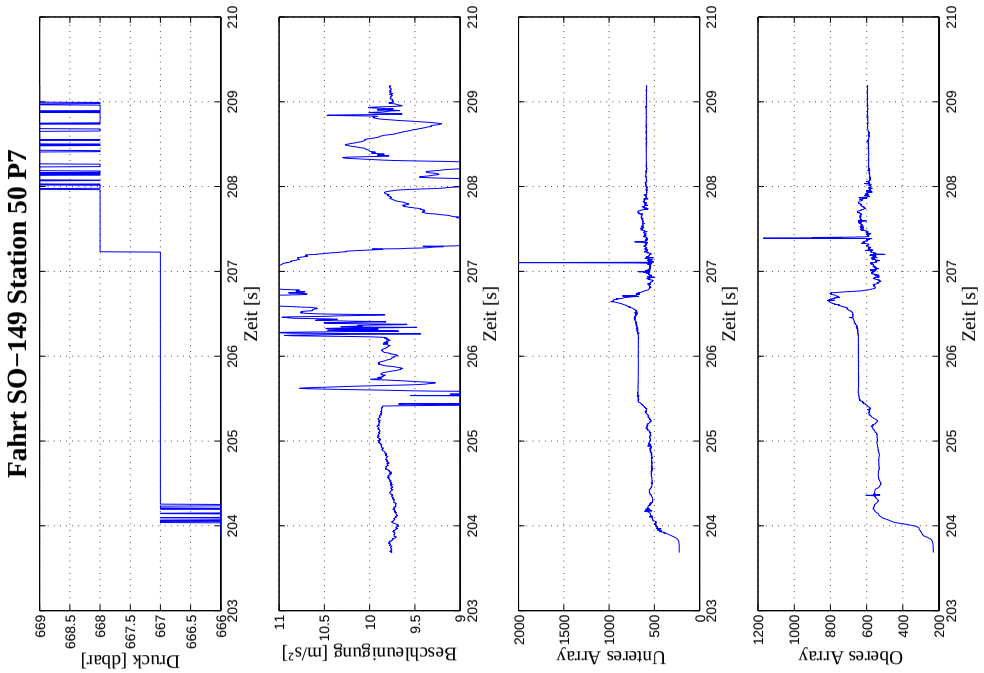


Abbildung B.7: Station 50, Penetration 7

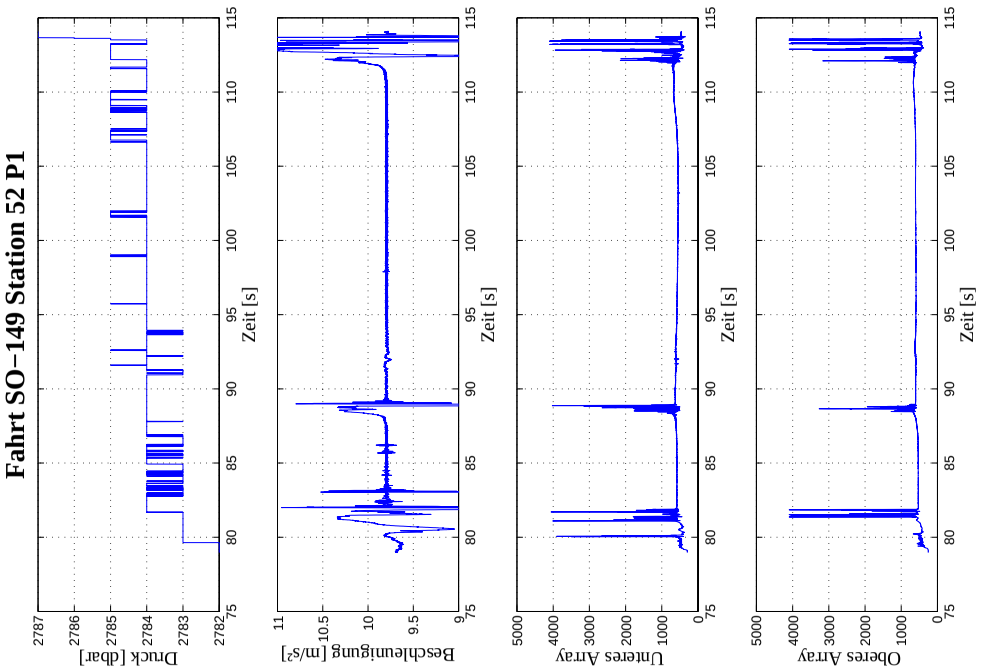


Abbildung B.8: Station 52, Penetration 1

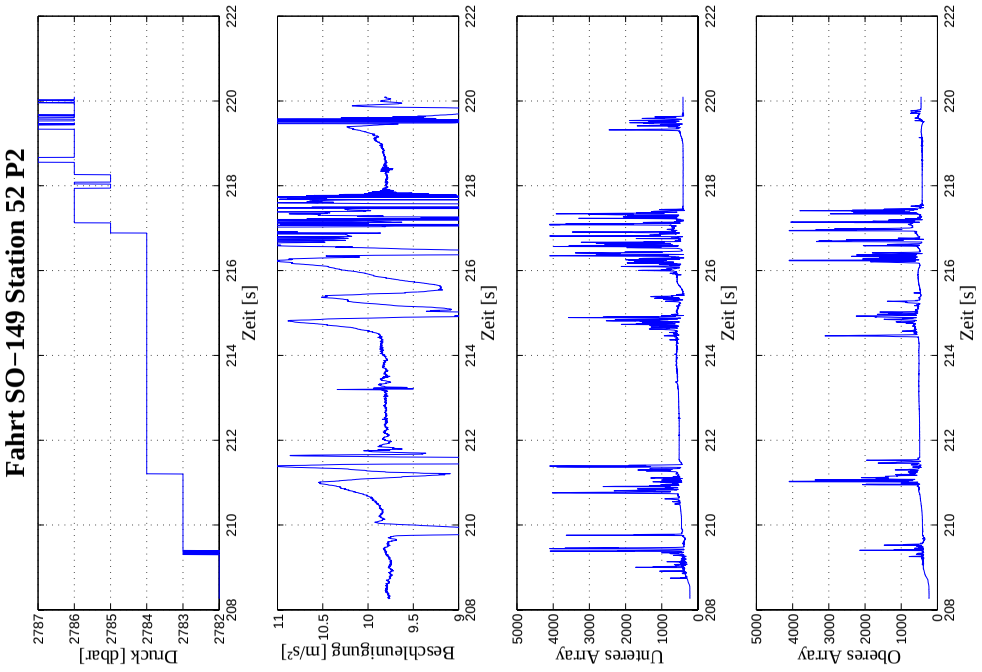


Abbildung B.9: Station 52, Penetration 2

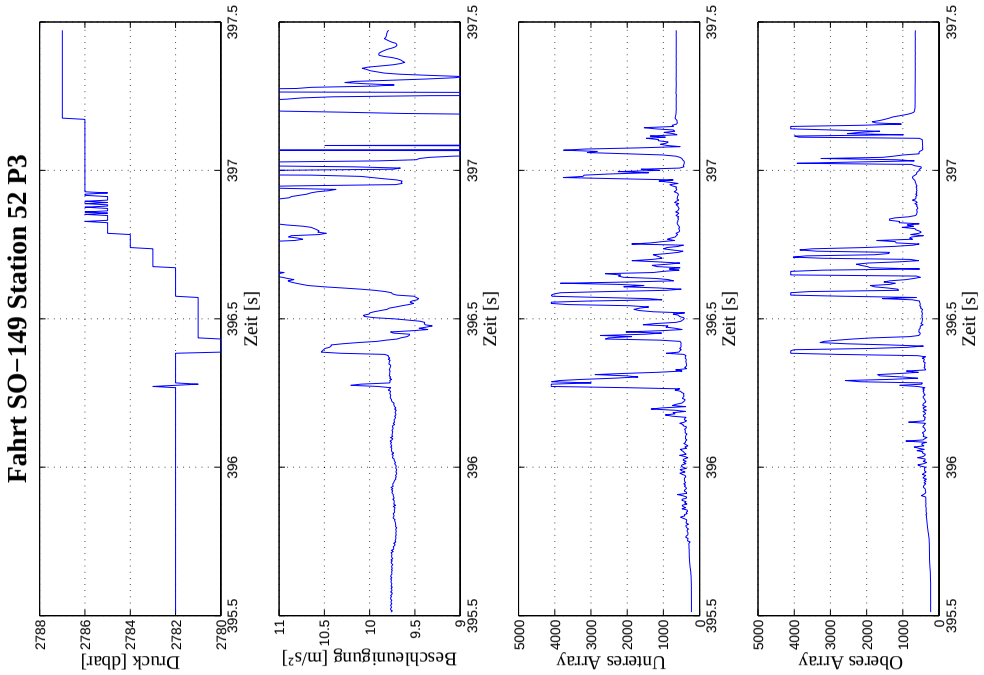


Abbildung B.10: Station 52, Penetration 3

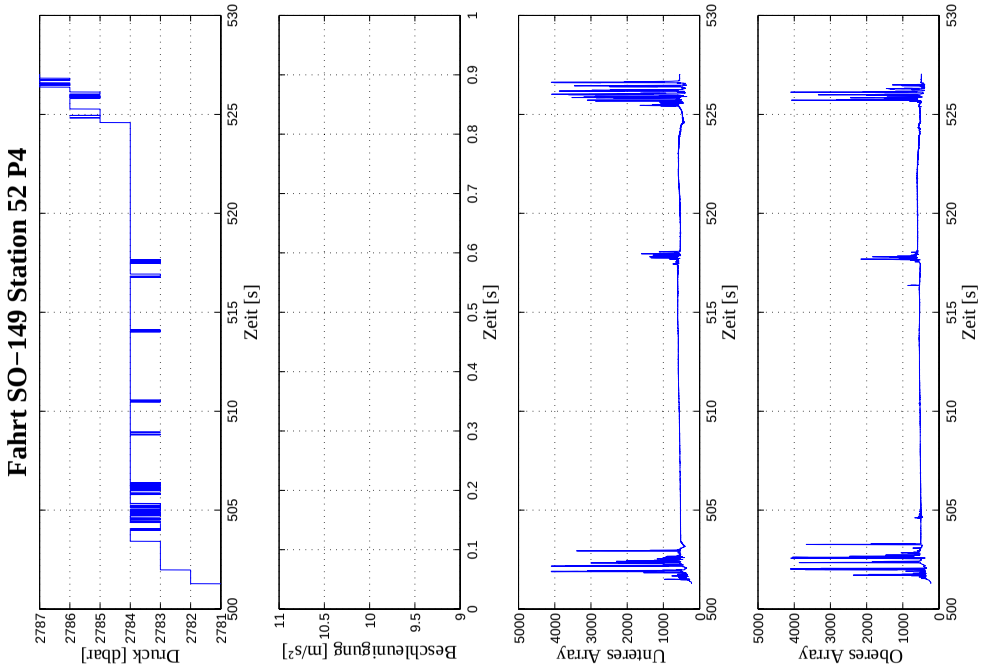


Abbildung B.11: Station 52, Penetration 4

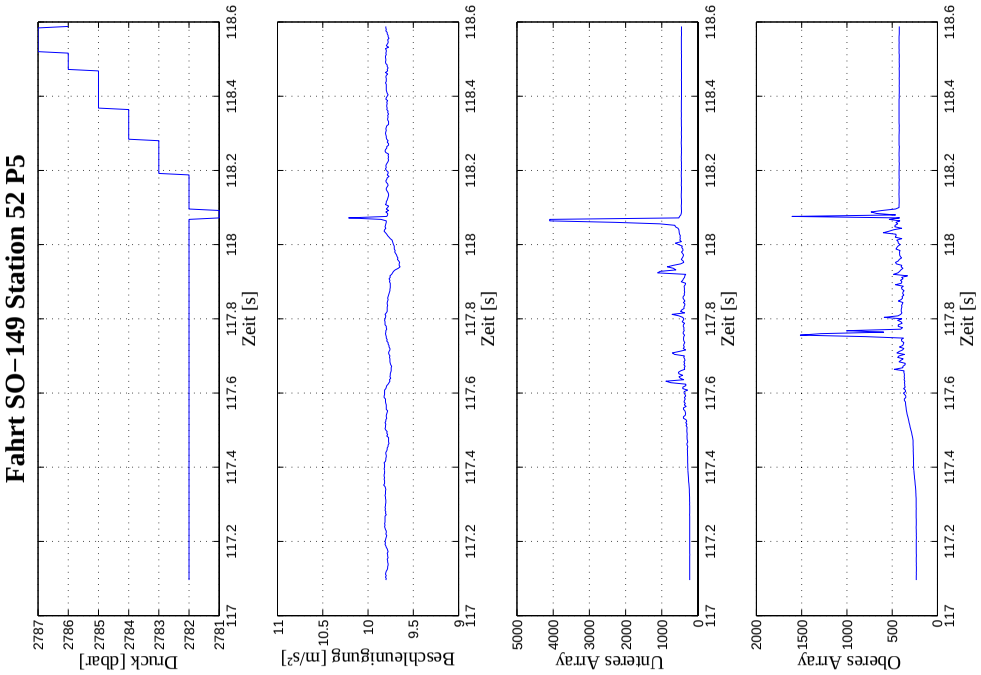


Abbildung B.12: Station 52, Penetration 5

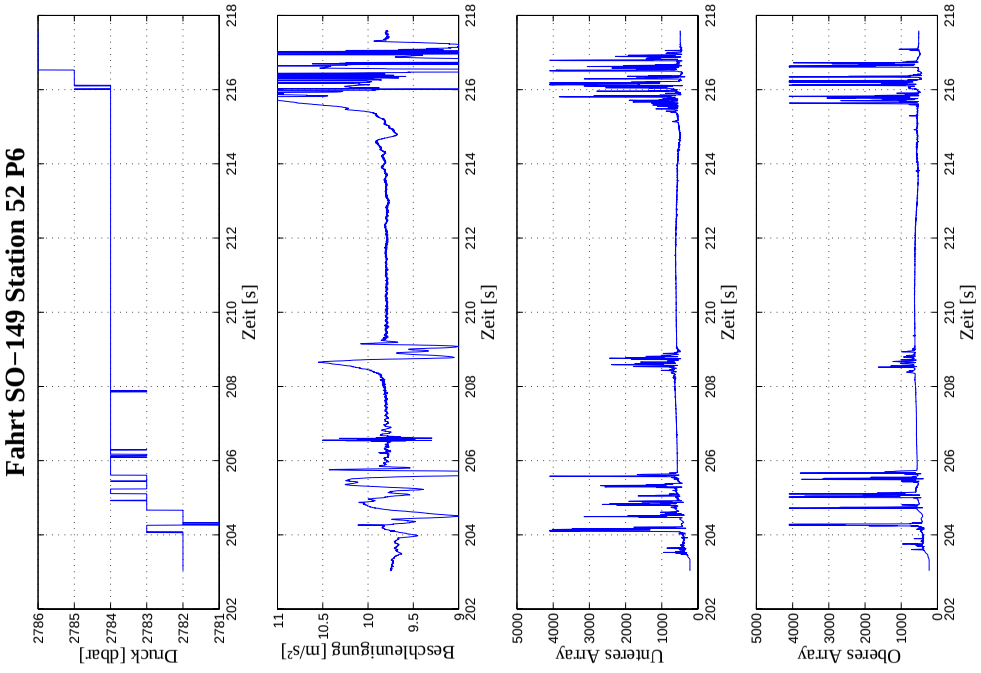


Abbildung B.13: Station 52, Penetration 6

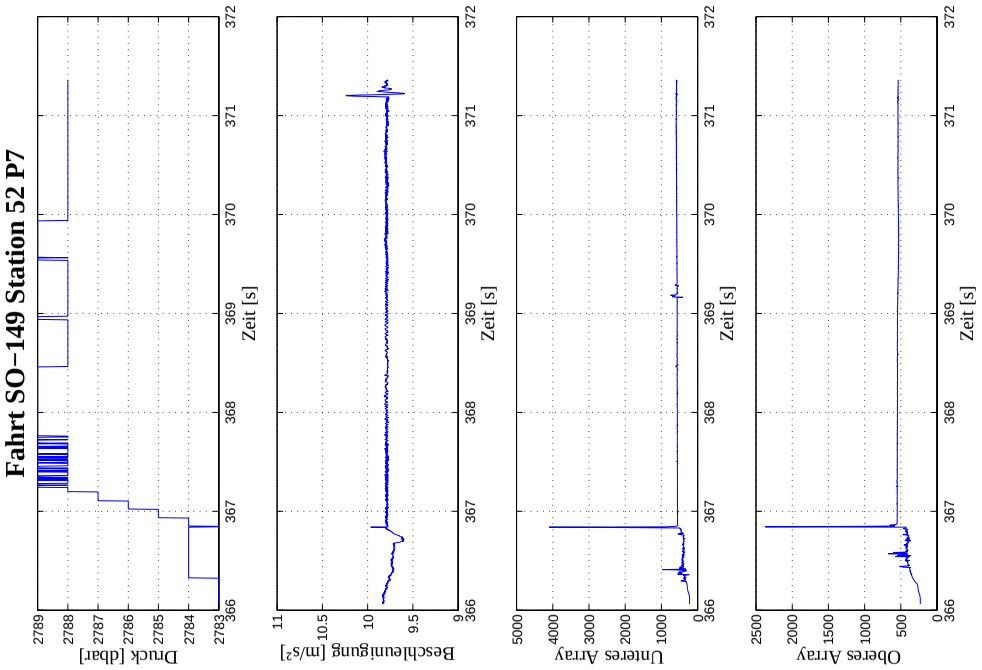


Abbildung B.14: Station 52, Penetration 7

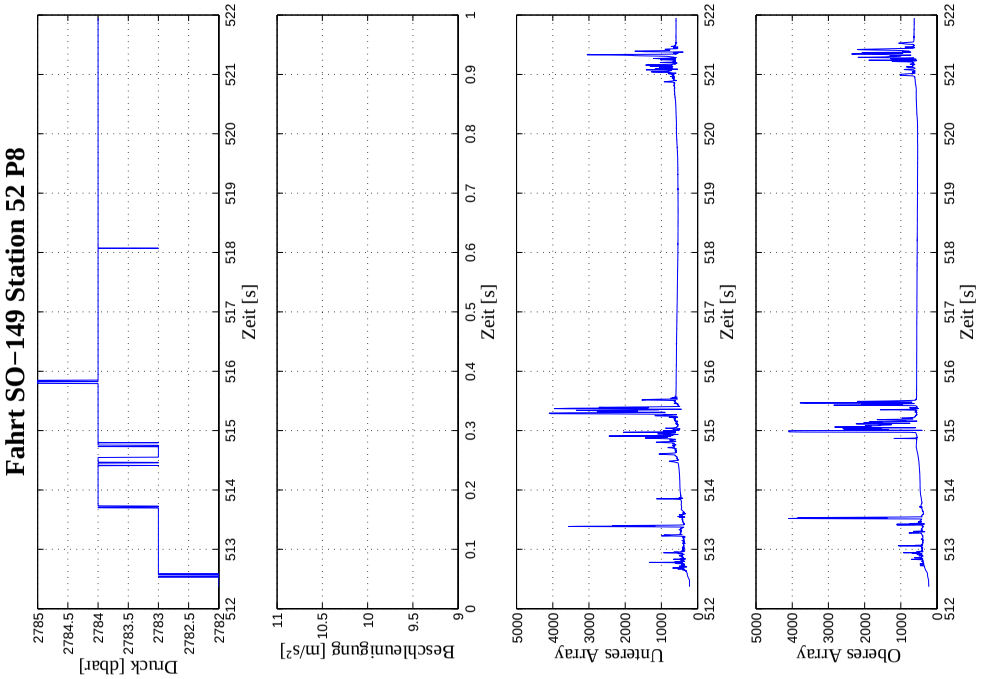


Abbildung B.15: Station 52, Penetration 8

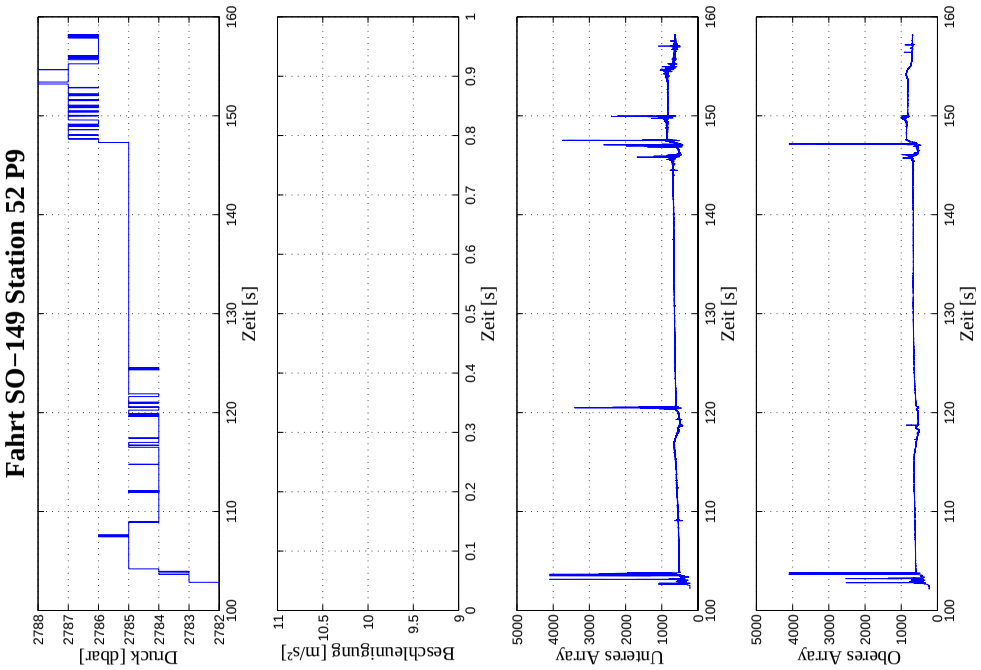


Abbildung B.16: Station 52, Penetration 9

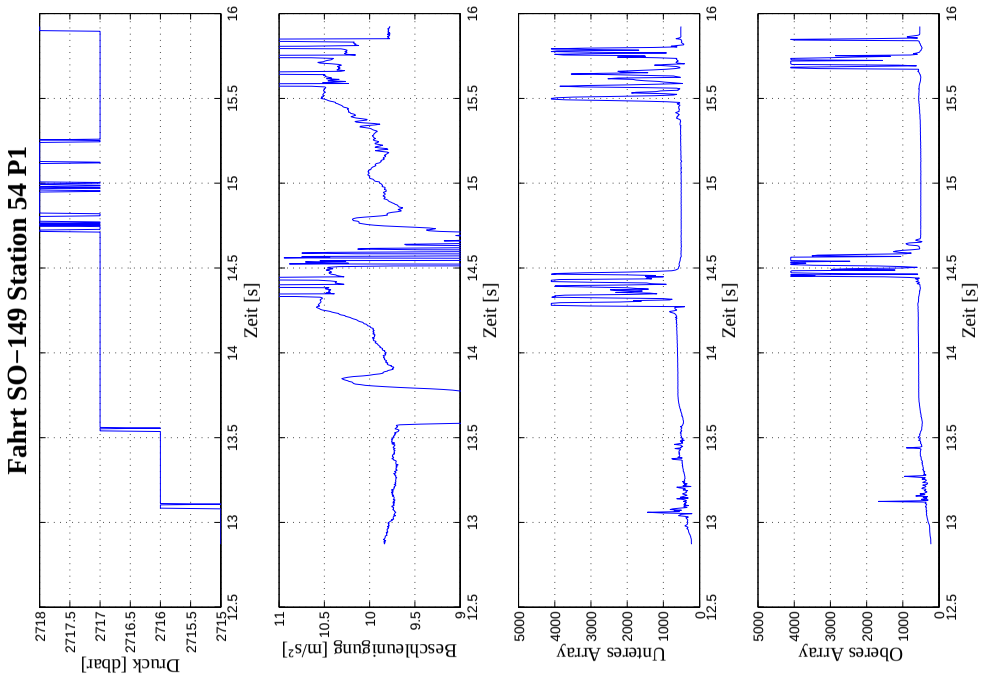


Abbildung B.17: Station 54, Penetration 1

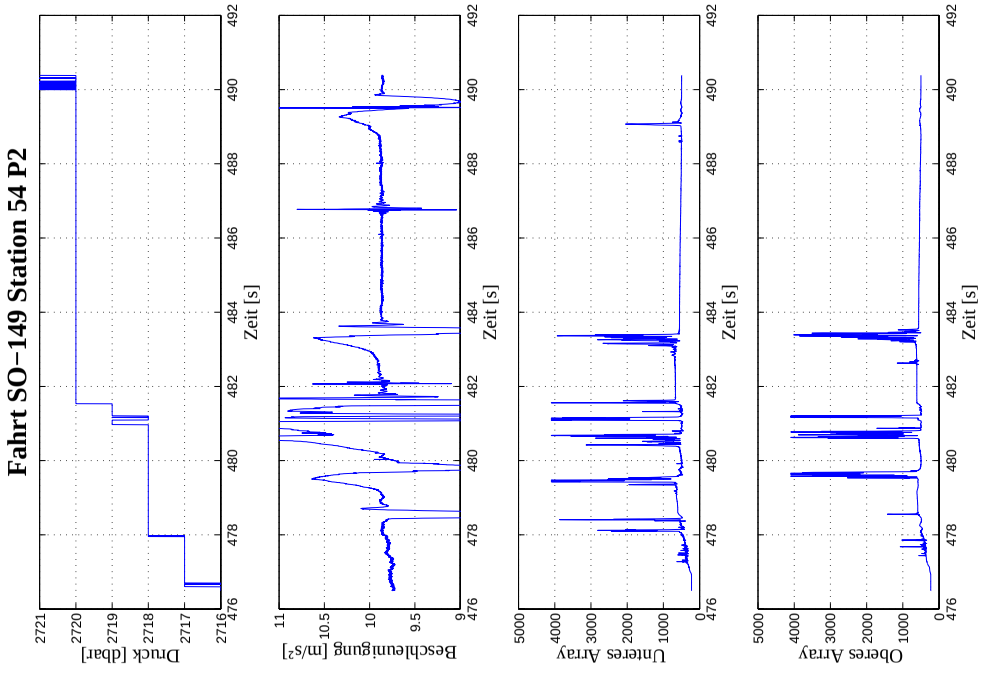


Abbildung B.18: Station 54, Penetration 2

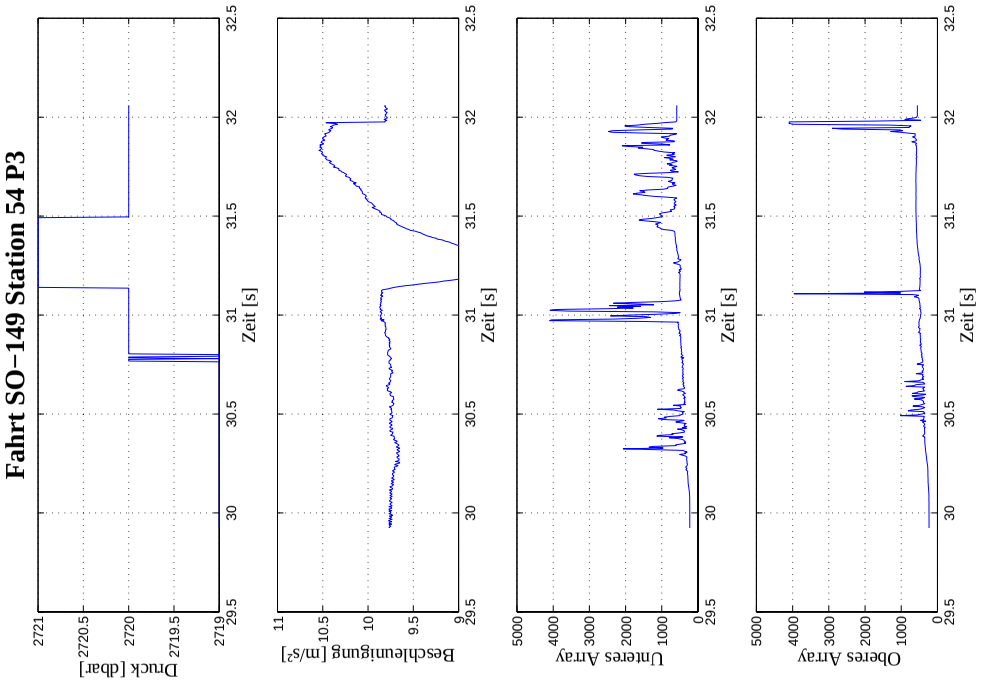


Abbildung B.19: Station 54, Penetration 3

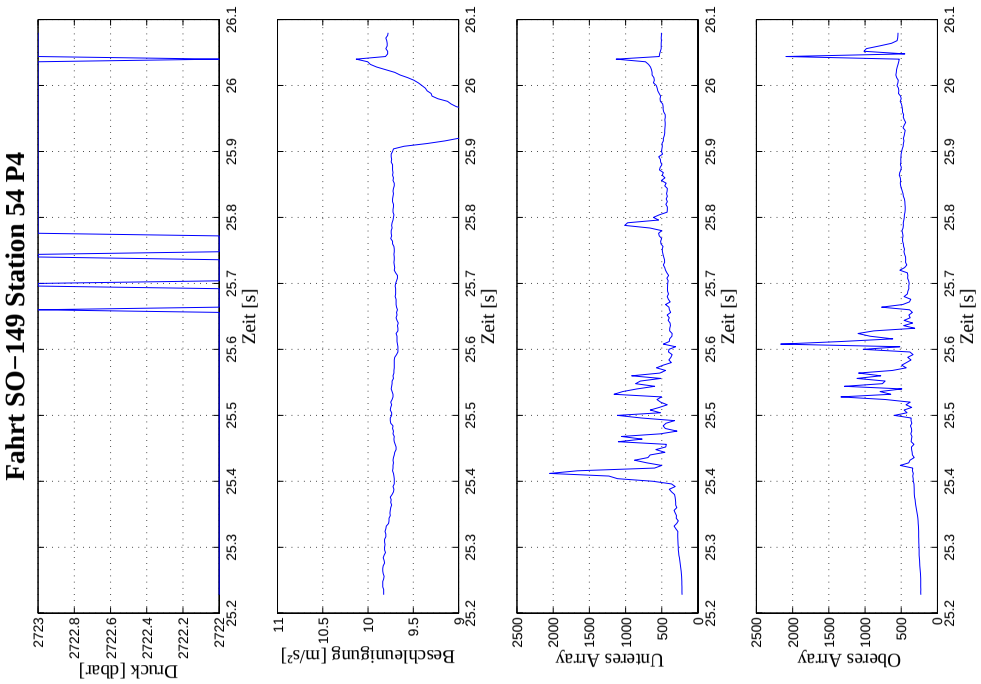


Abbildung B.20: Station 54, Penetration 4

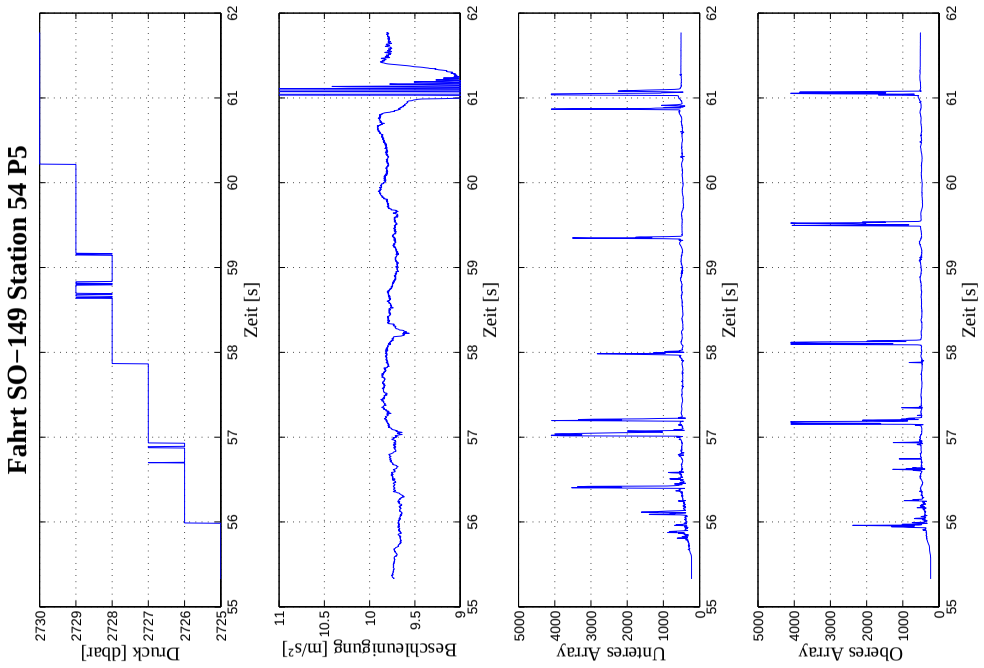


Abbildung B.21: Station 54, Penetration 5

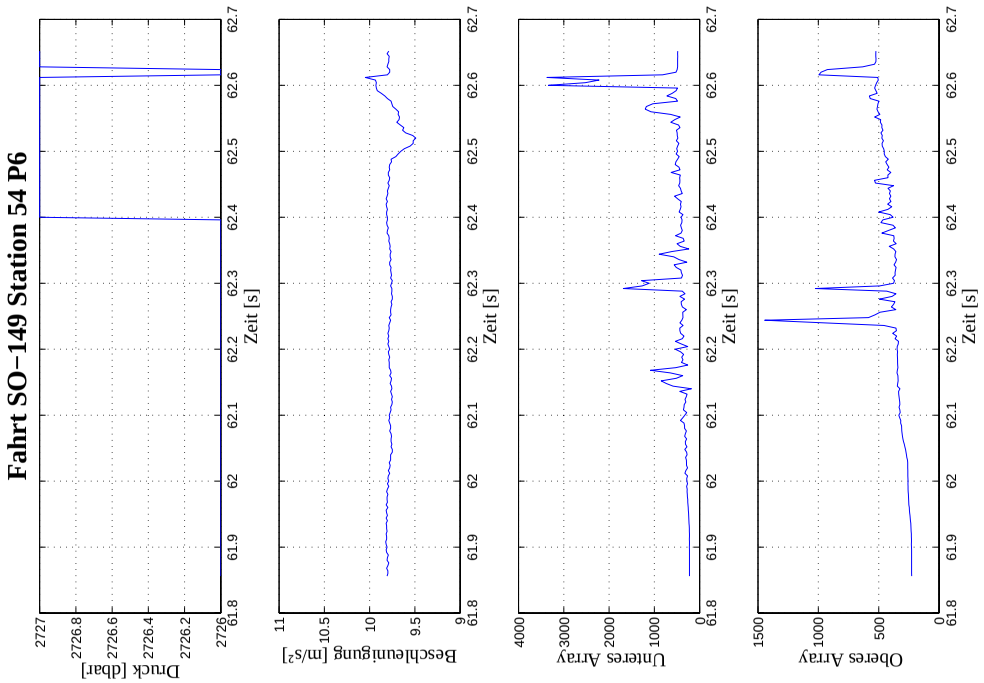


Abbildung B.22: Station 54, Penetration 6

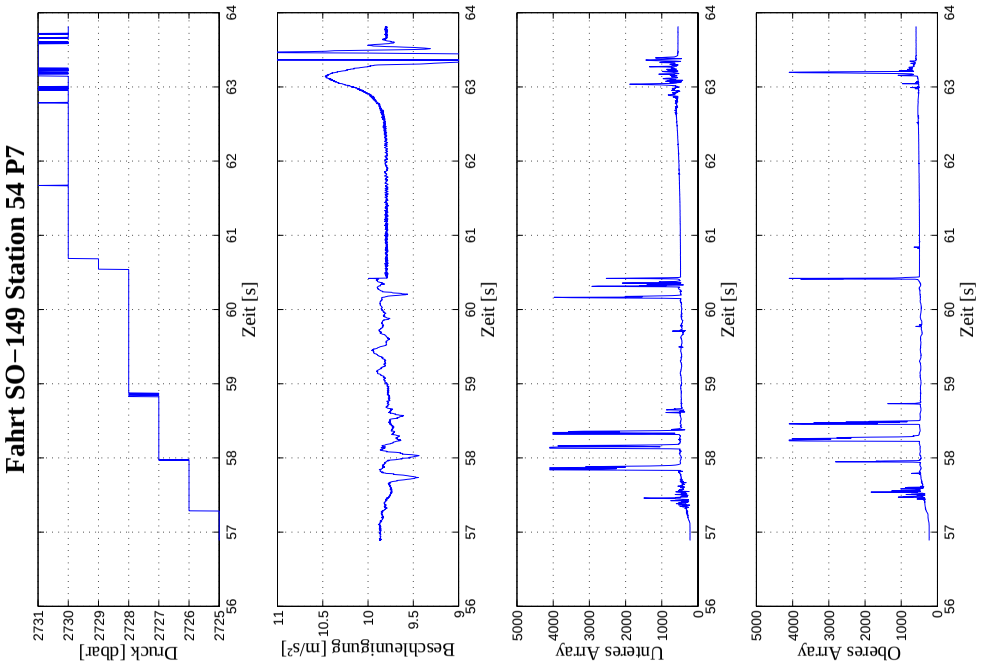


Abbildung B.23: Station 54, Penetration 7

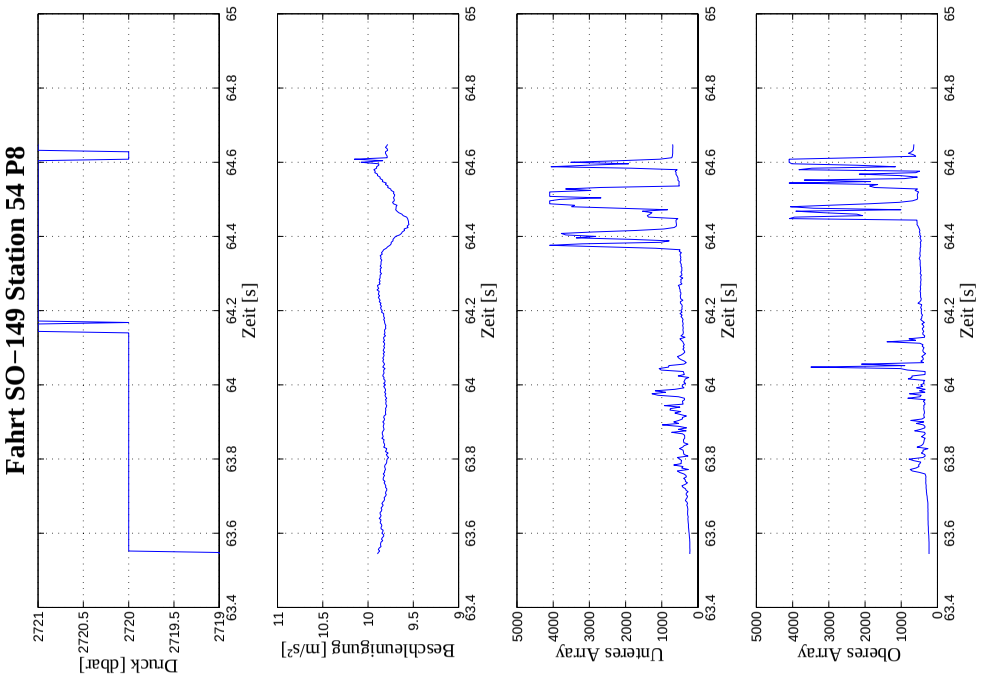


Abbildung B.24: Station 54, Penetration 8

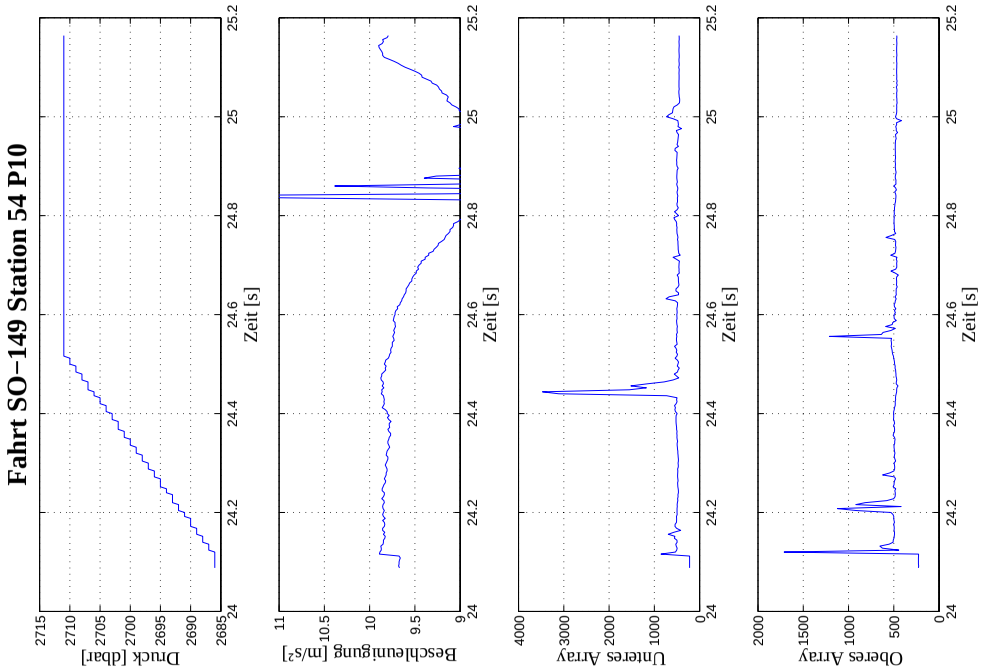


Abbildung B.25: Station 54, Penetration 10

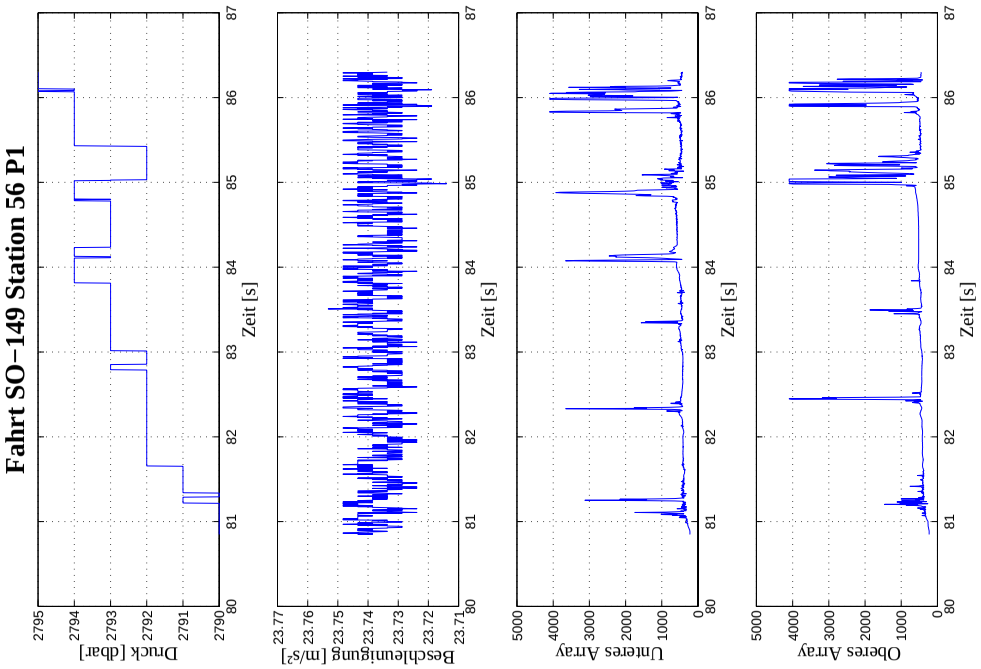


Abbildung B.26: Station 56, Penetration 1

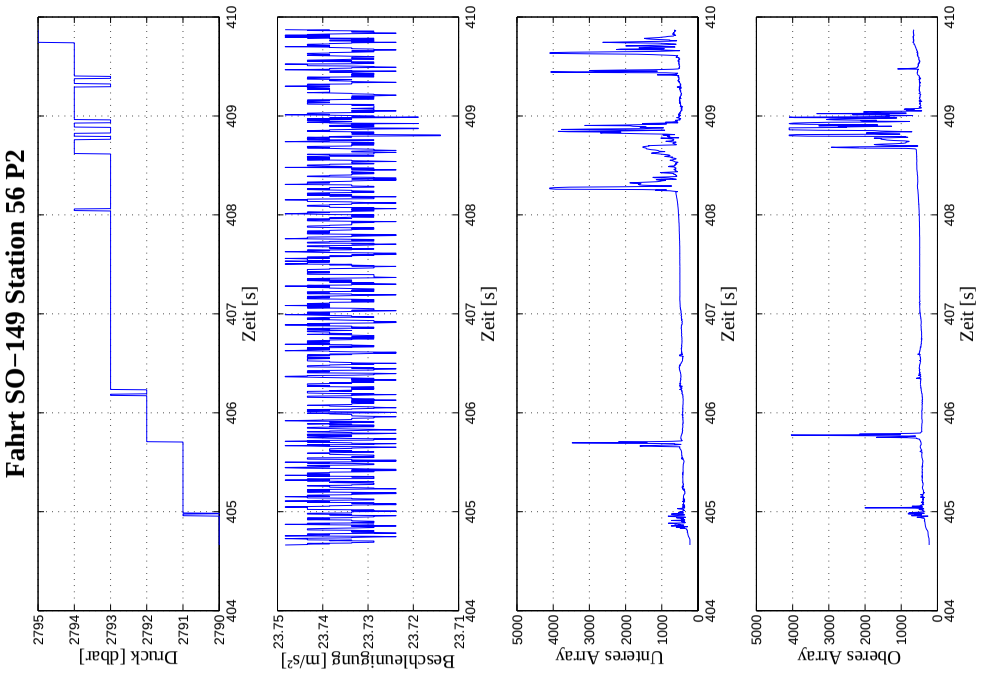


Abbildung B.27: Station 56, Penetration 2

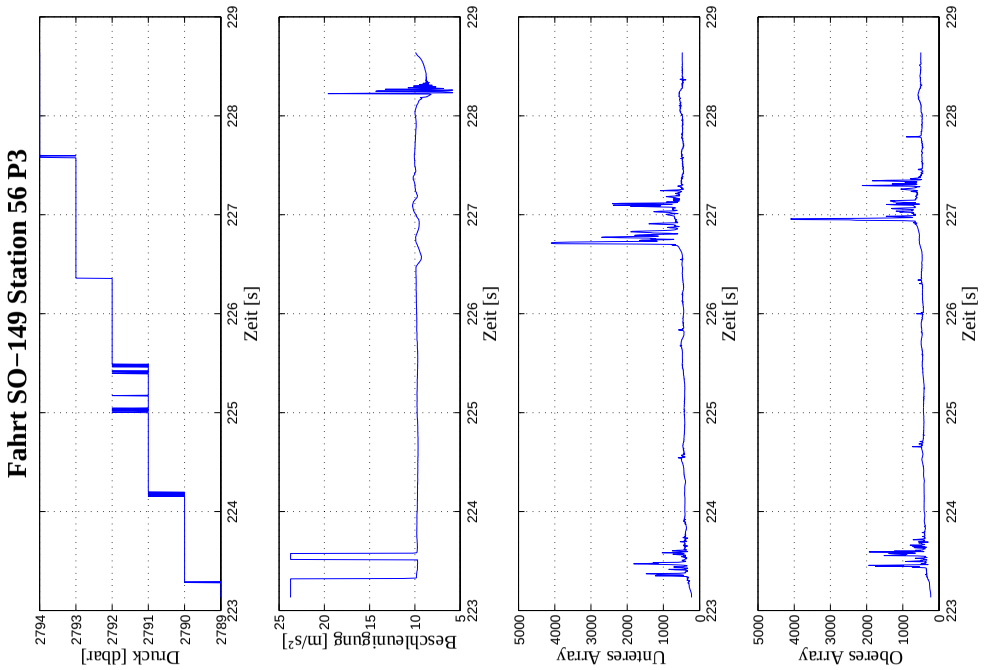


Abbildung B.28: Station 56, Penetration 3

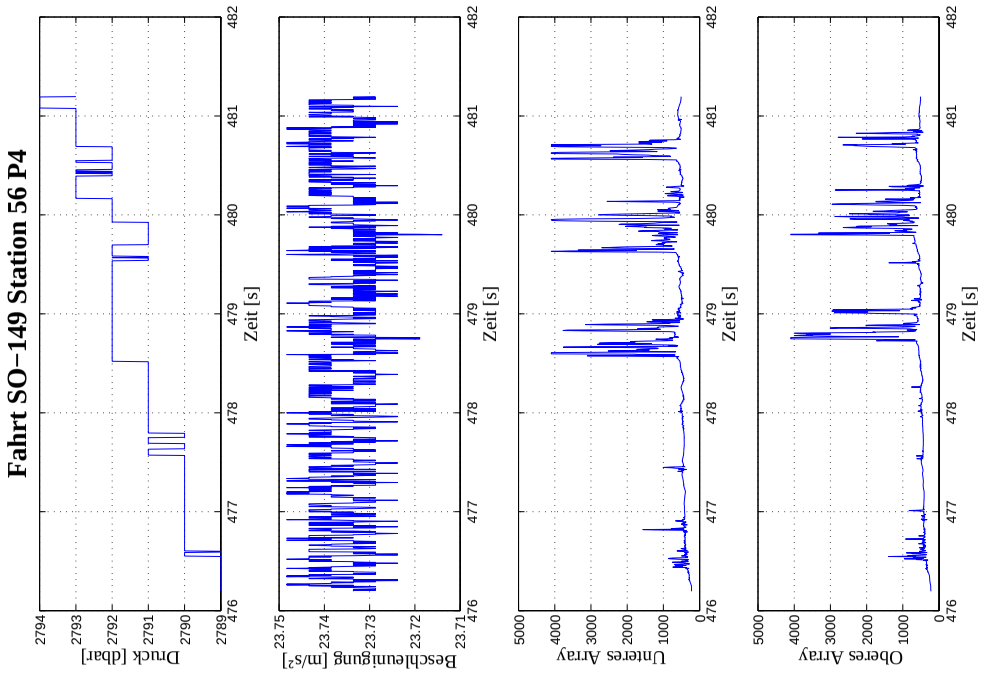


Abbildung B.29: Station 56, Penetration 4

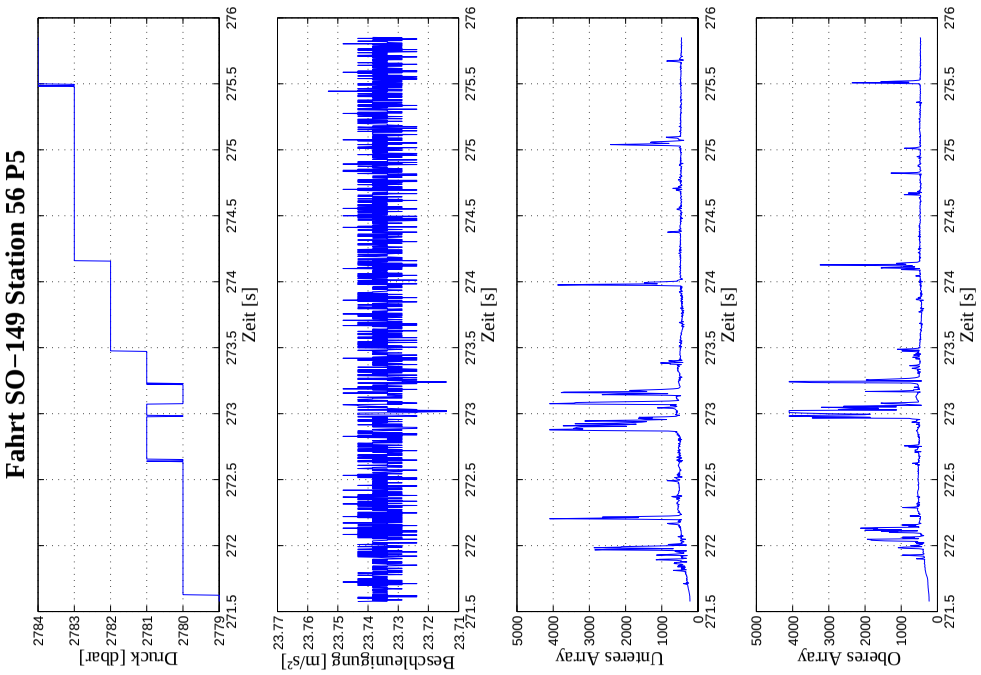


Abbildung B.30: Station 56, Penetration 5

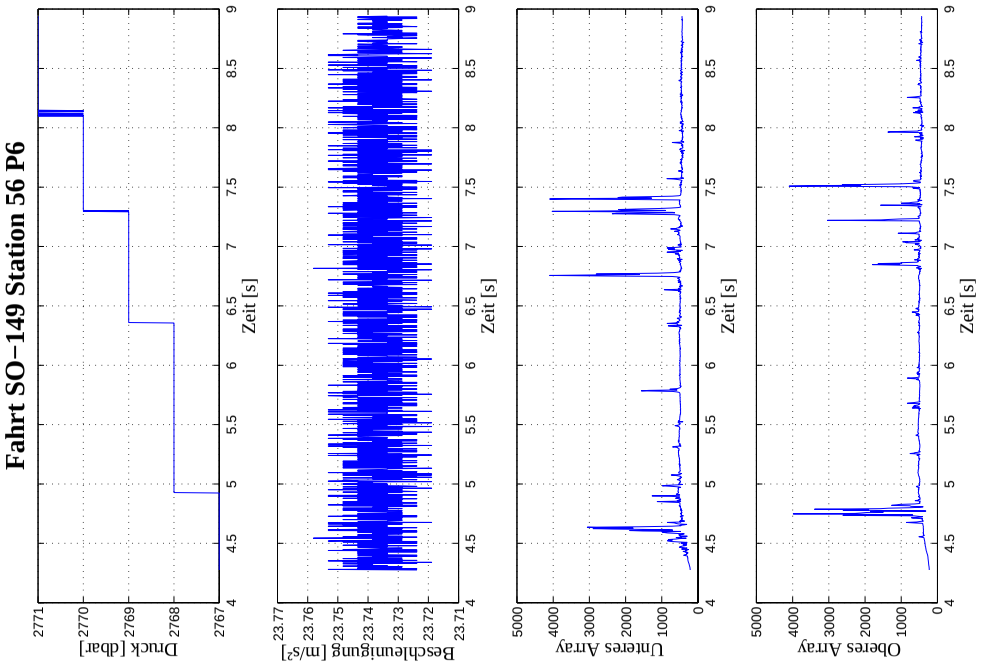


Abbildung B.31: Station 56, Penetration 6

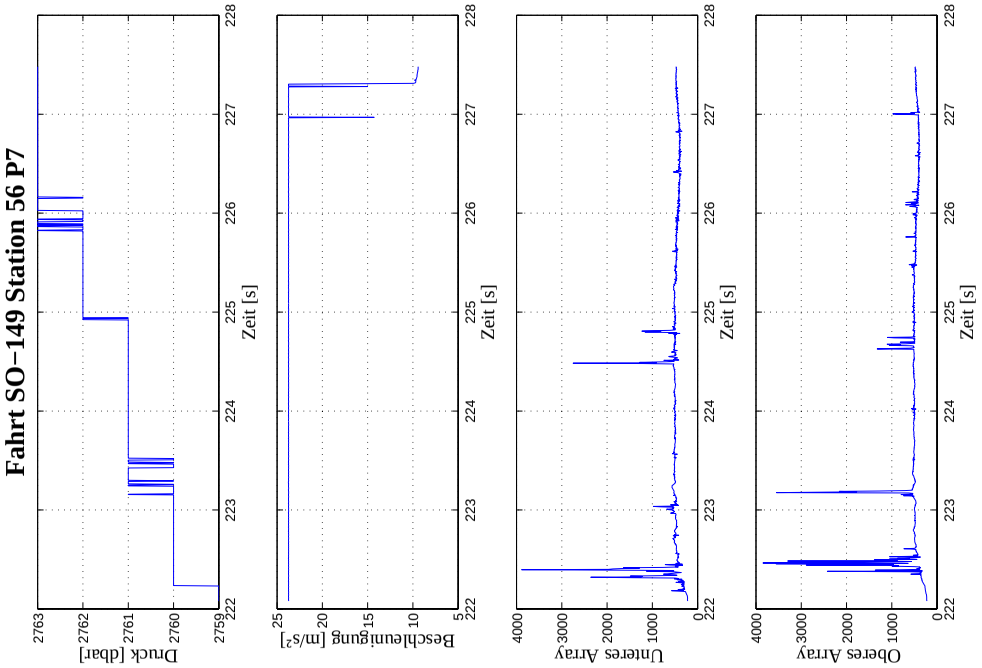


Abbildung B.32: Station 56, Penetration 7

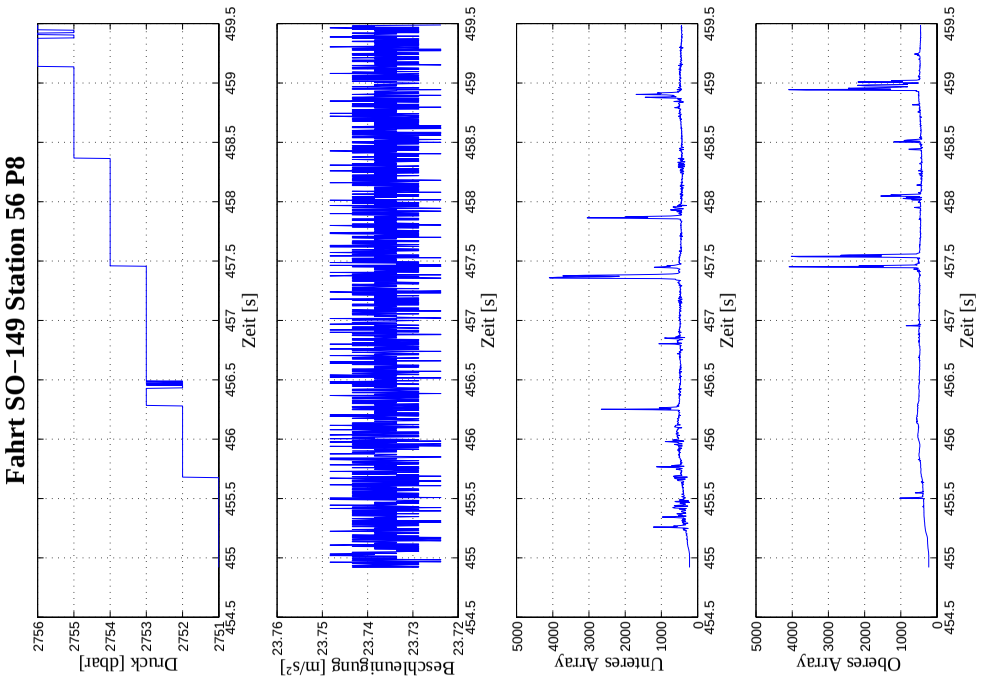


Abbildung B.33: Station 56, Penetration 8

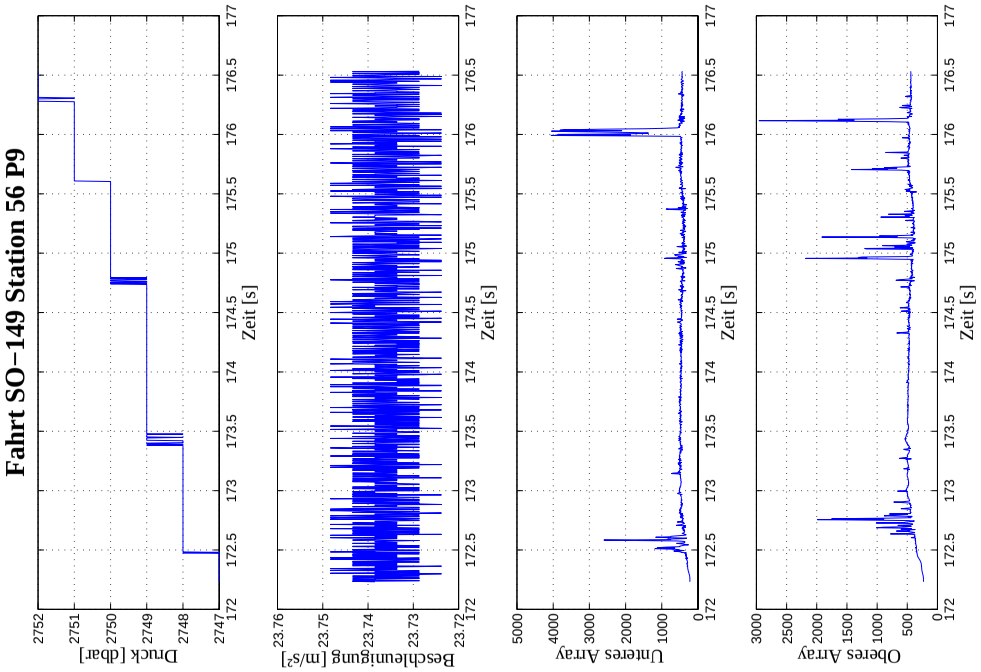


Abbildung B.34: Station 56, Penetration 9

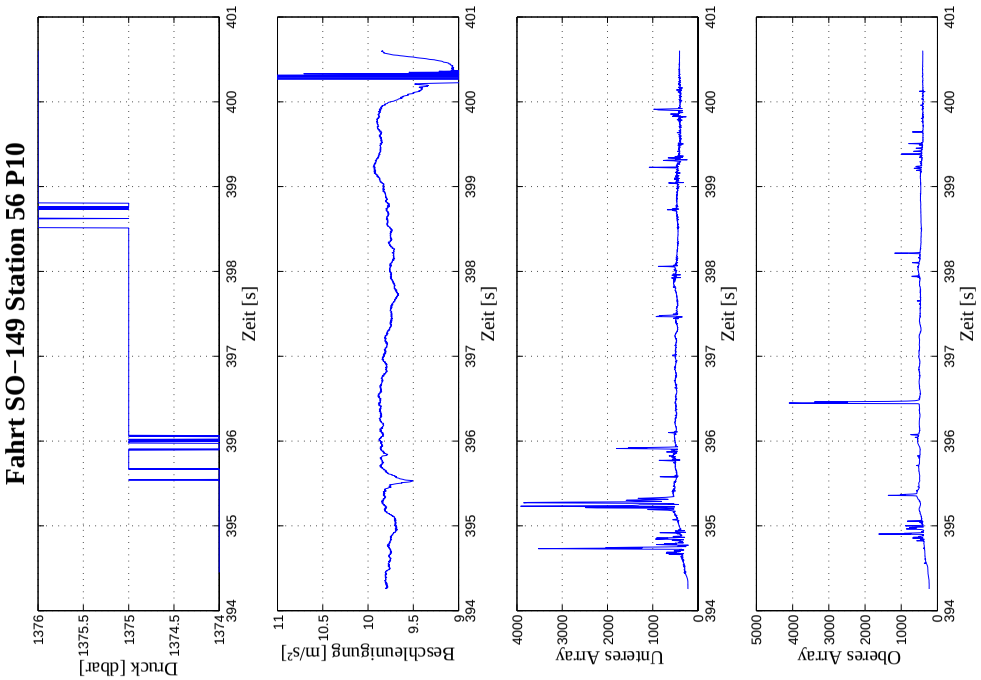


Abbildung B.35: Station 56, Penetration 10

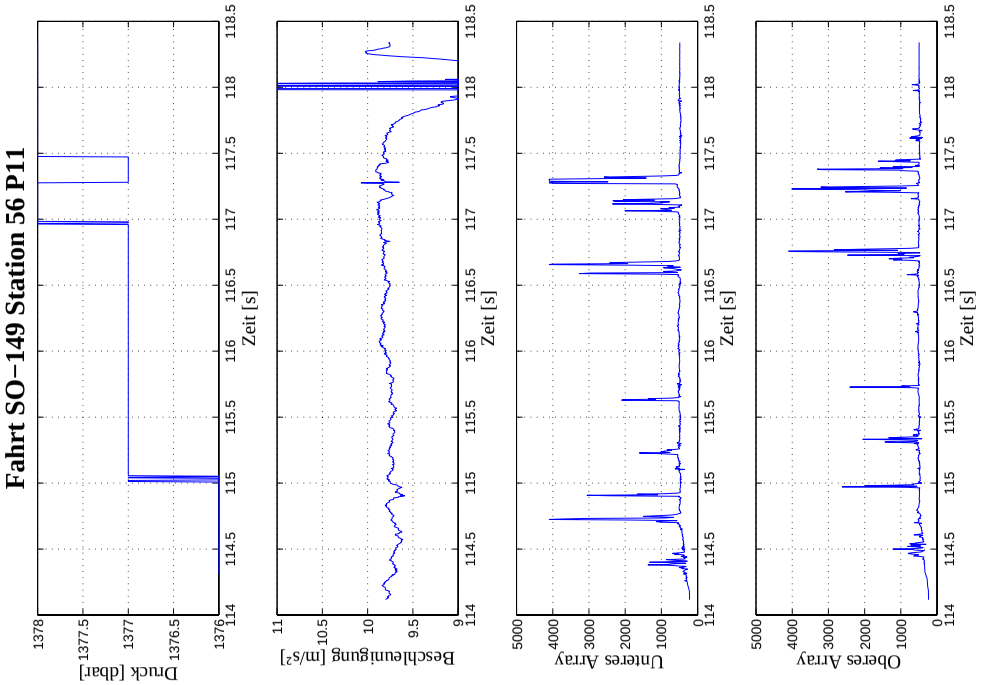


Abbildung B.36: Station 56, Penetration 11

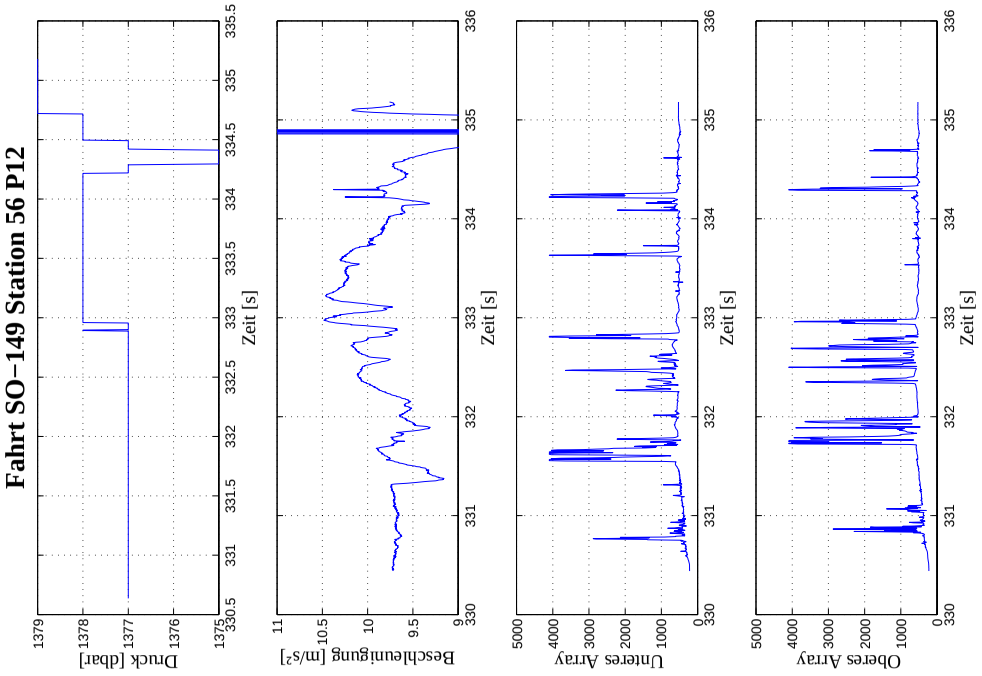


Abbildung B.37: Station 56, Penetration 12

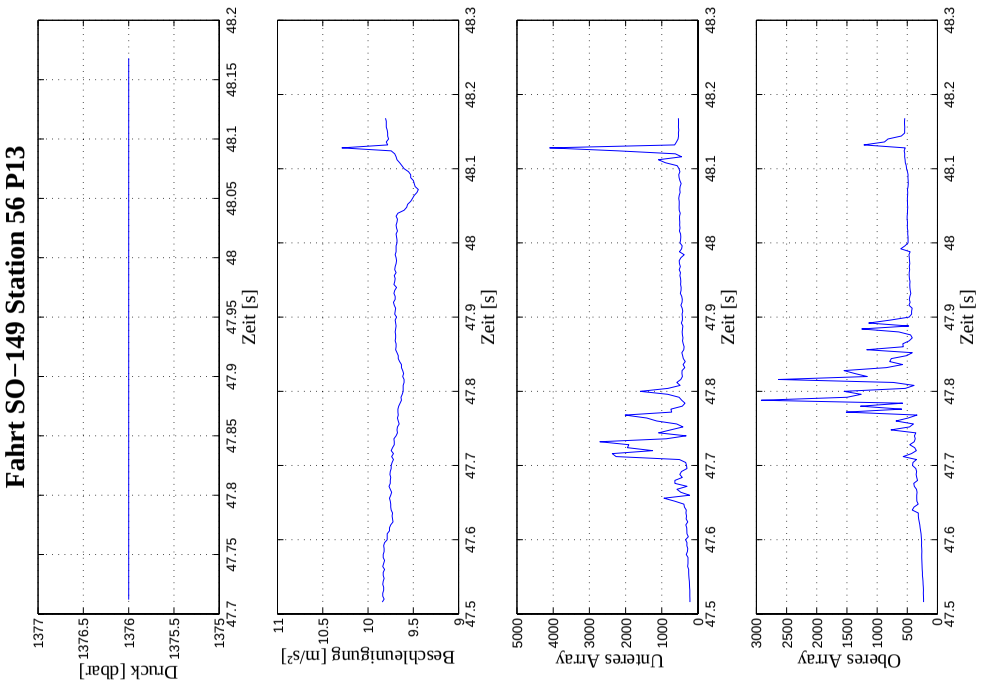


Abbildung B.38: Station 56, Penetration 13

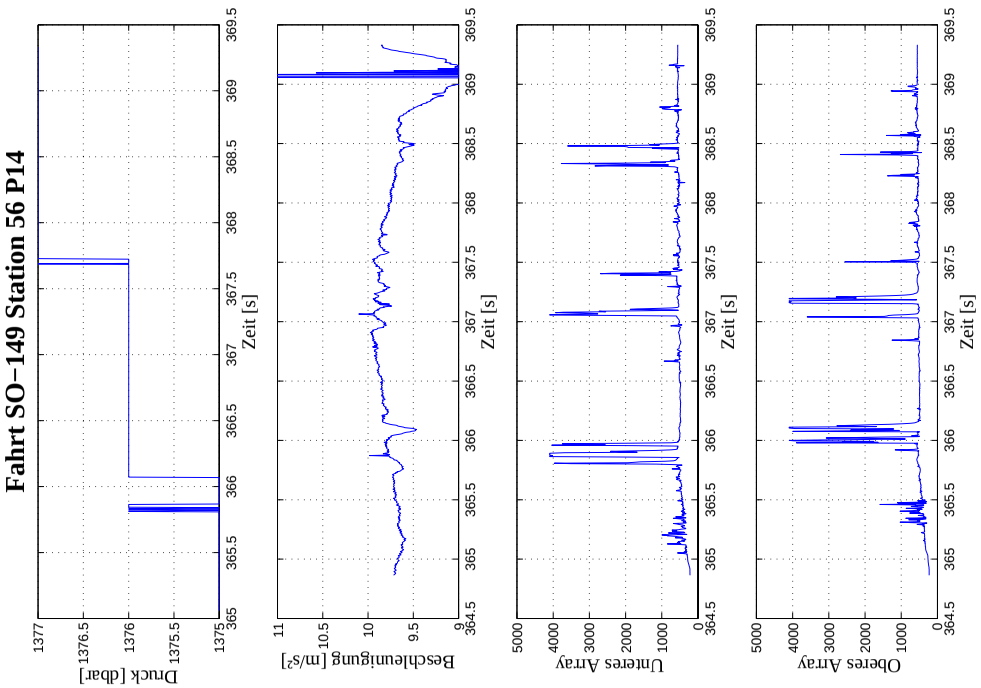


Abbildung B.39: Station 56, Penetration 14

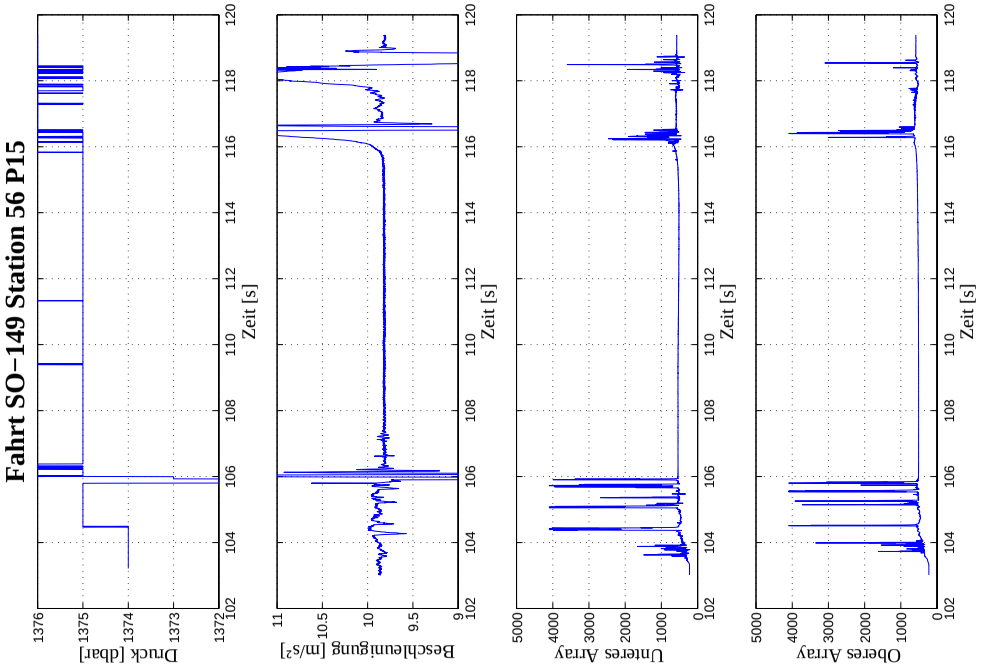


Abbildung B.40: Station 56, Penetration 15

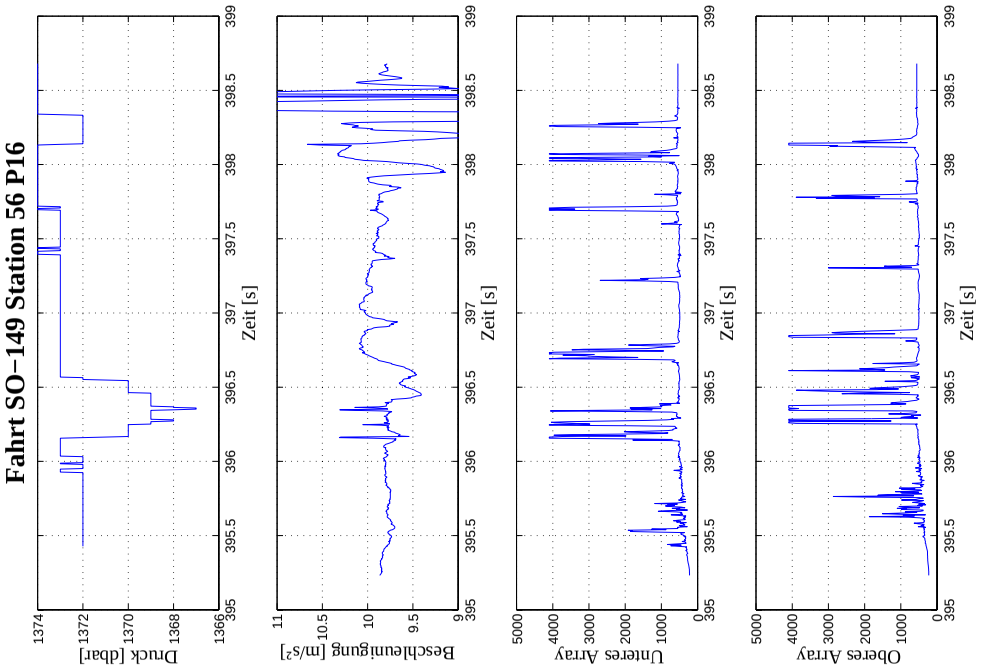


Abbildung B.41: Station 56, Penetration 16

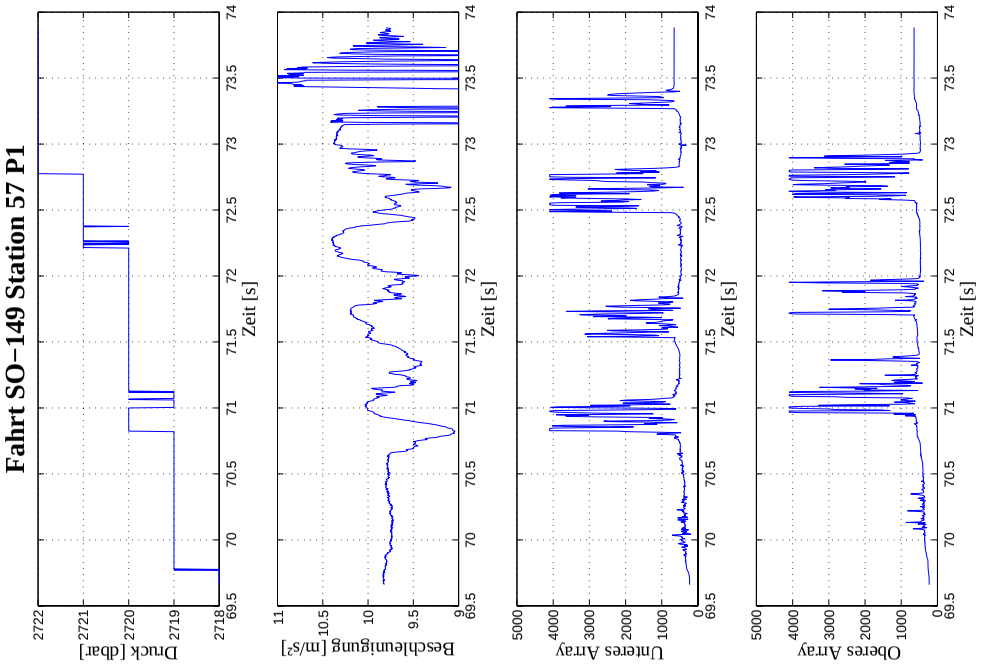


Abbildung B.42: Station 57, Penetration 1

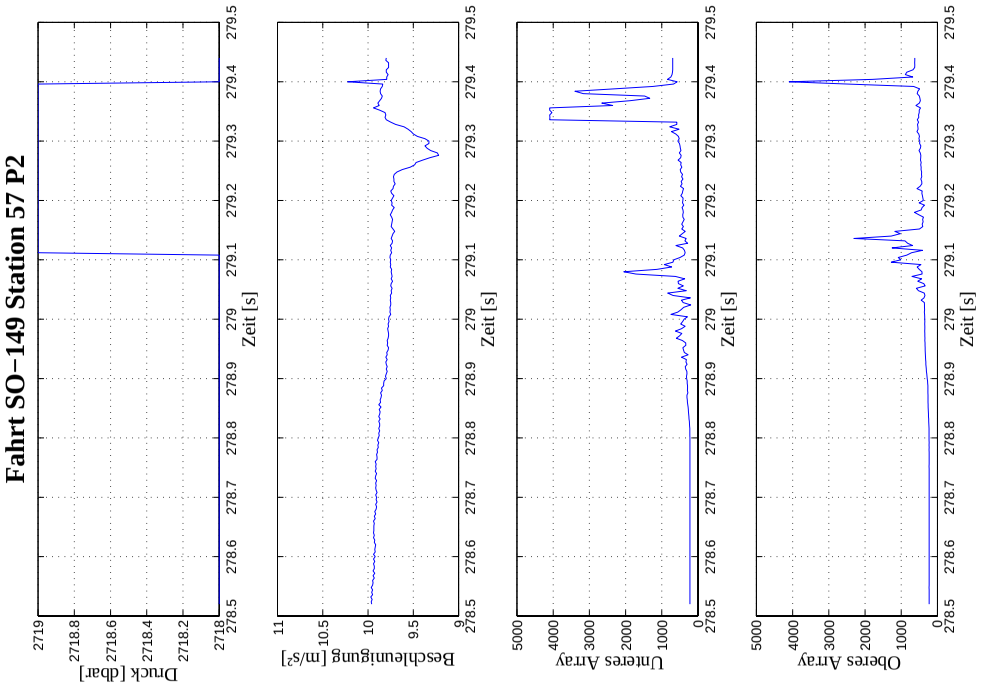


Abbildung B.43: Station 57, Penetration 2

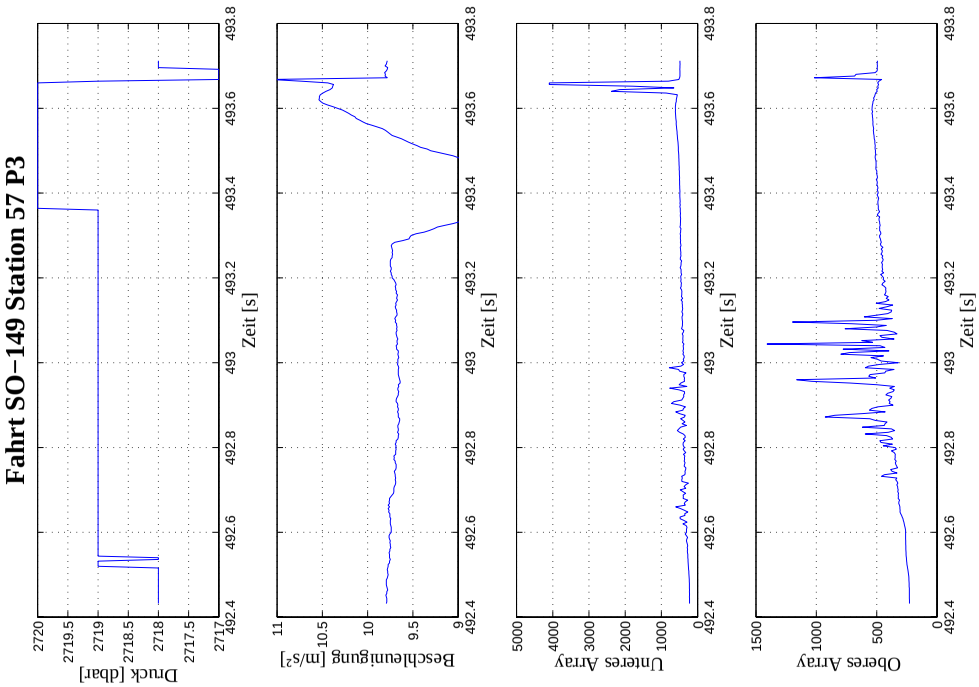


Abbildung B.44: Station 57, Penetration 3

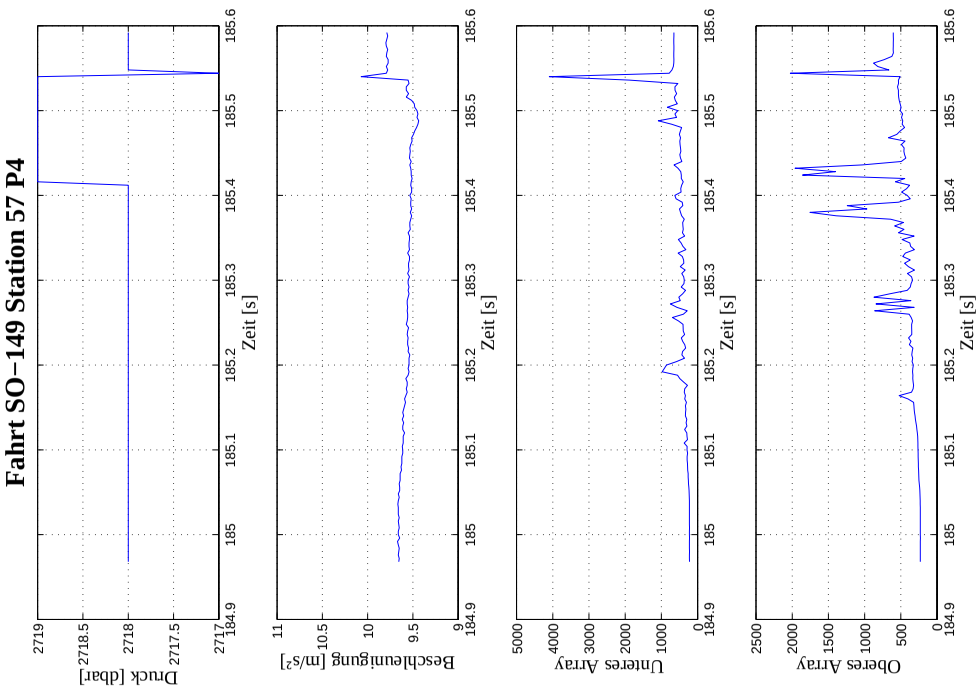


Abbildung B.45: Station 57, Penetration 4

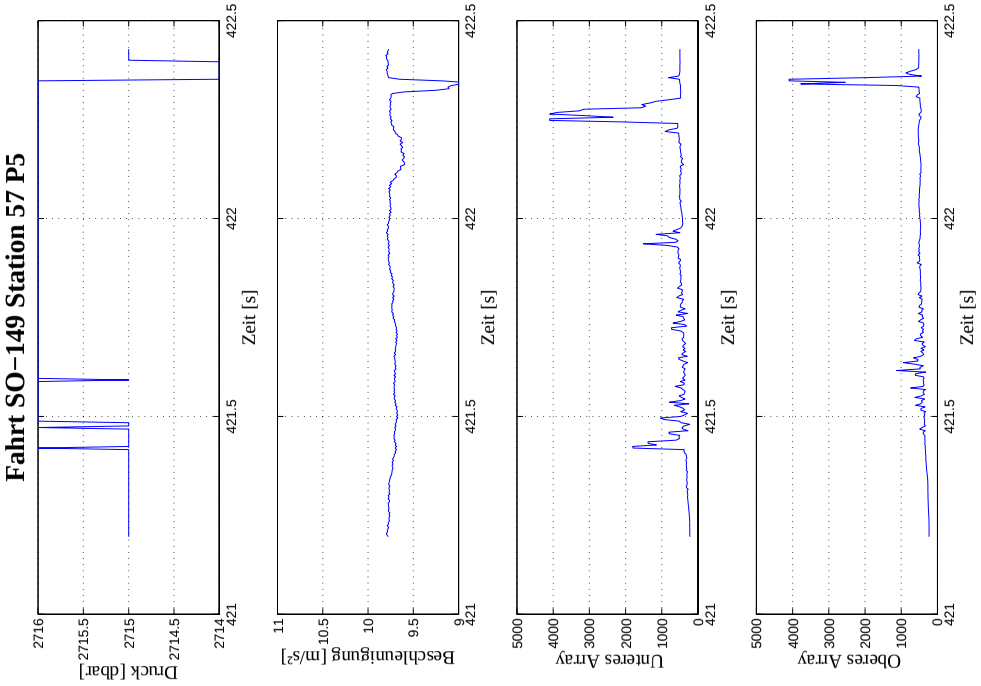


Abbildung B.46: Station 57, Penetration 5

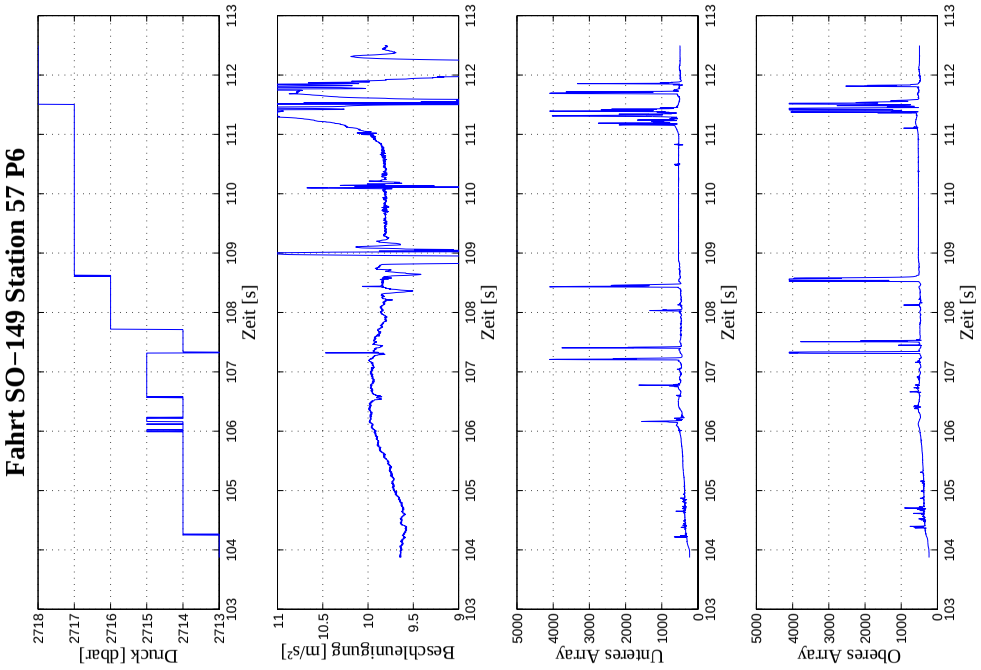


Abbildung B.47: Station 57, Penetration 6

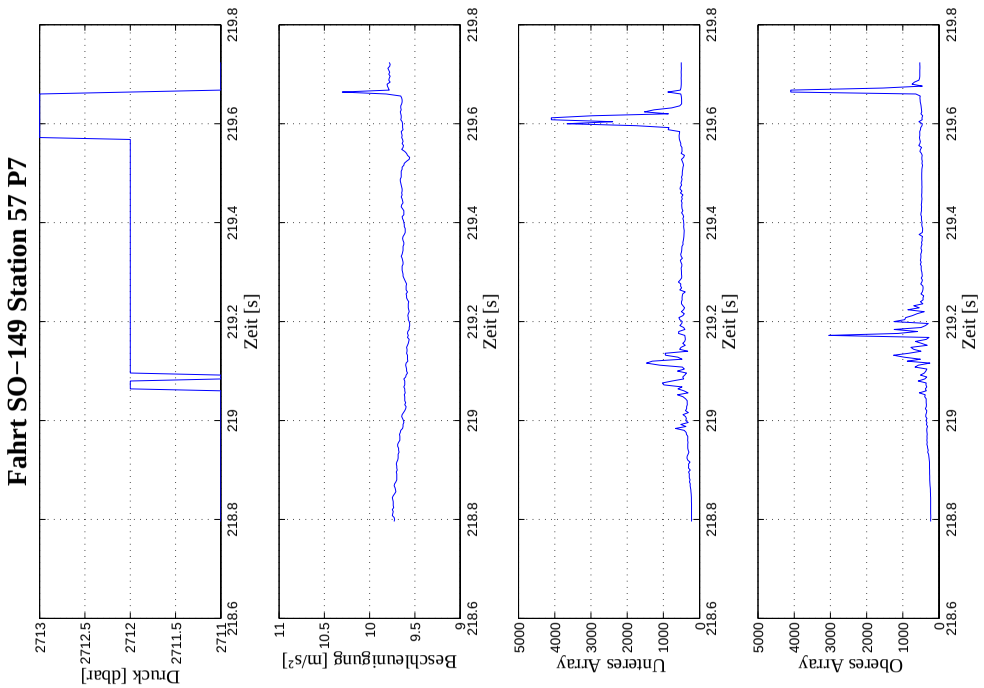


Abbildung B.48: Station 57, Penetration 7

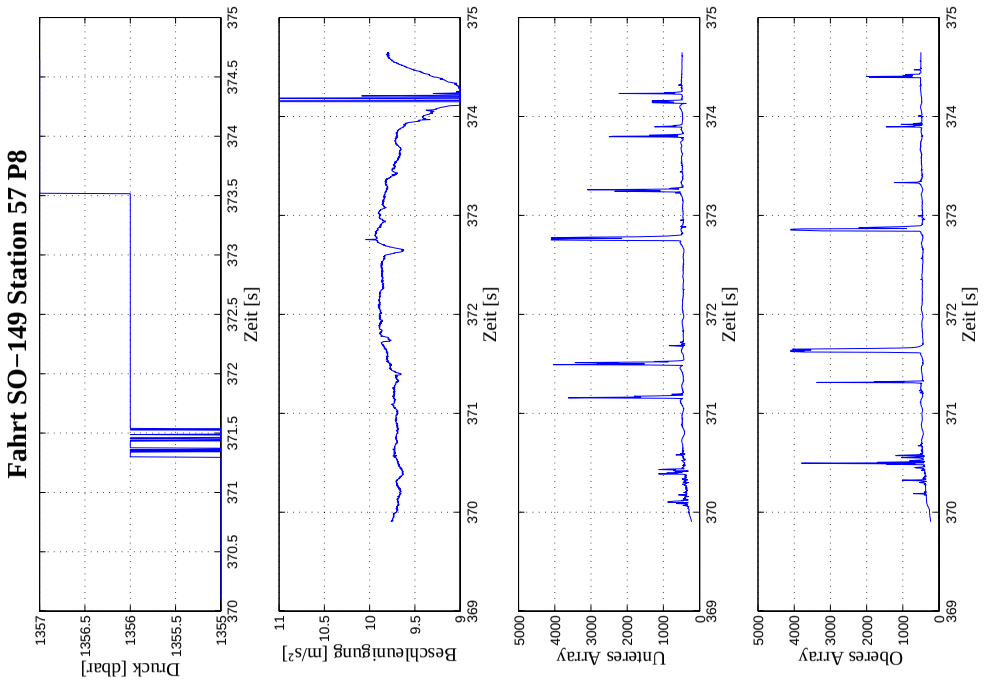


Abbildung B.49: Station 57, Penetration 8

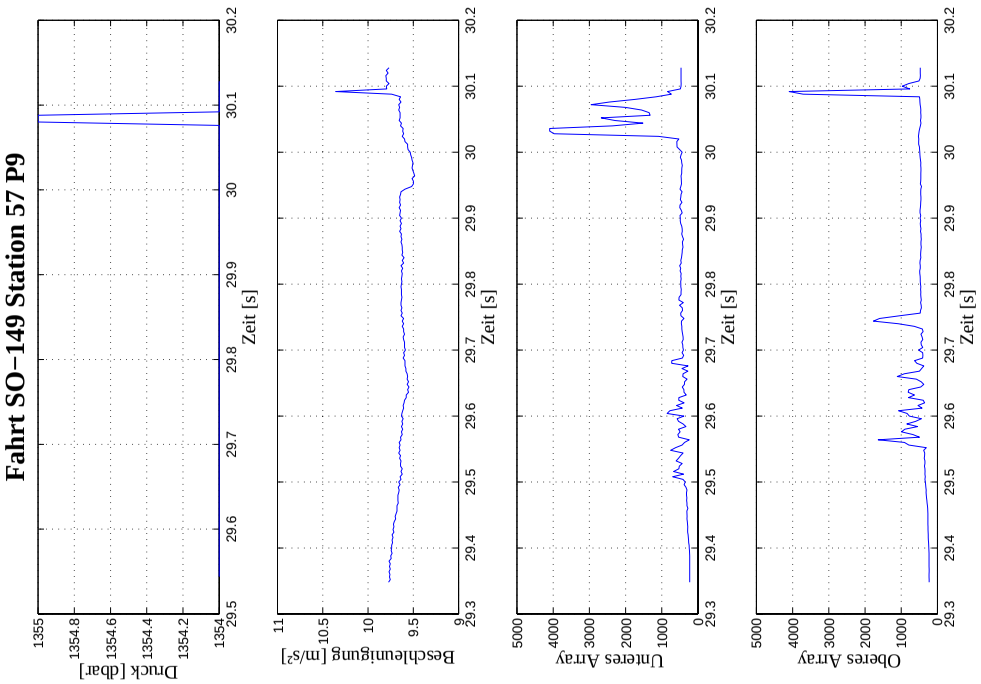


Abbildung B.50: Station 57, Penetration 9

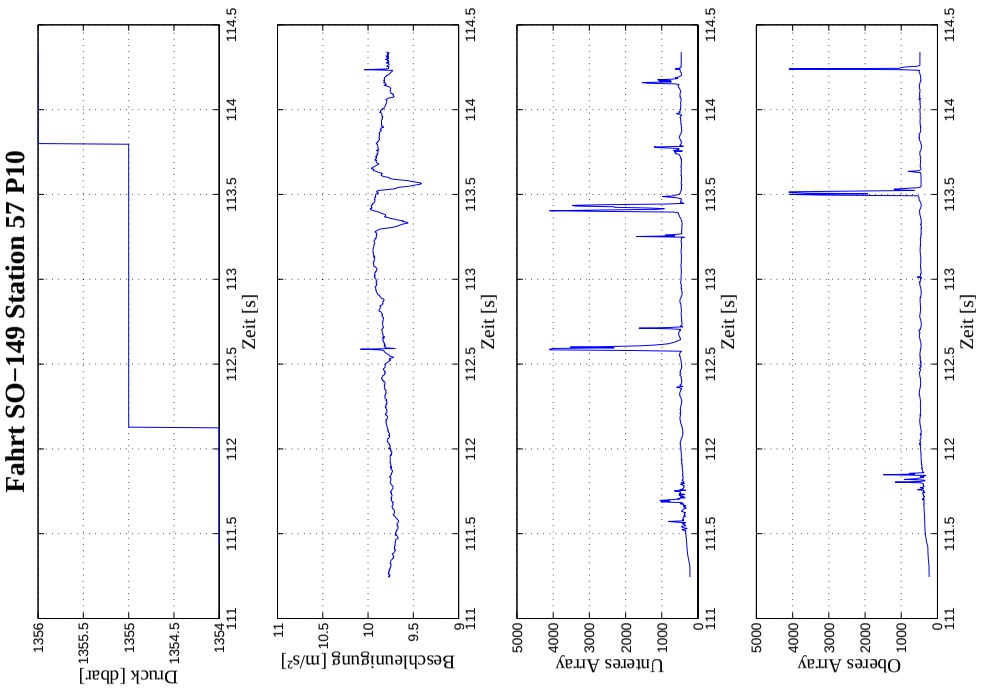


Abbildung B.51: Station 57, Penetration 10

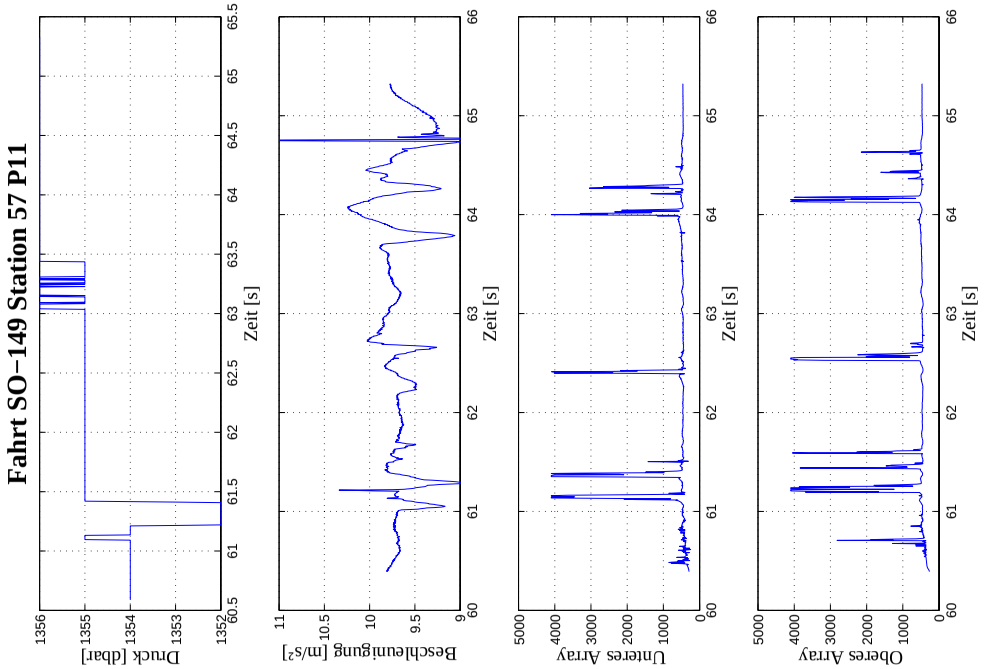


Abbildung B.52: Station 57, Penetration 11

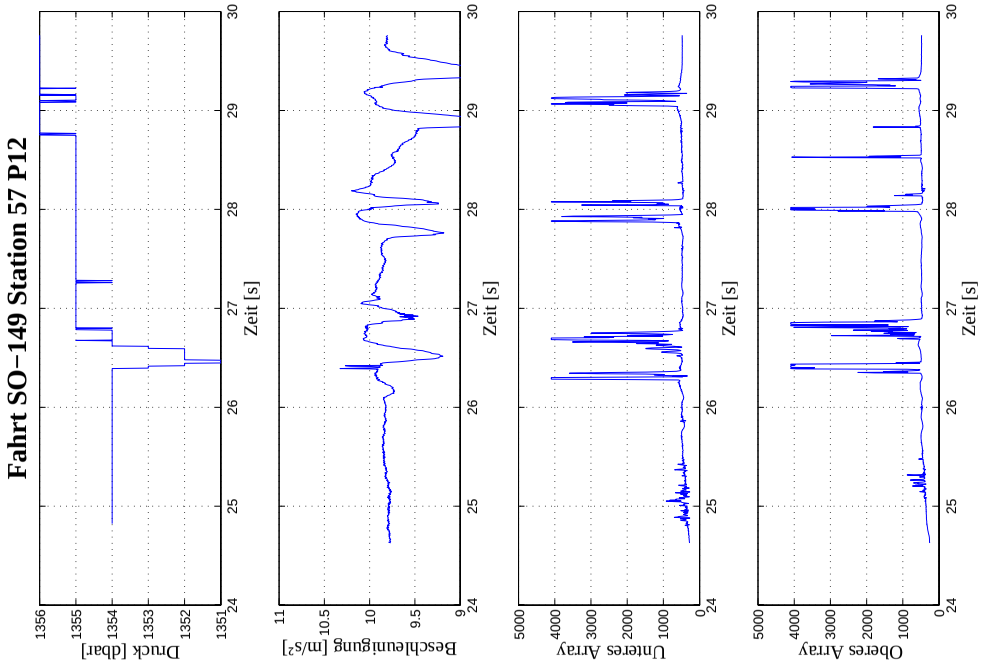


Abbildung B.53: Station 57, Penetration 12

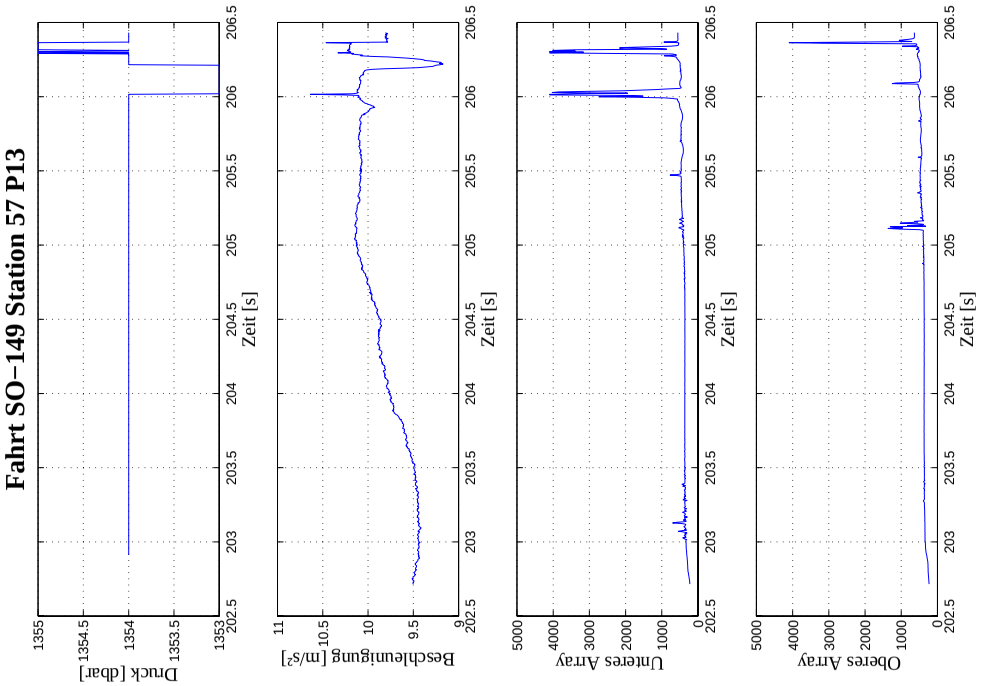


Abbildung B.54: Station 57, Penetration 13

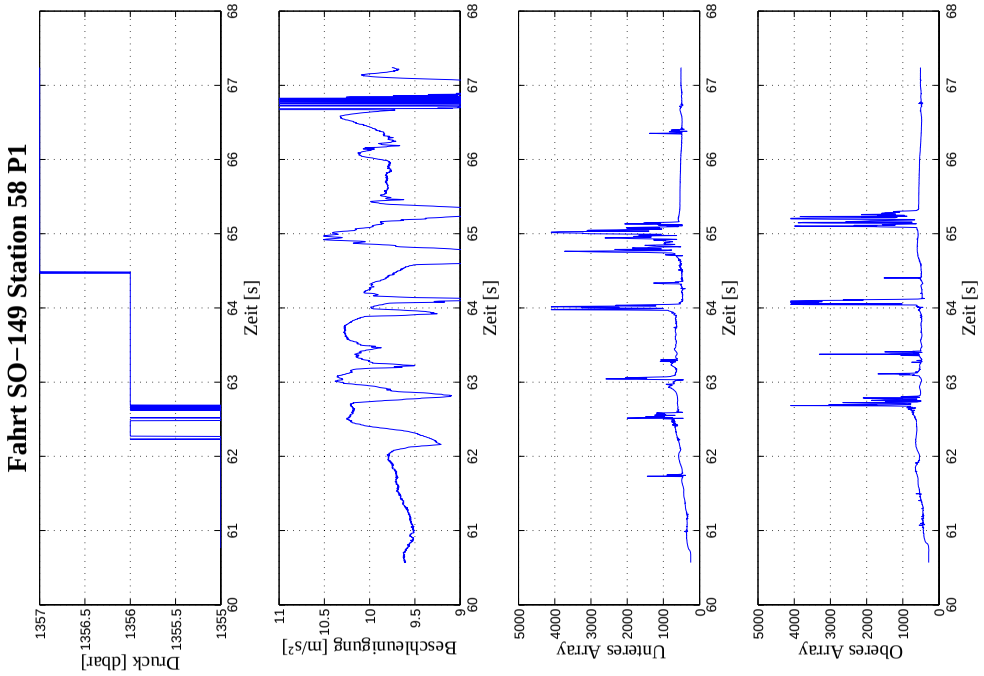


Abbildung B.55: Station 58, Penetration 1

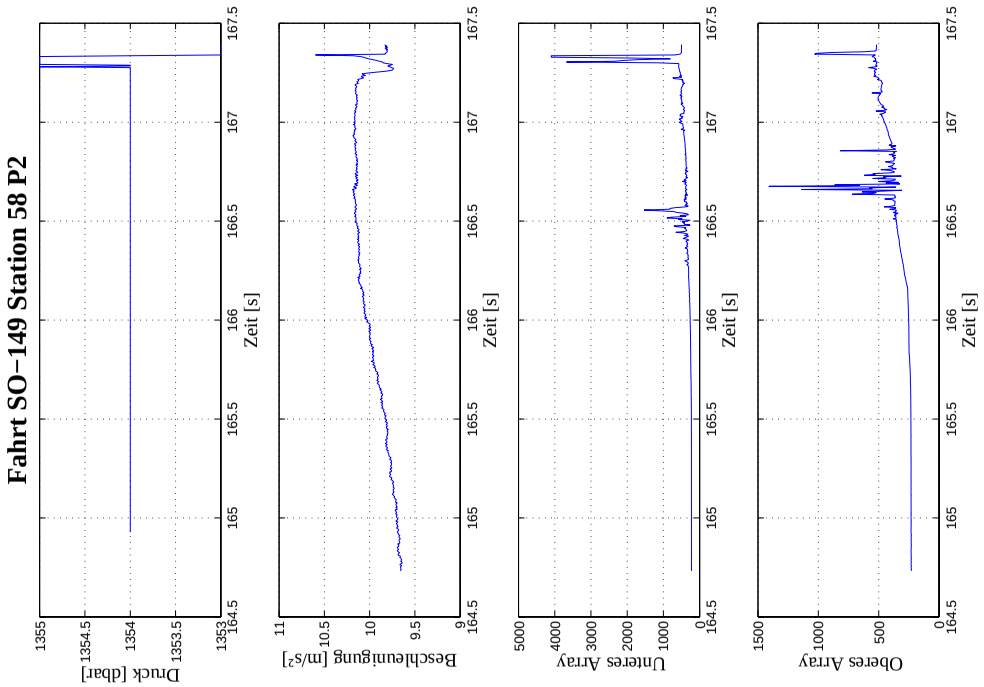


Abbildung B.56: Station 58, Penetration 2

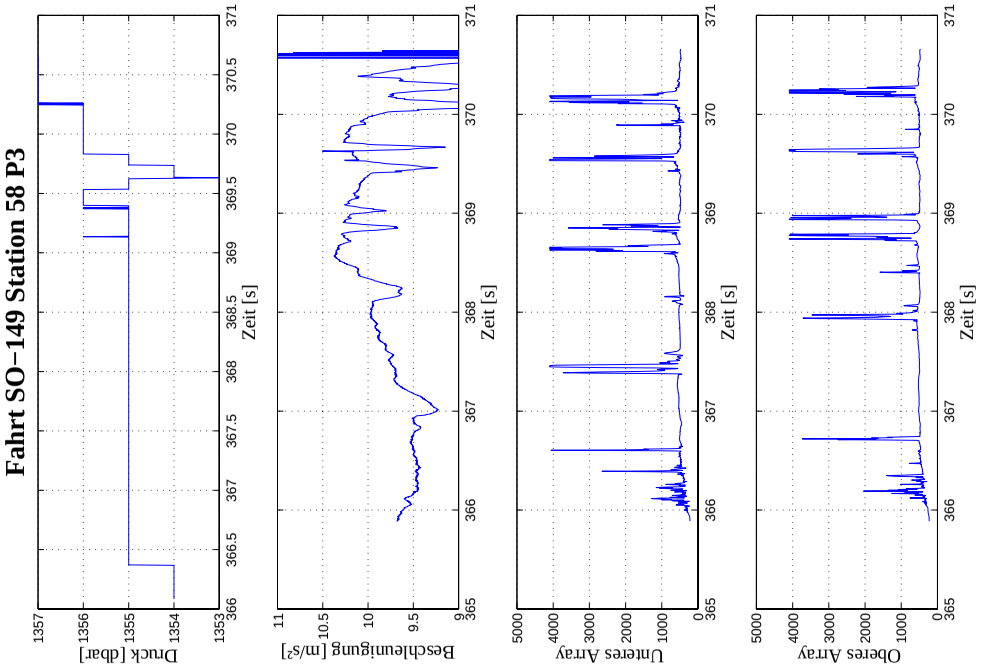


Abbildung B.57: Station 58, Penetration 3

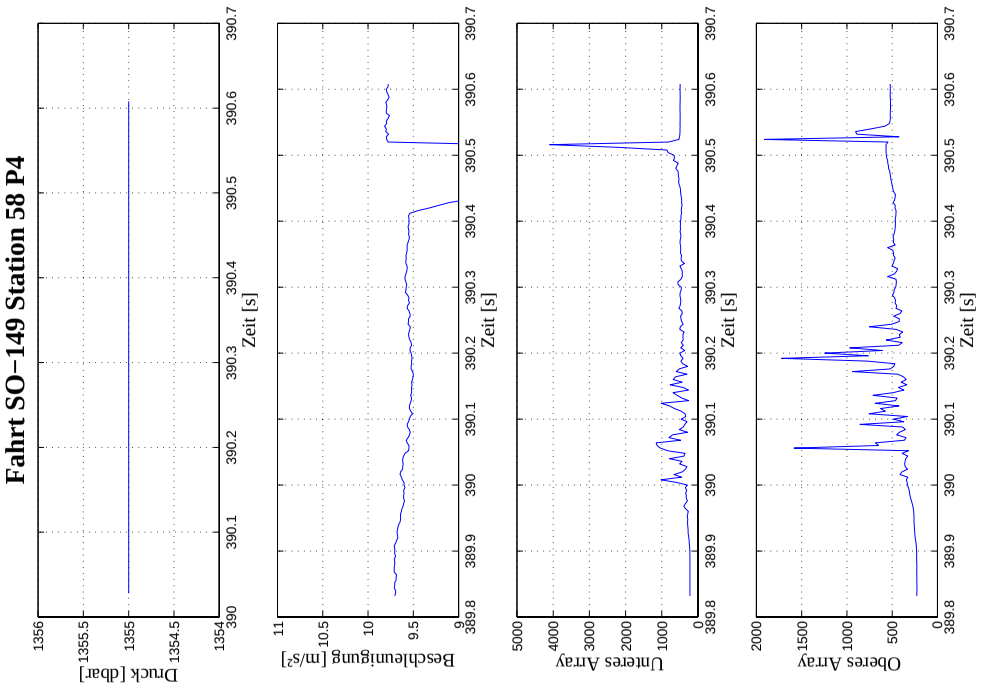


Abbildung B.58: Station 58, Penetration 4

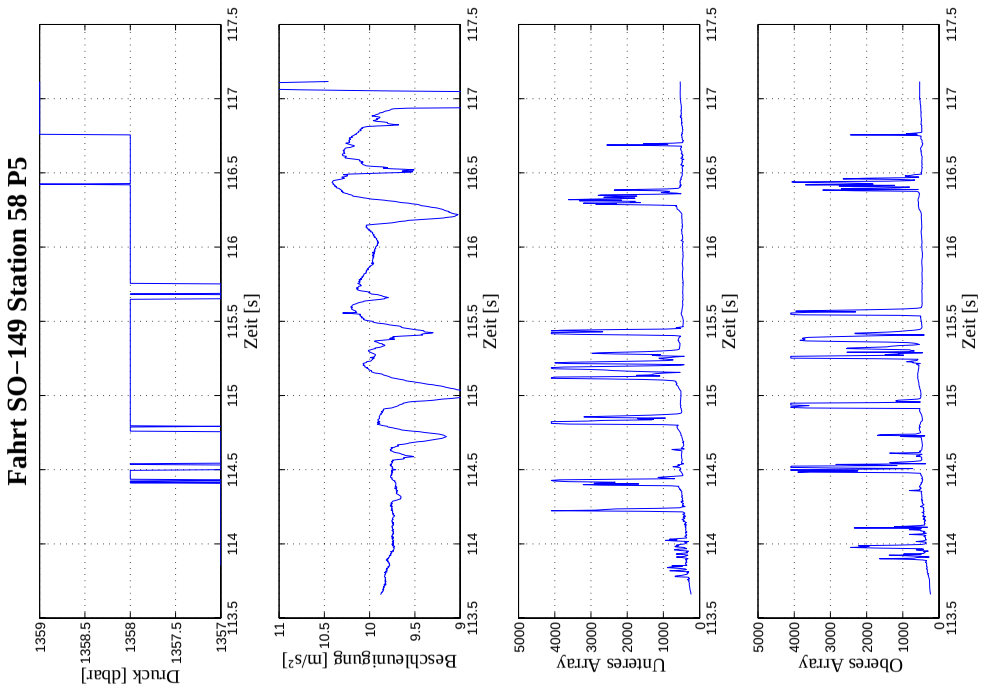


Abbildung B.59: Station 58, Penetration 5

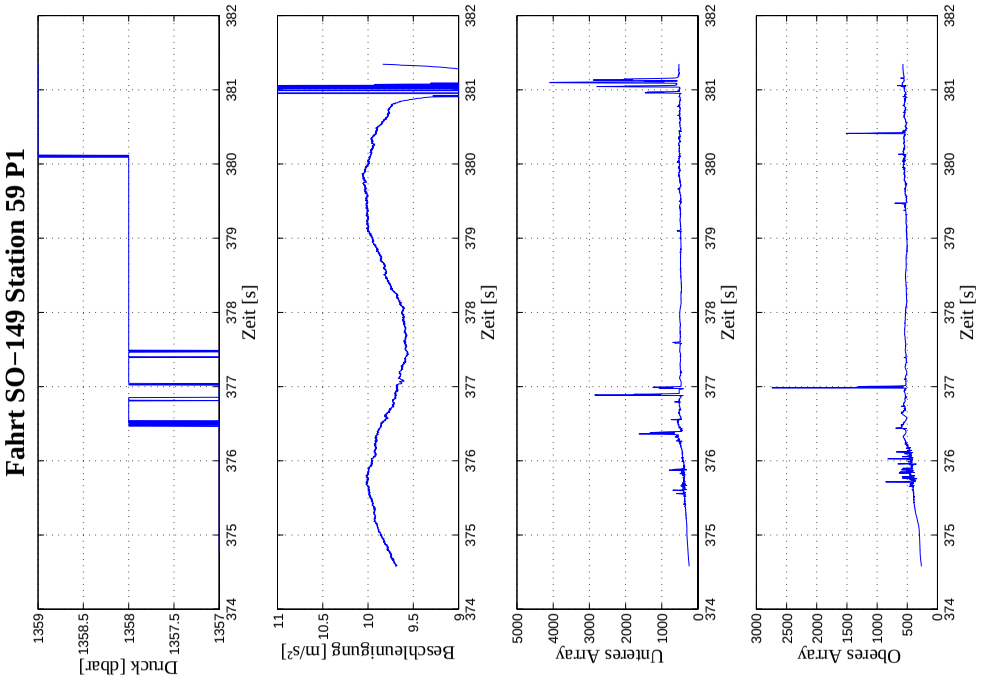


Abbildung B.60: Station 59, Penetration 1

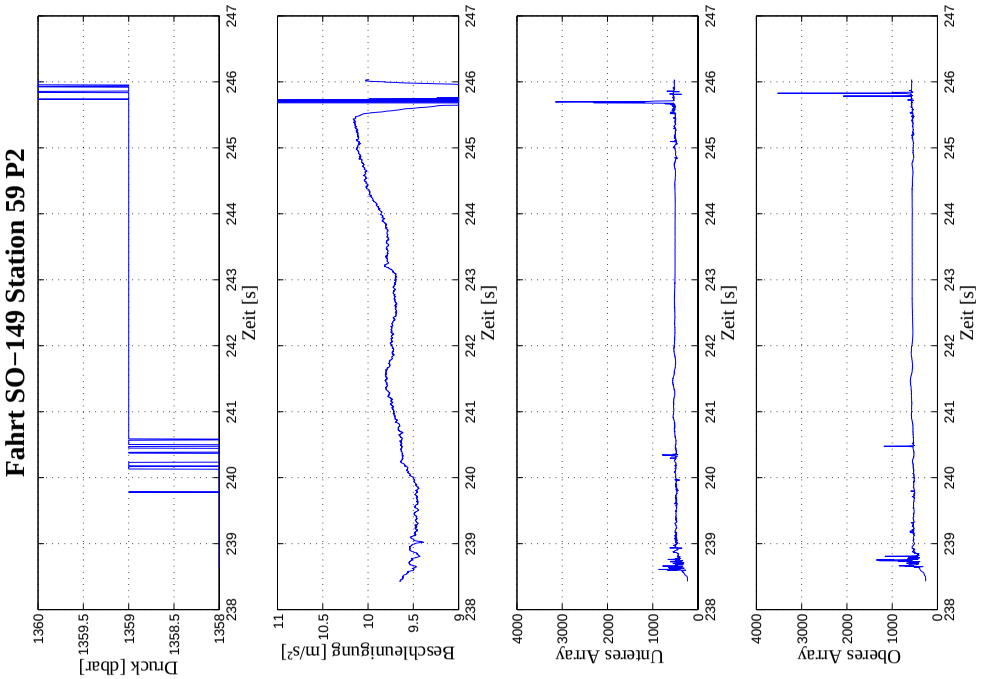


Abbildung B.61: Station 59, Penetration 2

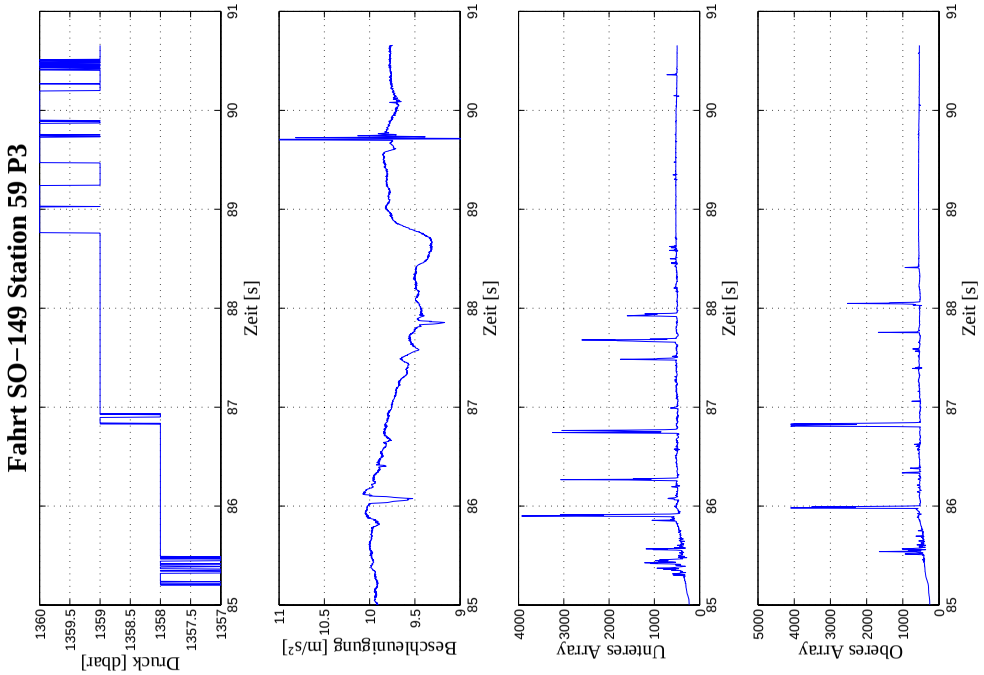


Abbildung B.62: Station 59, Penetration 3

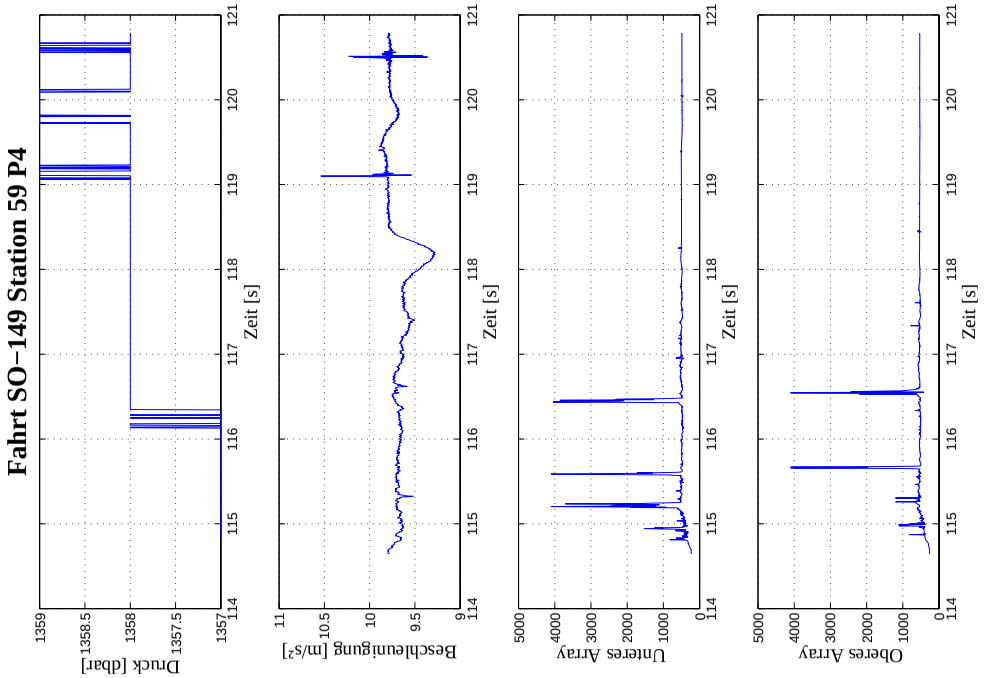


Abbildung B.63: Station 59, Penetration 4

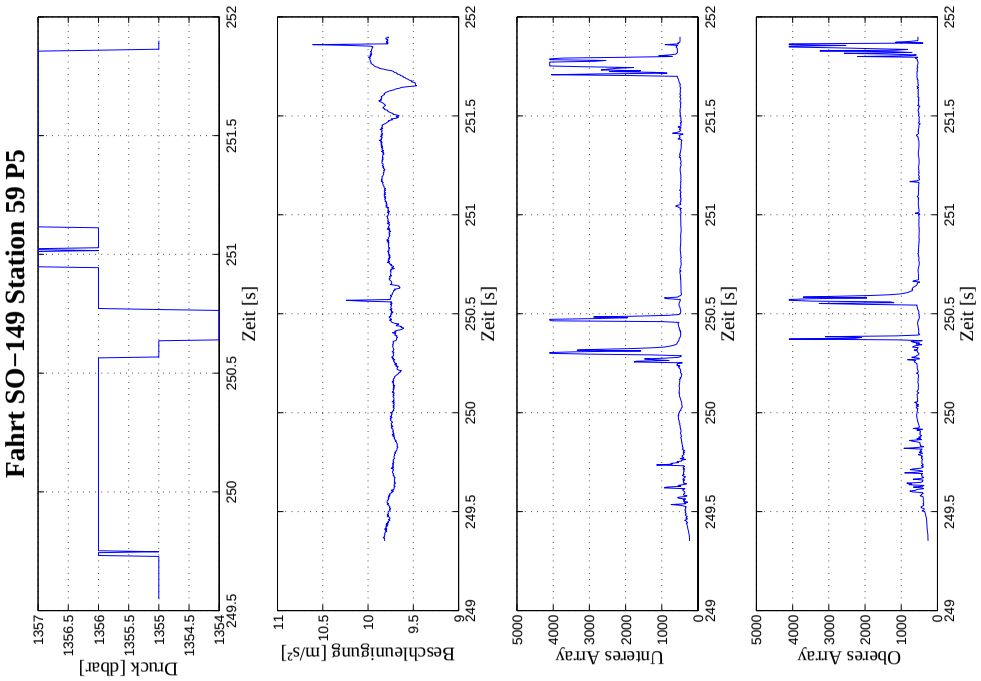


Abbildung B.64: Station 59, Penetration 5

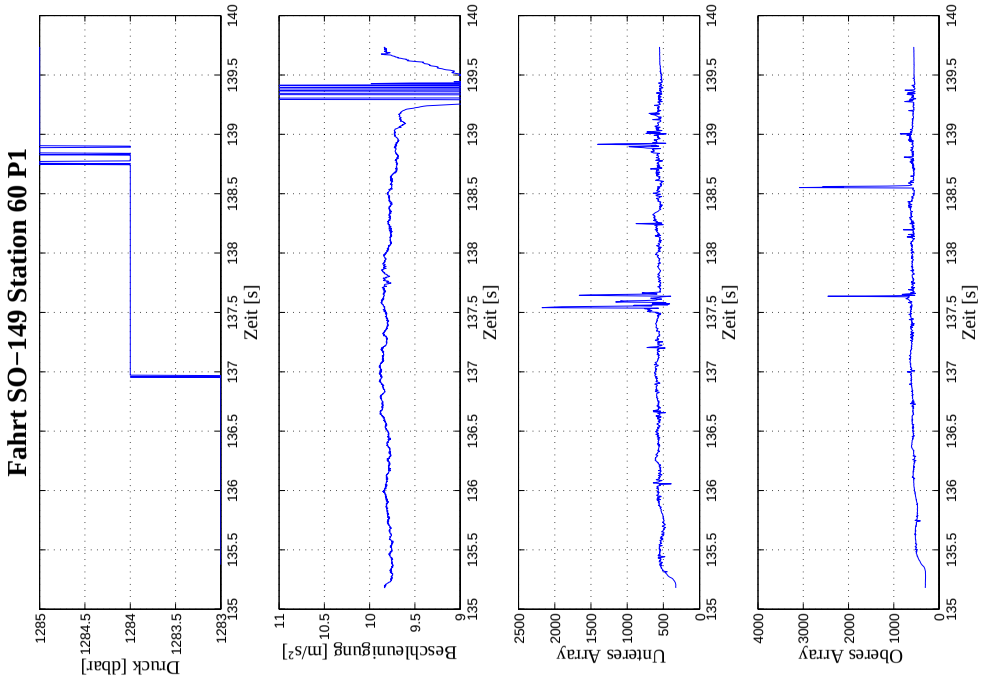


Abbildung B.65: Station 60, Penetration 1

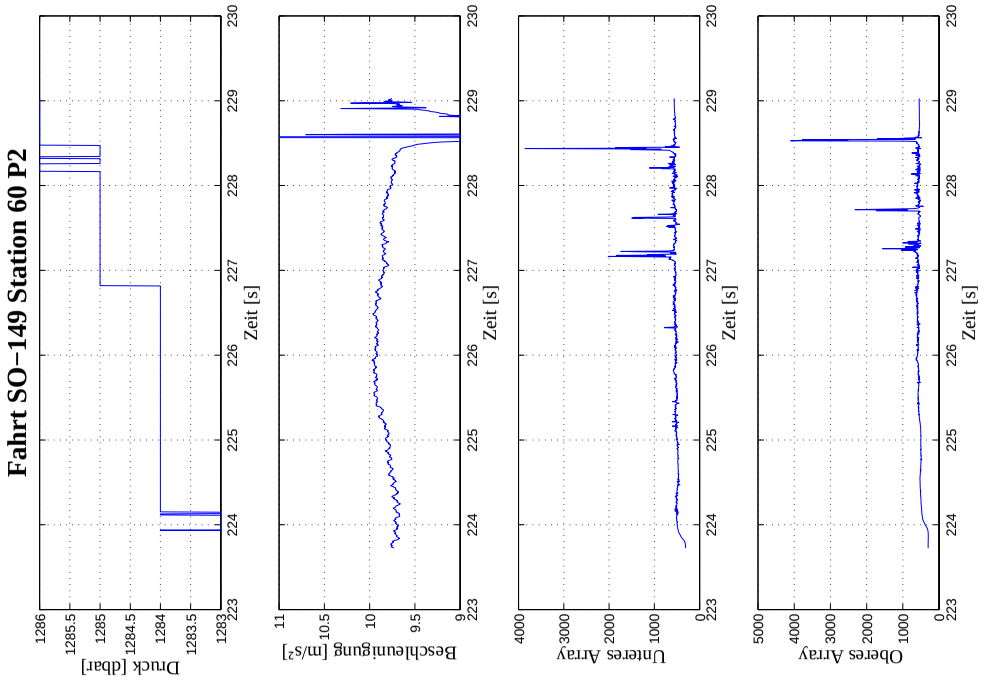


Abbildung B.66: Station 60, Penetration 2

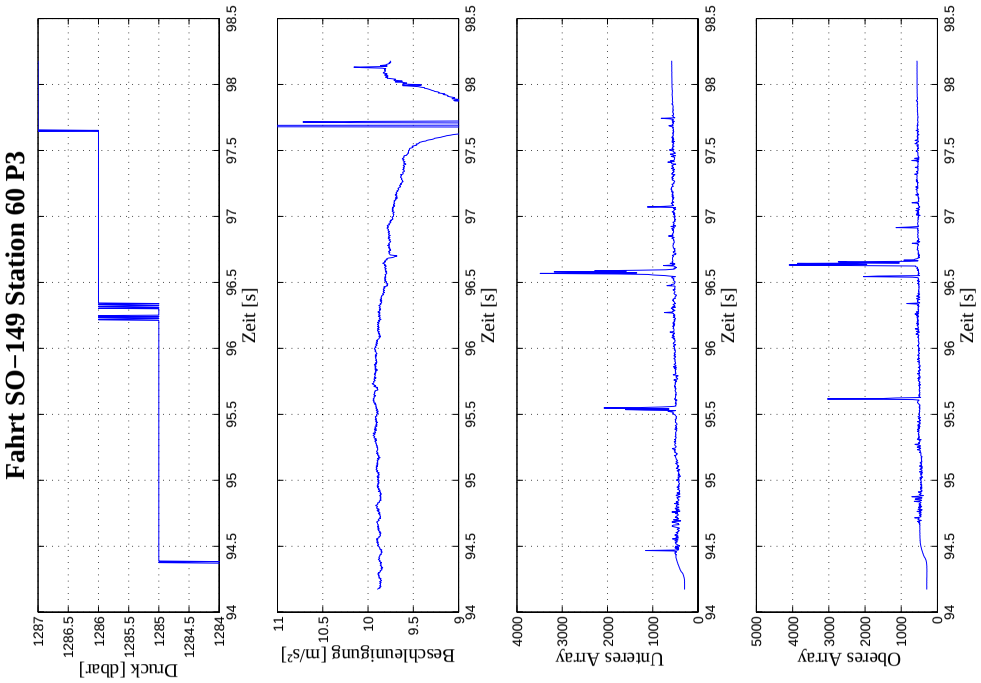


Abbildung B.67: Station 60, Penetration 3

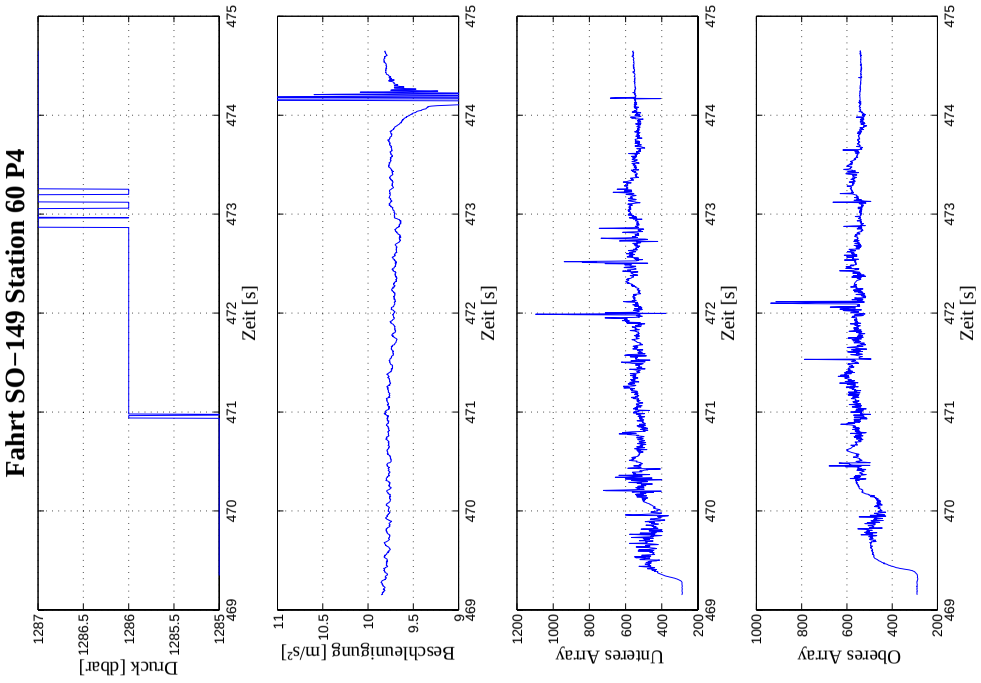


Abbildung B.68: Station 60, Penetration 4

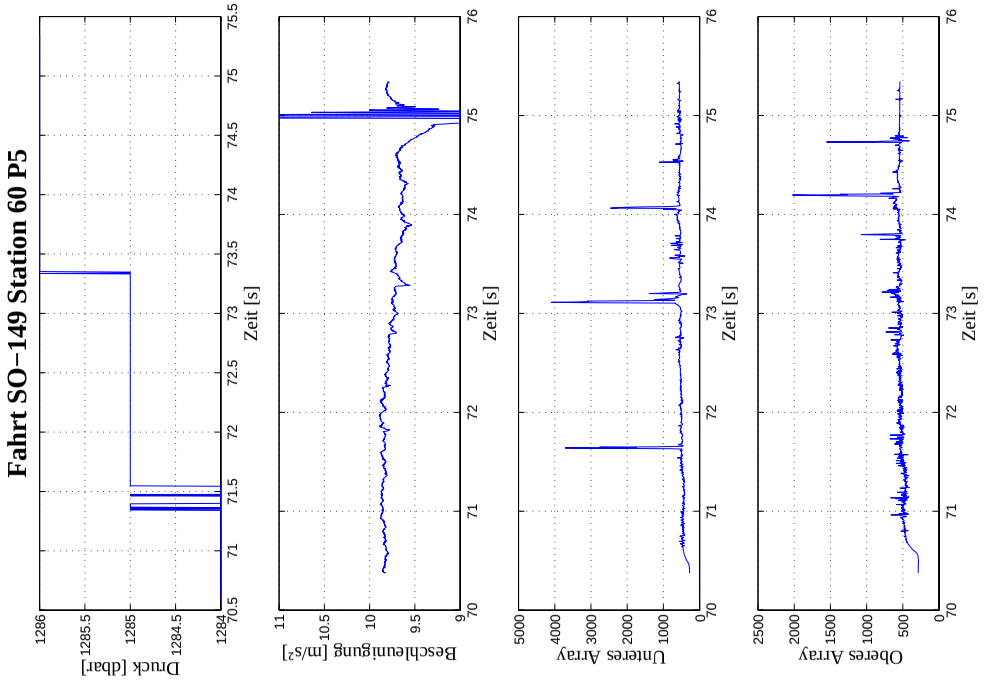


Abbildung B.69: Station 60, Penetration 5

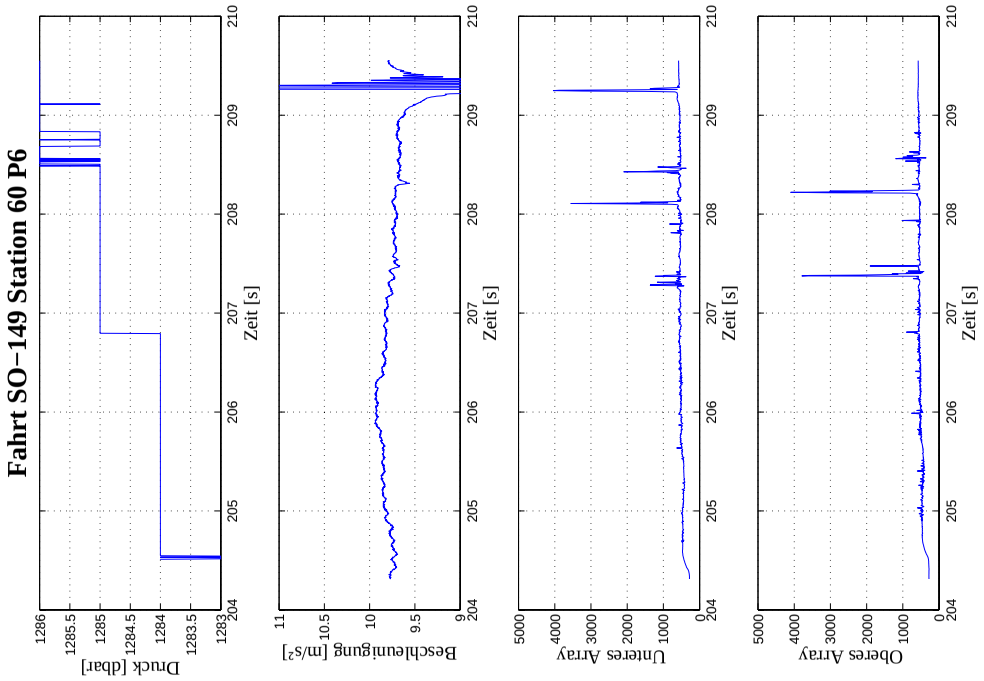


Abbildung B.70: Station 60, Penetration 6

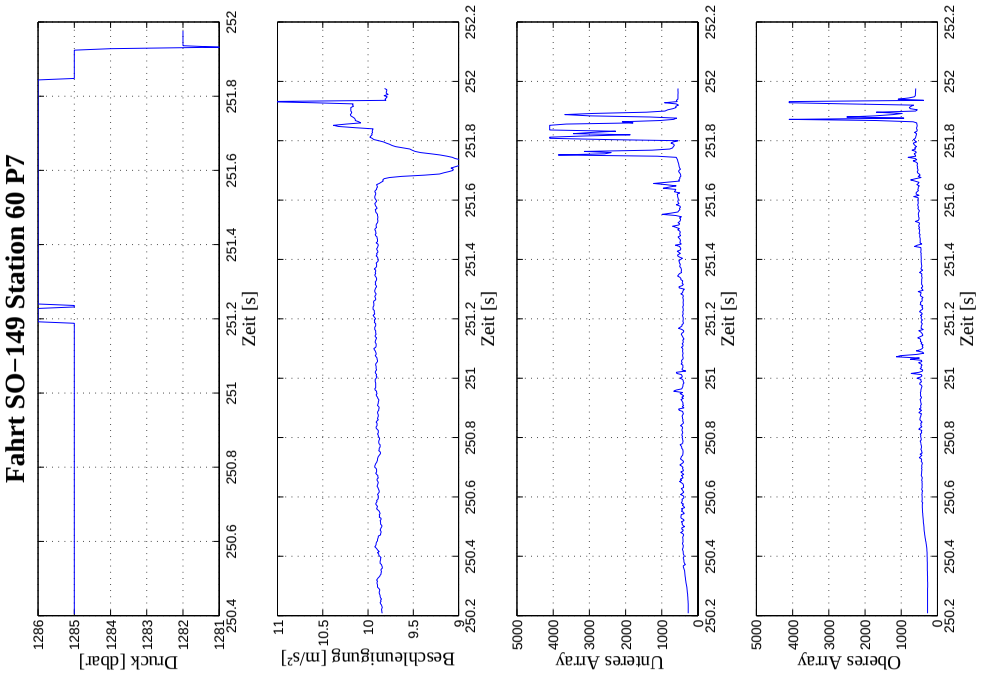


Abbildung B.71: Station 60, Penetration 7

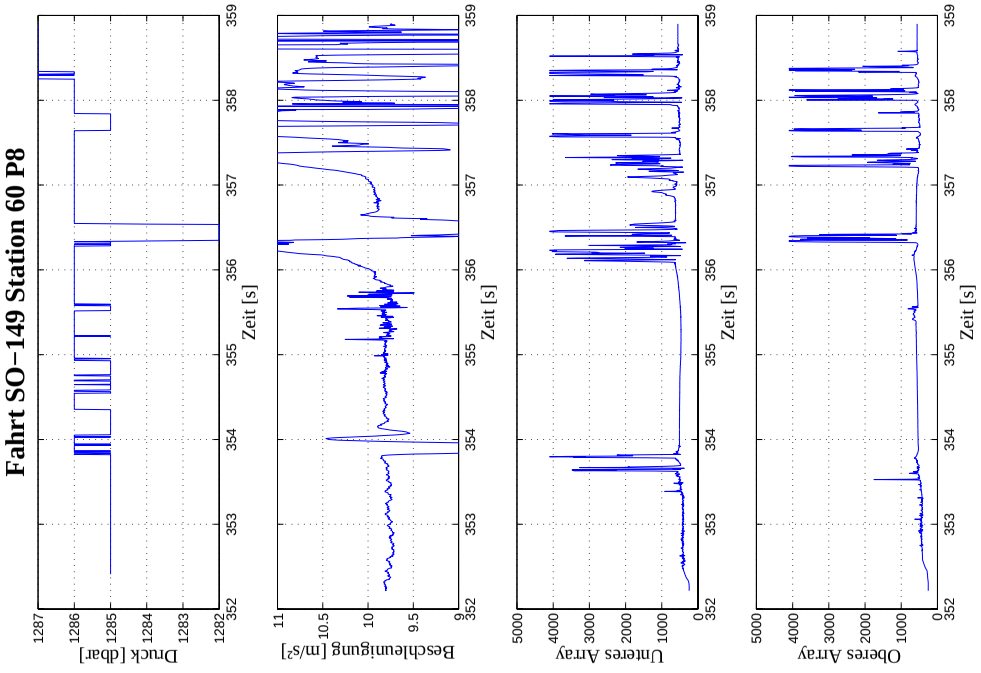


Abbildung B.72: Station 60, Penetration 8

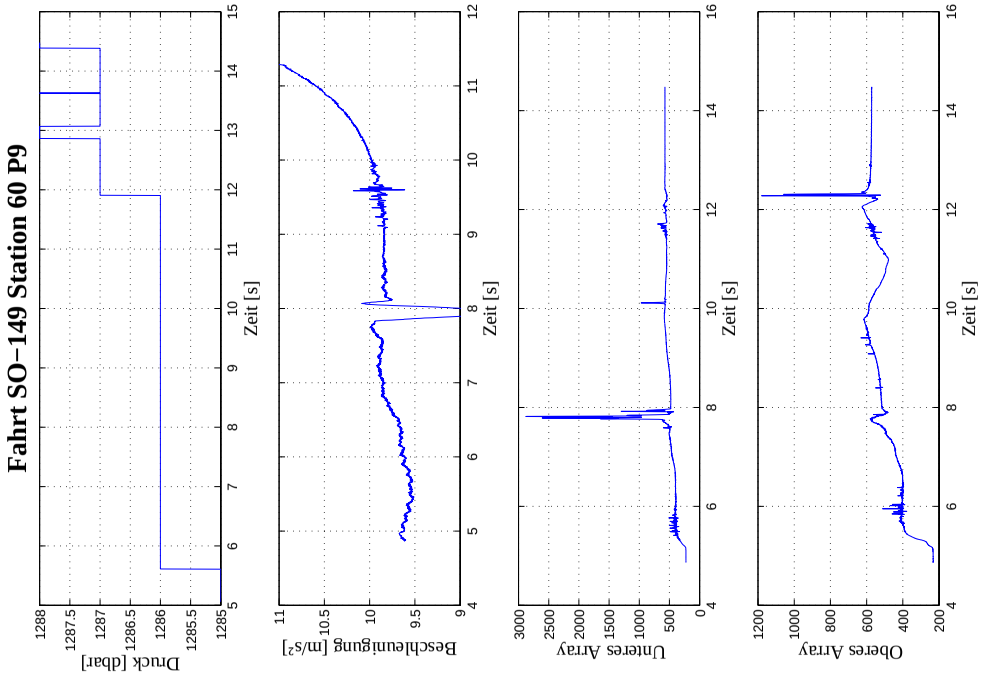


Abbildung B.73: Station 60, Penetration 9

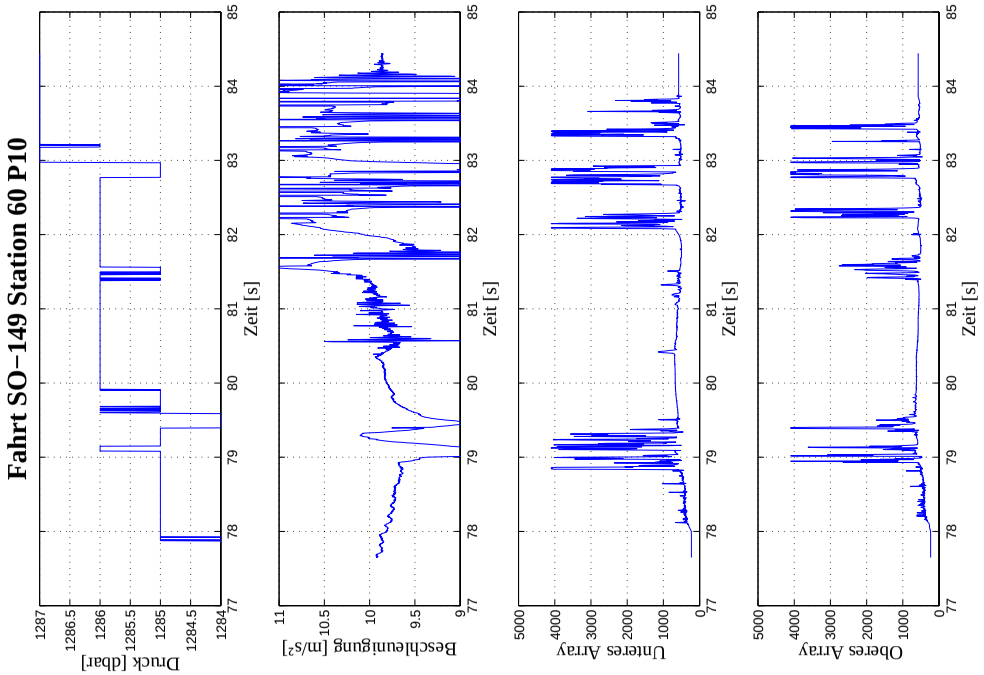


Abbildung B.74: Station 60, Penetration 10

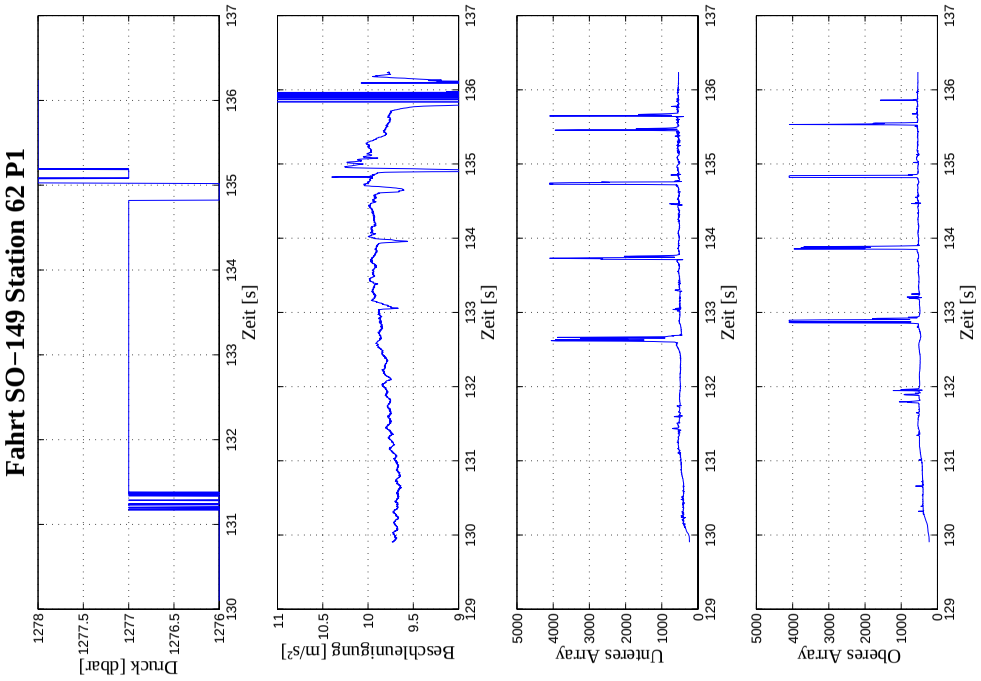


Abbildung B.75: Station 62, Penetration 1

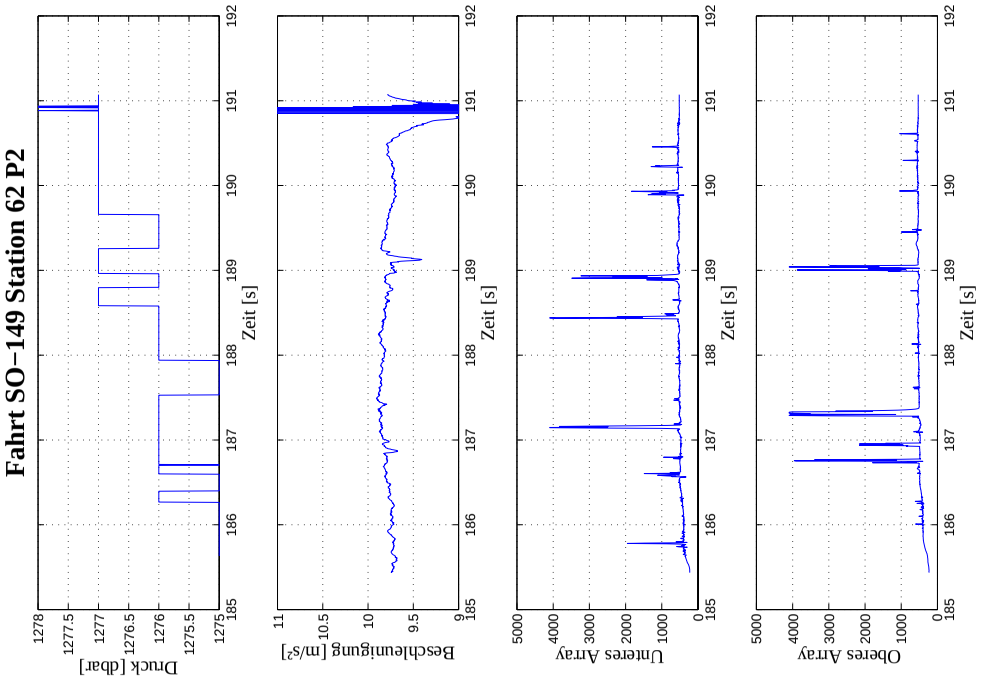


Abbildung B.76: Station 62, Penetration 2

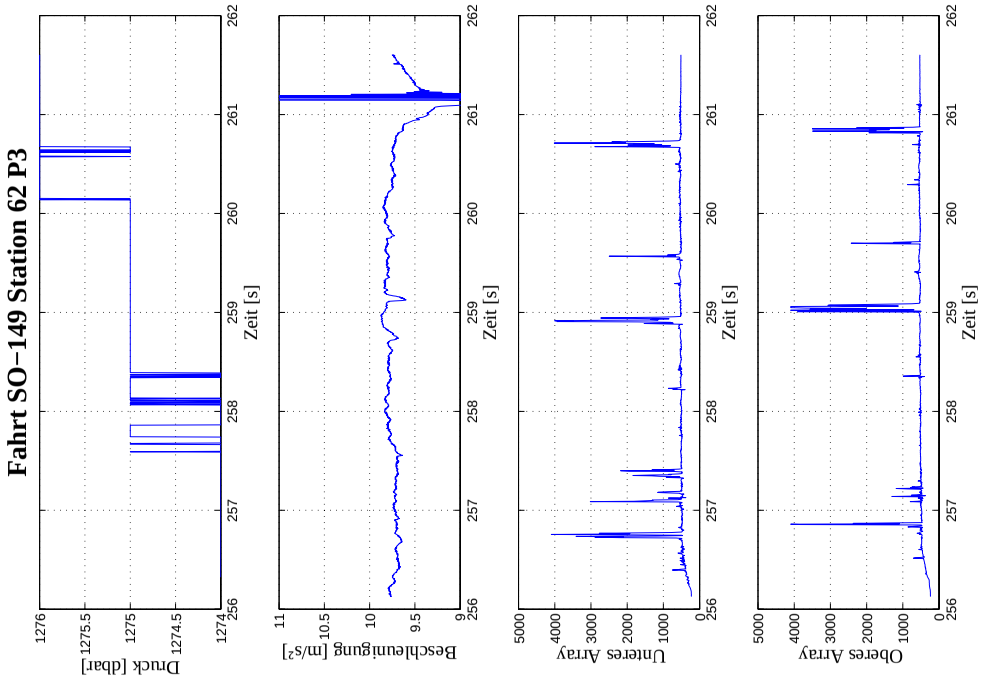


Abbildung B.77: Station 62, Penetration 3

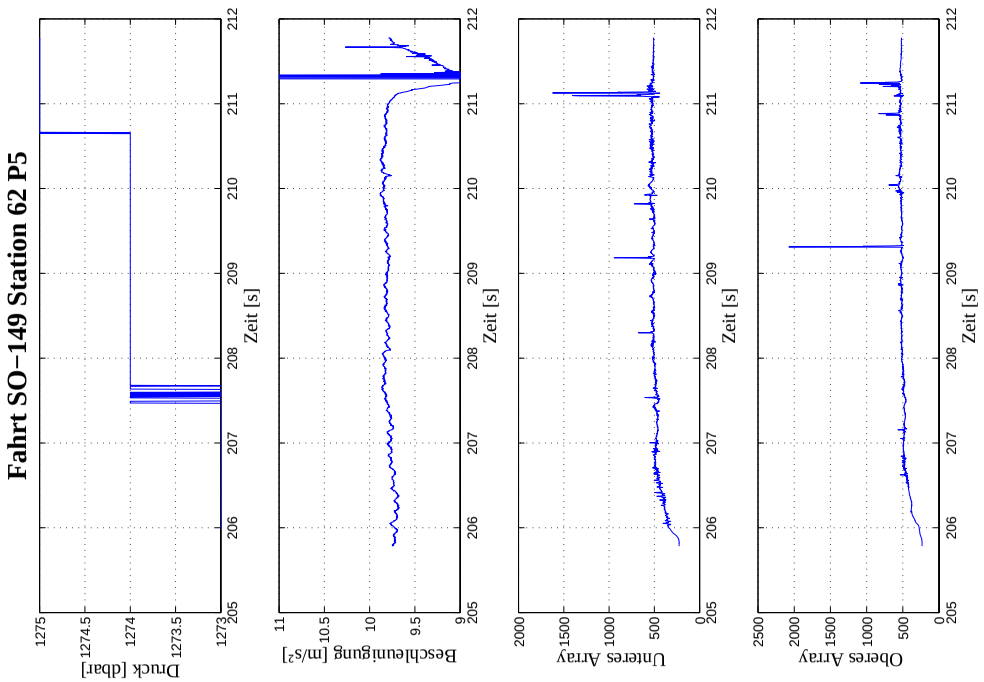


Abbildung B.78: Station 62, Penetration 5

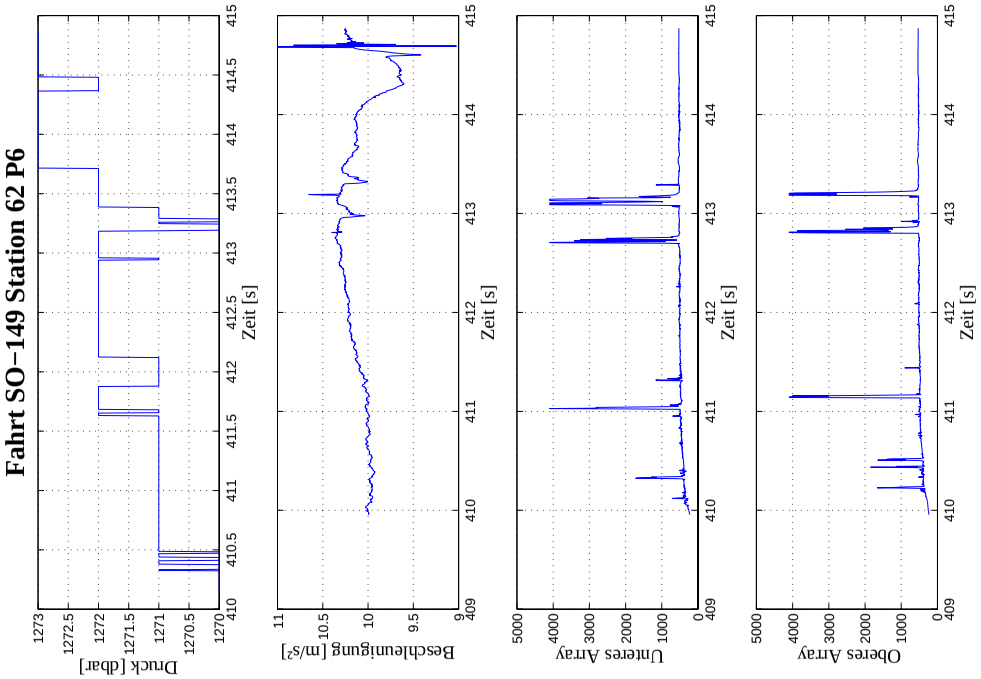


Abbildung B.79: Station 62, Penetration 6

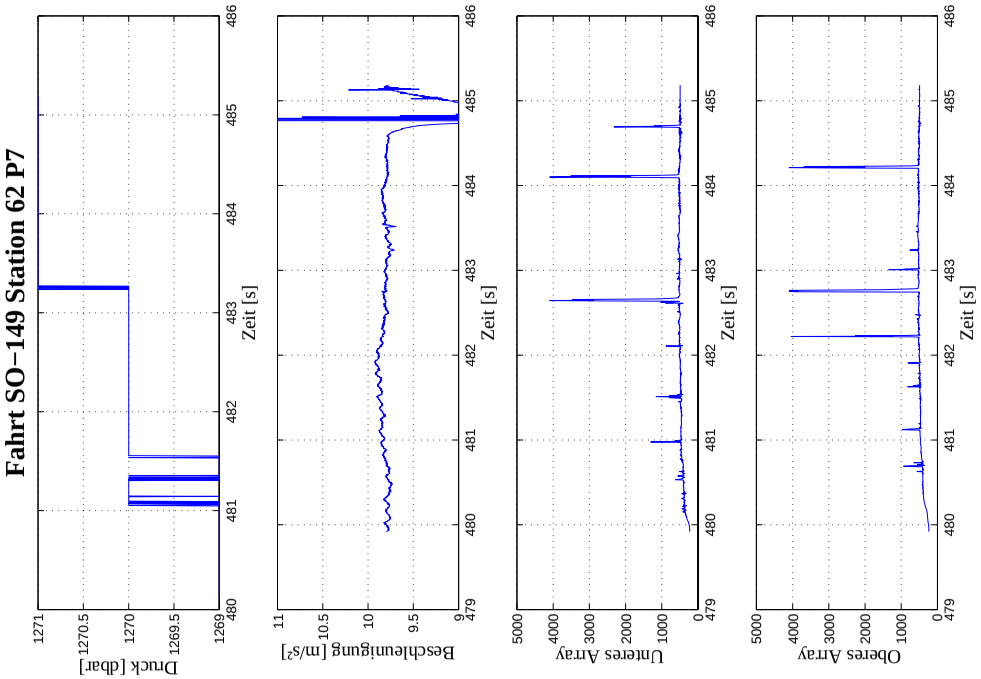


Abbildung B.80: Station 62, Penetration 7

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben:

Prof. Dr. Heinrich Villinger für die Themenstellung und Betreuung während der Arbeit,

Prof. Dr. Volker Spieß, der Zweitgutachter dieser Arbeit ist,

Dr. Lars Zühlsdorff für die Bereitstellung der Seismik- bzw. Parasoundprofile und der Topographiedaten für das Messgebiet,

Dipl. Ing. Bernd Heesemann für die Informationen und Kommentare bezüglich der Elektronik der ISELF-Sonde,

Dipl.- Geophys. Marion Pfender für viele hilfreiche Anmerkungen und noch hilfreichere Aufmunterungen,

Dipl.-Geophys. Martin Heesemann für die Hilfe bei Computerproblemen aller Art,

Dr. H. H. Gennerich für die Hilfe bei der Kartenerstellung,

der gesamten Arbeitsgruppe Meerestechnik/ Sensorik für die angenehme Arbeitsatmosphäre,

meiner Familie für die Ermutigungen und die Unterstützung während des gesamten Studiums,

Andreas Heckel für die Hilfe bei der Kartenerstellung und das "Leben nach der Arbeit".

Danke!

Anhang K:

The hydrogeologic architecture of basaltic oceanic crust: compartmentalization, anisotropy, microbiology, and crustal-scale properties on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge

(A. Fisher, J. Alt, W. Bach, J. Baross, K. Becker, J. Cowen, S. D'Hondt, E. Davis, M. Hutnak, D. Kadko, M. McCarthy, J. McClain, M. Mottl, M. Sinha, G. Spinelli, V. Spieß, D. Teagle, H. Villinger, G. Wheat, L. Zühlsdorff)

IODP Antrag

iSAS/IODP Proposal Cover Sheet

☐ **New** ☒ **Revised** ☐ **Addendum**

Above For Official Use Only

Please fill out information in all gray boxes

Title:	**The Hydrogeologic Architecture of Basaltic Oceanic Crust: Compartmentalization, Anisotropy, Microbiology, and Crustal-scale Properties on the Eastern Flank of Juan de Fuca Ridge**		
*Proponent(s):	Fisher, A. T., Alt, J., Bach, W., Baross, J., Becker, K., Cowen, J., D'Hondt, S., Davis, E. E., Hutnak, M., Kadko, D., McCarthy, M., McClain, J. S., Mottl, M. J., Sinha, M. , Spinelli, G., Spiess, V., Teagle, D., Villinger, H., Wheat, C. G., Zühlsdorff, L.		
Keywords: *(5 or less)*	Hydrogeology, hydrothermal, crustal evolution, fluxes	Area:	Northeast Pacific Ocean

*Proponents listed in alphabetical order after lead proponent.

Contact Information:

Contact Person:	Andrew T. Fisher		
Department:	Earth Sciences Department		
Organization:	University of California, Santa Cruz		
Address	1156 High Street, Santa Cruz CA 95064		
Tel.:	831-459-5598	Fax:	831-459-3074
E-mail:	afisher@ucsc.edu		

Permission to post abstract on iSAS Web site: ☒ Yes ☐ No

Abstract: (*400 words or less)*

We propose a multidisciplinary research program to evaluate the formation-scale hydrogeologic properties (transmission, storage) within oceanic crust; determine how fluid pathways are distributed within an active hydrothermal system; establish linkages between fluid circulation, alteration, and geomicrobial processes, and determine relations between seismic and hydrologic anisotropy. We will accomplish these goals through replacement of two existing subseafloor observatories penetrating the upper crust, and through drilling two new holes (600 m and 200 m into the crust) that will be cored, sampled, instrumented, and sealed. We will conduct the first multi-dimensional, cross-hole experiments attempted in the oceanic crust, including hydrologic, microbiological, seismic, and tracer components. After completion of drill-ship operations, we will initiate multi-year tests using this network of subseafloor observatories, allowing us to examine a much larger volume of the crustal aquifer system than has been tested previously. By monitoring, sampling, and testing within multiple depth intervals, we can evaluate the extent to which oceanic crust is connected vertically and horizontally; the influence of these connections on fluid, solute, heat, and microbiological processes; and the importance of scaling on hydrologic properties. We propose to complete this work where (1) thick sediment cover isolates permeable basement, allowing small pressure transients to travel long lateral distances, (2) outstanding coverage of seismic, heat flow, coring, geochemical, and observatory data allow detailed hypotheses to be posed and tested, (3) existing ODP drill holes and long-term observatories provide critical monitoring points for pre- and post-drilling experiments, (4) the formation is naturally overpressured so as to drive multi-year, cross-hole experiments (5) and a planned, cabled seafloor observatory network will facilitate long-term experiments, data access, and instrument control. Alternate sites are proposed within a shallow hydrothermal upflow zone, and in deeper basement areas where the crust is more mature. This work will elucidate the nature of permeable pathways in the crust, the depth extent of circulation, the importance of

permeability anisotropy, and the significance of hydrogeologic barriers in the crust. We will learn where viable microbiological communities live, and how these communities cycle carbon, alter rocks, and are influenced by flow paths. We will quantify lateral scales over which solute transport occurs, the extent of flow channeling and mixing in the crust, and how these processes relate to rock structure and fabric. We will determine how to relate seismic velocities and velocity anisotropy to hydrogeologic properties.

Scientific Objectives: (*250 words or less*)

Second Ridge (first priority): Drill at Site SR-1, 1000 m SSW of ODP Site 1026, where sediment thickness is 260-275 m. Core into basement upper basement and set casing, then penetrate 600 m into basement. Log, packer, VSP, and CORK Hole SR-1A to isolate multiple levels in basement. Drill at Site SR-2, 200 m SSW of Site 1026, and 800 m NNE of Site SR-1. Operational plan is identical to that at SR-1, except that (1) basement penetration will be 200 m, and (2) we will conduct a long-term hydrogeologic and tracer experiment by pumping into Hole SR-2A for 24 hours. Monitor pressures and chemistry at nearby holes. CORK Hole SR-2A and allow to equilibrate. Open seafloor valves post-drilling to initiate multi-year hydrologic and microbiological test, using natural overpressure to generate pressure perturbation.

First Ridge (second priority): Drill one to three holes into hydrothermal upflow zone, where the extent and significance of basement alteration, and the likely nature of along-strike hydrothermal recharge, can be evaluated. Sediment thickness is 40-70 m and basement penetration will be 0-40 m.

Deep Ridge (second priority): Drill into deeply-buried basement ridges, 125-145 km from the spreading center, where basement temperatures may approach and exceed 100 °C, to evaluate the influences of hydrothermal circulation on crustal evolution and microbiology. Sediment thickness is 500-900 m and basement penetration will be 20-50 m.

Proposed Sites:

Site Name	Position	Water Depth (m)	Penetration (m)			Brief Site-specific Objectives
			Sed	Bsm	Total	
SR-1 SR-2	47° 45.19'N, 127° 45.74'W 47° 45.64'N, 127° 45.59'W	2600 2600	275 275	600 200	875 475	hydrogeologic properties, distributions, alteration, construction, layering, microbiology, chemistry
FR-1	47° 53.9'N, 128° 34.50'W	2600	40-70	0-40	50-110	nature of and alteration in hydrothermal upflow zone, microbiology, chemistry
DR-1	47° 46.69'N 127° 21.52'W	2600	500	20-50	520-550	sediment, basement, chemistry, microbiological sampling, evaluate crustal evolution
DR-2	47° 46.07'N 127° 10.12'W	2600	900	20-50	920-950	sediment, basement, chemistry, microbiological sampling, evaluate crustal evolution

The Hydrogeologic Architecture of Basaltic Oceanic Crust: Compartmentalization, Anisotropy, Microbiology, and Crustal-scale Properties on the Eastern Flank of Juan de Fuca Ridge

IODP Proposal 545 Full3

Proponents*: A. T. Fisher[1,2], J. Alt[3], W. Bach[4], J. Baross[5], K. Becker[6], J. Cowen[7], S. D'Hondt[8], E. E. Davis[9], M. Hutnak[1], D. Kadko[10], M. McCarthy[2], J. S. McClain[11], M. J. Mottl[7], M. Sinha[12], G. Spinelli[13], V. Spiess[14], D. Teagle[12], H. Villinger[14], C. G. Wheat[15], L. Zühlsdorff[14]
*in alphabetical order after lead proponent

[1] Earth Sciences Department, University of California at Santa Cruz
[2] Institute for Geophysics and Planetary Physics, University of California at Santa Cruz
[3] Department of Geological Sciences, University of Michigan
[4] Marine Chemistry and Geochemistry, Woods Hole Oceanographic Institution
[5] Oceanography Department, University of Washington
[6] Marine Geology and Geophysics, University of Miami, RSMAS
[7] Department of Oceanography, University of Hawaii at Manoa, SOEST
[8] Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island
[9] Pacific Geoscience Center, Geological Survey of Canada
[10] Marine and Atmospheric Chemistry, University of Miami, RSMAS
[11] Department of Geology, University of California at Davis
[12] Southampton Oceanography Center, University of Southampton
[13] Earth and Environmental Science Department, New Mexico Institute of Mining and Technology
[14] Department of Geosciences, University of Bremen
[15] Undersea Research Unit, University of Alaska Fairbanks

Submitted: 31 March 2003

I. Introduction, Motivation, and Background

Thermally-driven fluid circulation through oceanic lithosphere profoundly influences the physical, chemical, and biological evolution of the crust and ocean. Although much work over the last 30 years has focused on hot springs along mid-ocean ridges, global advective heat loss from ridge flanks (crust older than one million years) is more than three times that at the axis[1], and the ridge-flank mass flux is at least ten times as large[2]. Ridge-flank circulation generates enormous solute fluxes, profoundly alters basement rocks, supports a vast subseafloor biosphere, and continues right to the trench, influencing the thermal, mechanical, and chemical state of subducting plates[3,4]. These processes cross-cut all three primary themes motivating the Initial Science Plan for IODP. With IODP operations poised to begin, it is time to begin a new class of experiments designed to resolve the fundamental nature of fluid pathways in the crust and the dynamic influences of fluid circulation on Earth evolution.

Despite the importance of fluid processes in the crust, little is known about: the distribution of hydrologic properties; the extent to which crustal compartments are well-connected or isolated (laterally and with depth); linkages between ridge-flank circulation, alteration, and geomicrobial processes; or quantitative relations between seismic and hydrologic properties. We propose a multidisciplinary research program to address these questions, and also to address topics of fundamental interest to a broad community of hydrogeologists working in heterogeneous water-rock systems: the nature and significance of scaling phenomena, and applicability of equivalent porous-medium representations of discrete, fracture-flow processes. This project adheres to the "Cascade of Scientific Drilling" outlined in the COMPOST II report, through linked pre-drilling, drilling, and post-drilling experiments, and follows numerous recommendations made by the ODP Hydrogeology PPG. The proposed work also dovetails with plans underway to establish a cabled network of seafloor observatories across the Juan de Fuca Plate

The primary 545Full project plan has not changed during several rounds of review and revision, but the proposal has been modified in response to panel and reviewer comments and as a result of site surveys. Section II of this proposal describes the setting and summarizes recent results. Section III introduces primary and secondary drilling targets and program goals. Section IV describes proposed experiments in greater detail. The final sections discuss time requirements, drilling conditions, safety, scheduling, and relations with other research programs.

II. The Eastern Flank of Juan de Fuca Ridge

A. Geological Setting. The Endeavour segment of the Juan de Fuca Ridge (JFR) generates lithosphere west of North America (Fig. 1). Topographic relief produces barriers to turbidites from the continental margin, resulting in the accumulation of sediment burying the eastern flank of the JFR within Cascadia Basin. Oceanic basement is exposed to the west, where the crust is young, and the sedimented seafloor is relatively flat to the east, except over seamounts.

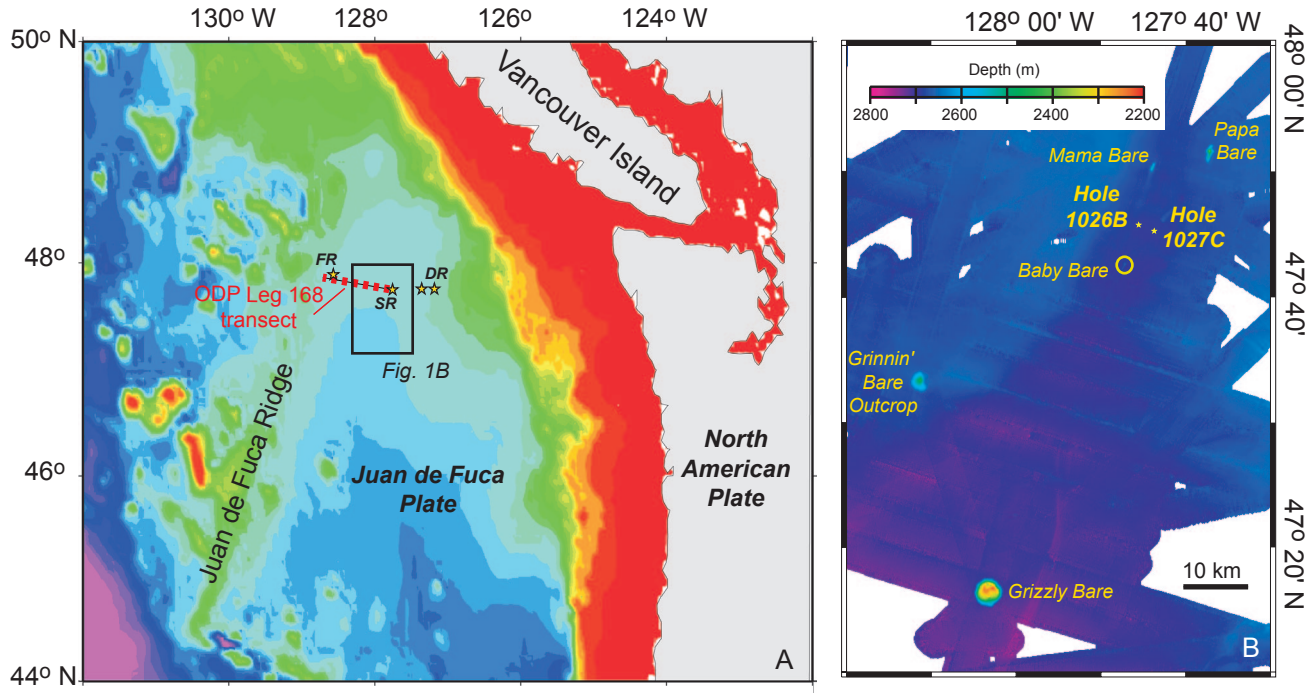


Figure 1. A. Site map of NE Pacific showing regional features and location of ODP Leg 168 transect (dashed line). Proposed drilling sites are located along, east, and south of this transect. B. Bathymetry of western end of ODP Leg 168 transect, showing locations of Sites 1026 and 1027 (close to proposed SR sites; see Fig. 3) and nearby basaltic outcrops that guide hydrothermal recharge and discharge.

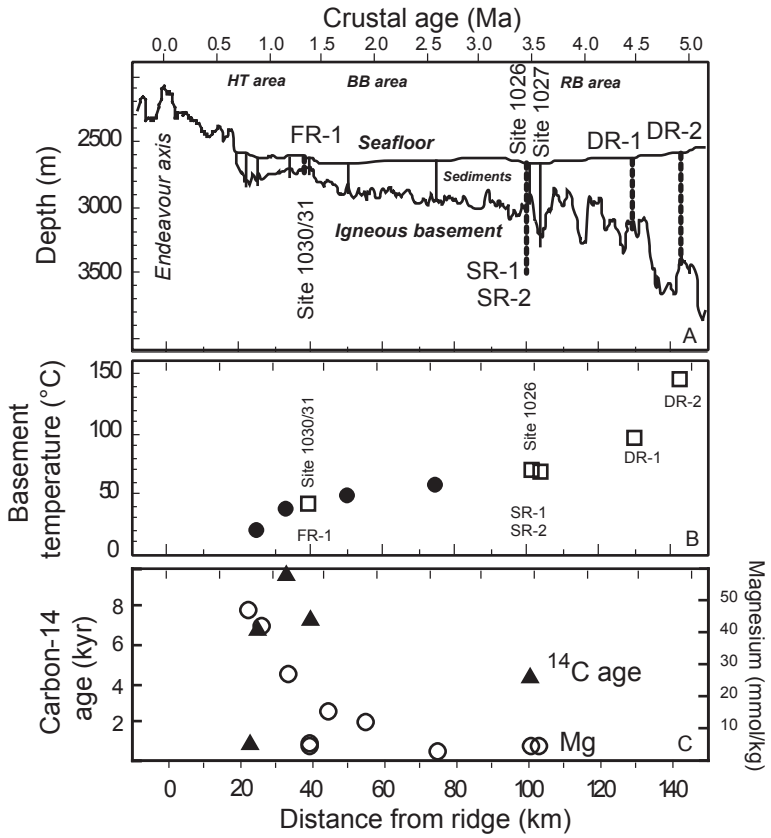


Figure 2. Leg 168 transect and locations of proposed SR, FR, and DR drilling sites. A. Cartoon interpretation of seismic data along Leg 168 drilling transect, showing sediment thickness, basement relief, and depths of existing (thin, solid lines) and proposed (thick, dashed lines) holes. B. Measured (solid) and anticipated (open) upper basement temperatures, based on results of ODP Leg 168 and regional surveys. C. Mg concentrations from uppermost basement pore fluids and apparent ^{14}C ages of these fluids. Note the relative youth of SR fluids, thought to recharge through Grizzly Bare outcrop (Fig. 1B), 52 km to the south. See text for references.

Basement relief is dominated by linear ridges and troughs, produced by faulting and variable magmatic supply. Basement relief is relatively low (±100-200 m) near the ridge, and higher (±300-700 m) to the east (Fig. 2). Low-permeability sediment limits advective heat loss, leading to strong thermal, chemical, and alteration gradients in basement.

B. Previous Work. ODP Leg 168[5] was preceded by numerous surface-ship and submersible programs[6-9] that were essential for ODP planning. ODP Leg 168 completed an 80-km transect across three distinct hydrothermal environments (Fig. 2). The "HT" area spans a Hydrothermal Transition zone between hydrologically open and sedimented crust, documenting strong lateral gradients in basement temperatures, water compositions, and crustal physical properties[10,11]. In the "RB" area, Rugged Basement topography, large variations in sediment thickness, and isolated outcrops influence patterns and rates of fluid flow in basement. The hydrothermal circulation documented here is broadly representative of that occurring where crustal topographic relief is partially or completely filled in by sediments[12,13]. The "BB" area spans a region of Buried Basement where continuous sediment cover prevents local fluid and thermal exchange. Borehole (CORK) observatories were installed at HT Sites 1024 and 1025 and RB Sites 1026 and 1027 [14,15]. Basement waters collected from Hole 1026B are chemically similar to fluids venting from nearby outcrops[8,16].

Hydrogeologic results from Leg 168 include (Fig. 2): large lateral gradients in fluid temperatures, compositions, and ages in upper basement with distance from the ridge axis; and local, thermal, and chemical homogeneity between adjacent sites. Extensive, *across-strike* advection in the upper crust may be inferred from these overall trends[10,17], and suggests very high formation permeability. This interpretation is consistent with CORK observations indicating extreme transport properties and high rates of fluid flow[14,15]. Packer and open hole experiments also indicate high permeabilities in uppermost crust, and a systematic evolution in crustal permeability with age. However, there are large differences in permeability estimated with different methods, likely resulting either from differences in fundamental measurement and analytical assumptions or a scale effect[18-22].

There is also geochemical and thermal evidence for *along-strike* fluid flow, perhaps related to abyssal hill topography and associated faulting. Site 1026 is located along the same basement ridge and about 8 km from Baby Bare and Mama Bare outcrops (Fig. 3). Fluids collected from shallow sediments, Baby Bare springs, and Hole 1026B indicate increased water-rock interaction from south to north[11], and the young ^{14}C age of Hole 1026B water (4-5 ka) suggests that it is chemically distinct from older fluid to the west[10]. Geochemical and thermal data suggest that Baby Bare springs recharge through basement more than 50 km south at Grizzly Bare outcrop[23]. Although basement fluids from Sites 1030 and 1031 are also young (Fig. 2), they interacted chemically with basement as extensively as much warmer fluids to the east, and are chemically distinct from laterally-flowing fluids to the west[5,10,11]. There are also important differences in composition between fluids from

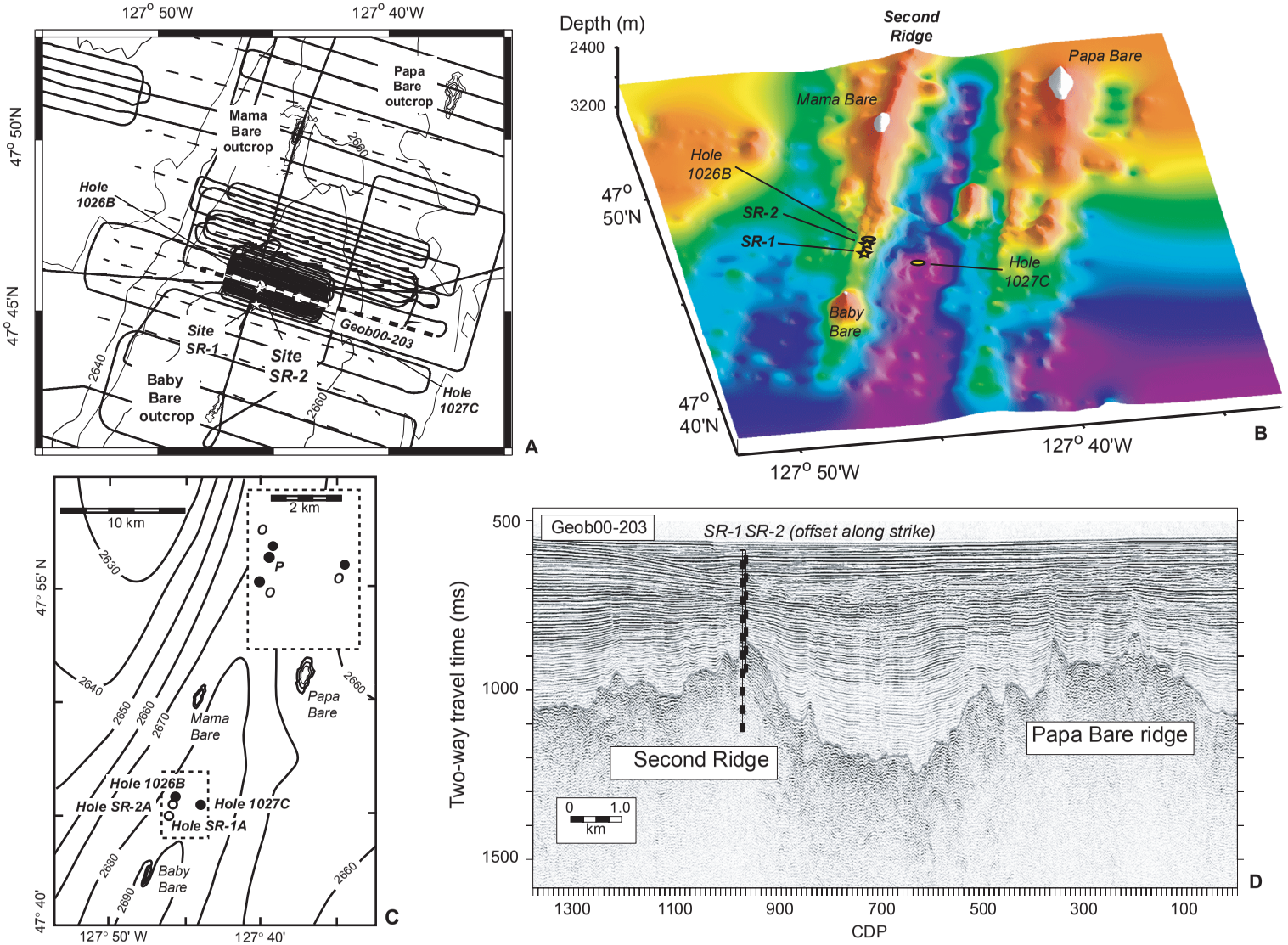


Figure. 3. Second Ridge (SR) site map showing track lines from SO149 (solid lines) and older seismic data and locations of ODP Leg 168 drill holes. Seismic line spacing is 100 m within 1 km to the NNW and SSE of ODP Hole 1026B, with most lines oriented perpendicular to the structural strike of basement. B. Topography of top of basement around Second Ridge based on newly-acquired seismic data, showing tops of outcrops (in white), Leg 168 Holes 1026B and 1027C, and proposed sites SR-1 and SR-2 (stars). C. Map view indicating spatial relations between CORK'ed Holes 1026B and 1027C, proposed Sites SR-1, and SR-2, and nearby basement outcrops. Inset shows relative locations of pumping (P) and observation (O) wells for cross-hole experiments. Depth contours in meters. D. Example of the newly-acquired seismic data, Line Geob00-203. Sites SR-1 and SR-2 are located near the peak of the same buried basement ridge into which Hole 1026B is drilled.

Baby Bare and Site 1027 [24], providing additional evidence for distinct hydrologic systems within shallow basement.

ODP Hole 1026B yielded some of the first direct microbiological observations of ridge-flank fluids. Rock and fluid samples collected during Leg 168 indicated the possible presence of microbes[25,26], and a "Biocolumn" experiment assessed microbial biomass and diversity in fluids venting from a CORK'ed hole. Cells collected from the Biocolumn included bacteria and archaea, comprising nitrate reducers, thermophilic sulfate reducers, and thermophilic fermentative heterotrophs[27].

C. Remaining Questions. ODP Leg 168 examined sediments and uppermost igneous crust (≤50 m into basement), as the first part of a multi-leg drilling program. With key results from this initial effort in hand, the goals and benefits of deeper drilling and longer-term experiments are clear. Earlier studies revealed high effective permeability and large rates and lateral scales of flow in shallow basement, but provided little information on the nature of permeable pathways, the depth extent of circulation, the importance of permeability anisotropy, or the significance of hydrogeologic barriers in the crust. We know that there are viable microbiological communities within uppermost crust, but not how they relate to flow paths or rock alteration. We don't know the concentration or nature of nonliving organic matter within crustal fluids, or how this material influences ocean carbon cycling. We don't understand the scales over which solute transport occurs in basement rocks, or how transport and mixing relates to rock structure and fabric. We don't know how to relate seismic velocities and velocity anisotropy to hydrogeologic properties. These and other questions will be addressed through proposed drilling and related experiments.

D. Why work on the Juan de Fuca eastern flank? The Juan de Fuca eastern flank is presently *the best place* to leverage existing data sets and borehole observatories, and thus to resolve first-order questions of crustal hydrogeology and evolution. The study area contains structural features common to all ridge flanks: extrusive igneous basement overlain by sediments, abyssal hill topography, high-angle faulting, and basement outcrops. While the specific sites we propose to investigate may not be typical of all ridge-flank settings (higher than average sedimentation rate, younger buried basement, stronger lateral gradients in pressure and temperature), the field area is ideal, in part, because of these extreme conditions. High gradients result in strong signals that rise above natural and experimental noise. The high sedimentation rate allows us to work on crust that is much younger than we could study otherwise, providing indications of ridge-crest as well as ridge-flank properties, and allowing study of sites in different hydrologic settings that are spatially close together. Because many experiments have been completed in this area (seismic, thermal, geochemical, surface/borehole), we can 'calibrate' and compare interpretations based on different methods. Finally, the 545Full3 operational area will likely soon be part of a regional cabled observatory network allowing both real-time data access to and control of active, long-term experiments.

Many of the first-order problems we propose to address are essentially *unconstrained anywhere* in the oceanic crust. These experiments could not be properly sited and planned, nor completed with the modest level of effort described herein, anywhere else in the world at present. In any other setting, extensive site surveys and significantly more drilling would be required in order to achieve the same scientific goals, and without knowing in advance the subsurface thermal, chemical, and hydrologic conditions, attempting these experiments would be much riskier. Ultimately, experiments like these must be completed in several settings, but the eastern flank of Juan de Fuca Ridge is the best place to start.

III. Proposed Drilling Sites and Experiments

Our highest priority sites are those on the Site 1026 ridge (Second Ridge: **SR**), where drilling of two new holes into basement, offset by 0.2-2.4 kilometers from existing CORK observatories, will allow evaluation of basement alteration, microbiology, solid and fluid chemistry, and crustal-scale properties. We also propose to drill into an upflow region on the first buried basement ridge, where the extent and significance of alteration, and the likely importance of *along-strike* hydrothermal flow, can be evaluated. Finally, we propose drilling into deeply-buried basement 125-145 km from the spreading center, where basement temperatures approach and exceed 100 °C, to evaluate the continuing influences of hydrothermal circulation on microbiology, fluid chemistry, and crustal evolution. All sites present exciting opportunities, but only SR drilling will allow the crustal-scale, cross-hole. multidisciplinary experiments at the heart of this proposal. The other sites (First Ridge: **FR**; Deep Ridge: **DR**) provide outstanding, second-priority opportunities of various durations (5-24 days).

A. Second Ridge Area (SR-1 and SR-2). SR sites are located on 3.5 Ma crust over a buried basement ridge (Fig. 3). Experiments proposed at these sites will resolve the distribution and properties of distinct hydrothermal systems within the crust, and reveal how hydrologic compartmentalization relates to constructional, tectonic, alteration, microbial, and seismic processes and properties. Hydrologic layers are often assumed to be associated with lithologic and seismic layers, but these associations have never been rigorously tested. We don't know what fraction of hydrologically-active crustal layers actually transport most solutes, fluids, and heat, nor how fluid chemistry and microbiological communities are stratified in the crust.

We propose to replace existing CORK systems at Sites 1026 and 1027, drill two new basement holes along the second buried basement ridge and conduct short-term and long-term experiments. New holes will be cored, logged, sampled, and tested. We will deploy two kinds of multilevel CORK systems in the new holes to assist in isolation, measurement, and sampling of distinct basement levels. We will determine properties within these intervals and between boreholes at scales of meters to kilometers, using CORK installations as monitoring points. In addition to

facilitating three-dimensional hydrologic and geophysical experiments, this approach offers the best opportunities for multilevel fluid and microbiological sampling.

Second Ridge Drilling Strategy. Hole SR-1A will be located ~1000 m SSW of Site 1026 (Fig. 3), where sediment thickness is 260-275 m. Single-hole operations at SR-1 will prevent short-circuiting of the sediment layer during hydrologic experiments. A reentry cone will be installed, and continuous rotary coring (RCB) will commence through the cone. Temperatures will be measured and sediments sampled for microbes and fluid chemistry, with highest-resolution sampling near the basement interface. Coring will continue 20-30 m into basement, and the hole will be reamed, allowing installation of casing into uppermost basement. Rotary coring will continue to 600 m into basement, the approximate depth of a seismic transition interpreted to represent a constructional and hydrologic boundary[28]. The nature and extent of alteration within the upper crust will be carefully documented. The hole will be logged using conventional tools (density, resistivity, sonic, formation micro-scanner) and a borehole televiewer (BHTV), to delineate fine-scale lithostratigraphy, alteration patterns, and fracture distribution. If the hole produces fluids during drilling operations, samples will be collected in the open hole. Packer experiments will be run in straddle mode, to evaluate near-hole permeability distribution within distinct crustal intervals, and a multilevel Advanced CORK (A-CORK) will be installed to isolate 3-4 crustal intervals housing independent sensors and fluid samplers. This will comprise the first attempt to resolve vertical variations in crustal hydrologic properties and associated hydrothermal, geochemical, and biological activity. The A-CORK will allow time-series sampling of discrete intervals and hydrologic testing across vertical boundaries such as massive basalt flows, as well as passive monitoring of distinct depths within the crust.

Hole SR-2A will be located ~200 m SSW of Site 1026, and ~800 m NNE of Site SR-1, where sediment thickness is 250-260 m (Fig. 3). The drilling plan is similar to that at Site SR-1, but with only 200 m of basement penetration. Greater basement penetration would be ideal, but we are conscious of demands for ship time, and can achieve critical objectives with 200 m of basement penetration at SR-2. This depth should be sufficient to acquire useful basement samples and logs, allow assessment of basement alteration and physical state, and prepare for a multilevel CORK (CORK-2) installation to isolate 2-3 vertical intervals (facilitating sampling and testing, include fluid injection). We will collect conventional and BHTV logs, and conduct seismic experiments to delineate crustal layering and anisotropy (Section IV-C). We will run the packer in straddle mode, to evaluate the vertical distribution of permeable zones, then conduct a long-term packer experiment. This test will be *fundamentally different* from any experiments completed previously during DSDP or ODP, in three critical ways: (1) test duration, (2) test scale (including cross-hole); and (3) fundamental integration of hydrologic, microbiological, geophysical, and geochemical experiments.

After setting the packer in basement, we will inject fluid for 24 hours. CORKs installed in nearby Holes 1026B, 1027C, and SR-1A will allow the first controlled, multi-directional, cross-hole hydrogeologic test in oceanic crust. The magnitude and timing of pressure responses detected at three observation wells, located at different distances and in different directions from the pumping well, will allow us to quantify crustal properties, including the nature of permeability anisotropy, vertical and horizontal compartimentalization, and formation storativity (crustal and fluid compressibility). Storativity can only be determined with confidence by using observation wells, and is very poorly constrained in the oceanic crust at present (see Section IV-A). Results of earlier studies[14,15,20-22] indicate that significant pressure signals will be apparent in each of the observation boreholes, even if properties are at the lower end of the interpreted ranges (Fig. 4). The potential discovery that there is no hydrologic connection between these various sites would be a surprising and important result, as it would require reinterpretation of past borehole hydrologic experiments and invalidate numerous analytical and numerical models (since the aquifer would be shown to be bounded and/or strongly anisotropic).

In addition to allowing cross-hole hydrogeologic testing, the fluids pumped into the seafloor during packer testing will be spiked with inert tracers, allowing single-hole and cross-hole geochemical tracer testing (Section IV-D). Samplers installed below CORK seals will provide observation points for tracer experiments, collecting fluids for several years after CORK installation. Results from tracer experiments will be combined with analysis of cross-hole hydrologic and offset seismic experiments to elucidate the nature of permeable pathways.

Some of the proposed experiments could be attempted following drilling of a single new SR hole (rather than two new holes), but this would greatly reduce the value of the tests. A single deep borehole could be emplaced to isolate multiple vertical intervals, but pumping would need to occur at Site 1026 or 1027, greatly reducing spatial sensitivity. Pumping from a single new well to existing holes would result in testing of only the upper 10-40 m of basement intersected at Sites 1026 and 1027. Reducing the penetration of SR-1 similarly jeopardizes opportunities to evaluate vertical heterogeneity and compartmentalization.

B. First Ridge Area (FR-1). This area on 1.4 m.y.-old crust is known to experience upward fluid seepage at a few millimeters per year[7]. Leg 168 Sites 1030 and 1031 were positioned on the First Ridge above a high-angle normal fault, with the hope that the fault might help guide hydrothermal fluids. Heat flow above this ridge is locally elevated by up to 100% over that through surrounding crust of the same age[5,17], indicating that basement hosts vigorous convection. Measurements and sampling during ODP Leg 168 revealed altered basal sediments and upper basement temperatures on the order of 40° C, but basement fluid composition consistent with water-rock interaction at ~65-70° C [5,10]. In fact, basement fluid chemistry in this area is very similar to that at Baby Bare springs and Site 1026, 60 km to the east[8,10,11]. Surprisingly, the ^{14}C age of Site 1030/31 fluids is considerably

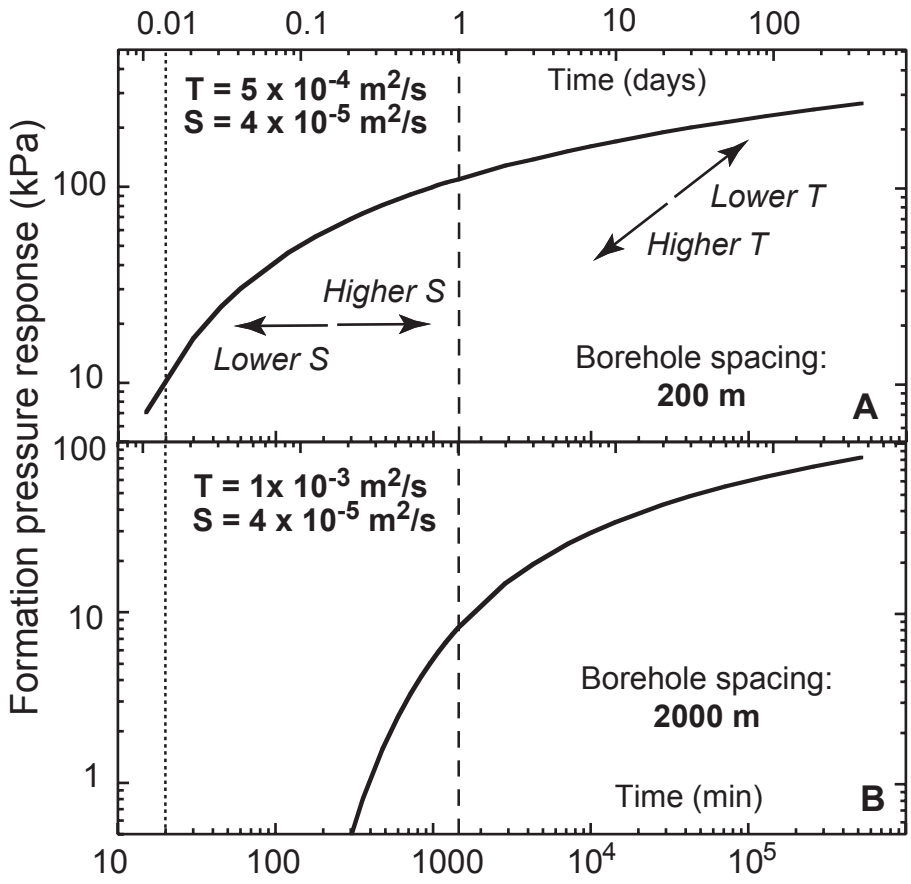


Figure 4. Anticipated formation responses to pumping and free-flow, cross-hole borehole experiments. A. Cross-hole response in observation well located 200 m from pumping well (e.g., Site SR-2 to 1026). Formation properties based on packer, free flow, and CORK experiments (23, 32-34) - differences in formation-scale values of T and S shift the curves as indicated by the arrows. Earlier pumping tests in DSDP and ODP were typically only 20 minutes long (dotted vertical line); tests discussed in this proposal begin with 24 hours of pumping (dashed vertical line), and will last 1-2 years or more through venting of overpressured holes, and pumping at the seafloor. B. Cross-hole response in observation well located 2000 m from pumping well (e.g., SR-2 to 1027). Transmissivity increases with distance between wells; influence of scale on storativity is unknown, but will be determined through these tests.

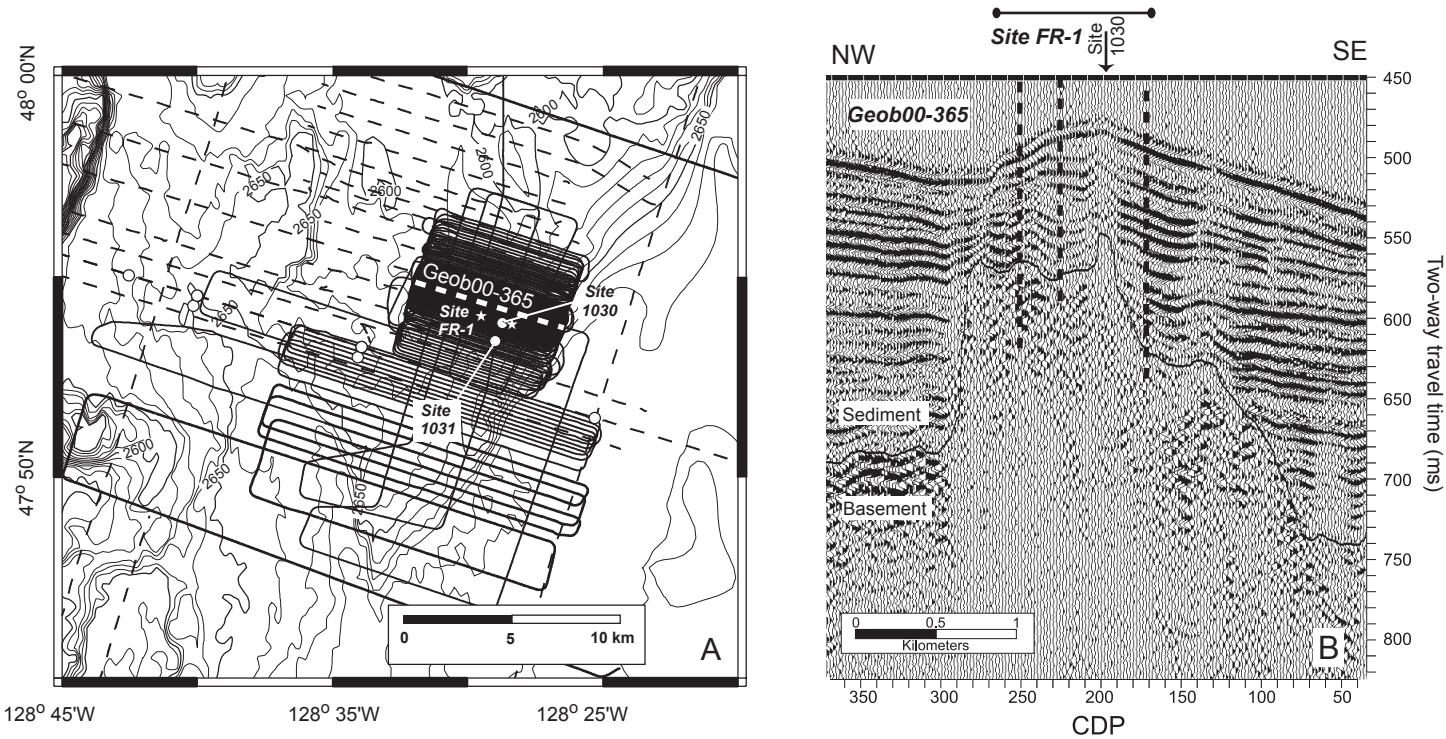


Figure 5. A. First Ridge (FR) site map showing seismic coverage, including SO149 (2000) survey, with 25-100-m spacing (hundreds of lines) around Leg 168 and proposed drilling sites. B. Example of SO149 seismic data (Geob00-365), showing strong basement reflector and acoustic washouts. FR drill holes will comprise a short transect across basement and acoustic targets. Goals include penetration and sampling inside and outside of a seismic anomaly, and deeper penetration just off the ridge to sample lower sediment (upper basement) fluids and microbes.

younger than fluids at ODP Site 1025 to the west (Fig. 2). The young fluid age, and large differences in fluid chemistry with respect to sites to the east and west, indicates that the fluid reservoir below Sites 1030/31 is hydrogeologically distinct.

Zühlsdorff et al. noted seismic anomalies within shallow sediments in some areas along the First Ridge, places where lateral continuity of seismic layers is disrupted, and modeled these as resulting from abrupt differences in sediment porosity[9,29]. Seismic anomalies are commonly associated with areas of seafloor seepage. ODP Leg 168 sediments from Sites 1030/31 have porosities and permeabilities significantly greater than those of the surrounding sediments, but these properties are consistent with deposition of normal hemipelagic material over local basement highs[30]. The distribution of seafloor seepage can be explained largely by a combination of basement relief, differential sediment thickness, heating from below, and variations in sediment properties[31].

Site 1030/31 pore fluid appears to be upwelling through shallow sediments from a hydrothermal system deeper than that inferred at nearby drilling sites. Greater fluid alteration probably indicates a higher maximum temperature, followed by conductive cooling during fluid ascent. Observed ^{14}C dates preclude an alternative interpretation that Site 1030/31 basement fluids are simply older. These fluids could not have recharged from areas of exposed basement 20 km to the west, on the opposite side of the HT area, since their age and composition is inconsistent with flow along this path. An alternative hypothesis is that these fluids recharged through seamounts[23,32] to the north or south of the Leg 168 transect, perhaps flowing in basement through permeability enhanced by an *along-strike* crustal fabric.

Drilling a short series of shallow holes into First Ridge will allow testing of two separate (but related) sets of questions: (1) What is the importance of *along-strike* versus *across-strike* fluid flow in basement, and (2) what is the origin and significance of shallow seismic anomalies associated with areas of seafloor seepage? Drilling will provide important information on the end-member composition of reacted fluid, alteration within overlying sediments, the geochemical and physical state of the altered basalt within an upflow zone, and the nature of the biological communities that interact with the fluid, sediments, and basalt.

First Ridge Drilling Strategy. There are two approaches for drilling in the FR area: (1) piston coring (APC) and the extended core barrel (XCB) will provide excellent recovery above basement, and limited basement recovery (with a hard-formation XCB shoe); and (2) rotary coring (RCB) will allow penetration into basement. We propose that two APC/XCB holes (FR-1A, FR-1B) be used to recover the sediment section and uppermost basement (Figs 2 and 5), with hole locations selected to penetrate inside and outside documented seismic anomalies (where seafloor seepage has been found to occur and to not occur). An RCB hole will be planned where there is seepage, within a seismic anomaly. Hole depths depend on sediment thickness (40-70 m). Sediments will be heavily sampled for fluid chemistry and microbiology. The RCB hole will be continued for several cores into basement. Basalt in this upflow area should be highly altered, and since this basement ridge is

overpressured [30,31] and basement is permeable, a crustal hole should produce fluid once basement is penetrated, potentially allowing fluid and biological sampling in the open hole.

C. Deep Ridge Area (DR-1 and DR-2). Drilling through deeper sediments and into basement east of ODP Site 1027 would allow an assessment of crustal evolution at greater temperatures, basement ages, and depths of basement burial. Here we can assess the thermal state of young lithosphere and geochemical conditions that control microbial activity far from the spreading axis, where thick sediments and a lack of *along-strike* outcrops greatly restricts (eliminates?) continued thermal, fluid, and solute exchange with the overlying ocean. Two sites are located at the tops of buried basement ridges ~125 and ~145 km from the ridge axis, Sites DR-1 and DR-2, respectively (Figs. 1, 2, and 6). Based on experience elsewhere, these buried basement ridges are overpressured, and should eventually produce samples of altered hydrothermal water and associated microbiological material. Production of uncontaminated crustal fluids may require thermal equilibration of the boreholes below CORKs.

Deep Ridge Drilling Strategy. Site DR-1 is located where the estimated basement temperature is ~90-100 °C, beneath 500 m of sediments. A single RCB hole drilled in this location will collect cores, allow measurement of sediment temperatures, and provide access to uppermost basement for coring. Should time allow, a free-fall funnel or a complete reentry cone and casing could permit deeper basement penetration and fluid and microbiological sampling. Site DR-2 is perhaps an even more tempting target, as the basement temperature in this area may approach 140 °C, but the greater sediment thickness (900 m) increases operations time considerably.

These sites are interesting because temperatures are near or just above the accepted limit to hyperthermophilic activity[33,34], and dense sampling of pore waters and microbiology from sediment near the basement interface could provide important information in a region of steep chemical gradients. We note that large time requirements for penetrating basement at these sites (Section V) make them risky as primary targets. In addition, it often takes several days for overpressured sites to produce crustal fluids after drilling[21,35], and the tall columns of cold water created by drilling in boreholes at DR-1 and DR-2 would require even greater overpressures in basement to initiate upflow without CORK'ing. The best options for recovering pore fluids indicative of uppermost basement at the DR sites are likely to be sampling of the deepest sediments immediately above basement, and/or installation of complete reentry and CORK systems, followed by borehole reequilibration and long-term sampling.

IV. Explanation and Justification of Hydrologic and Related Experiments

A. Hydrologic Testing. Analyses of cores, logs, and fluid flow within DSDP and ODP boreholes suggest that the crust is highly layered, in terms lithology, oxic state of fluids, alteration, and hydrology[3,19,36-38]. Two primary kinds of active hydrologic tests have been attempted previously in

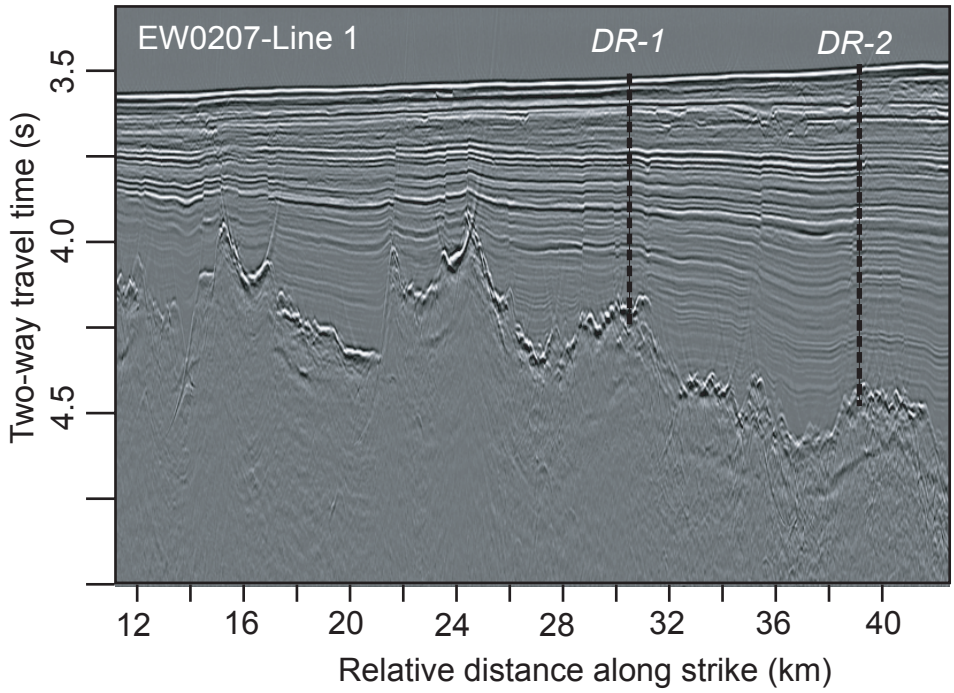


Figure 6. Part of MCS v Line 1 from EW0207 (M. Nedimonic and S. Carbotte, pers. comm.) showing excellent imaging of sedimentary and crustal structure, including a strong basement reflecter and evidence for recent faulting. Deep Ridge (DR) sites are located over basement highs where estimated temperatures in upper basement will reach accepted limits for productive microbiological communities (Fig. 2). Site location shown in Fig. 1.

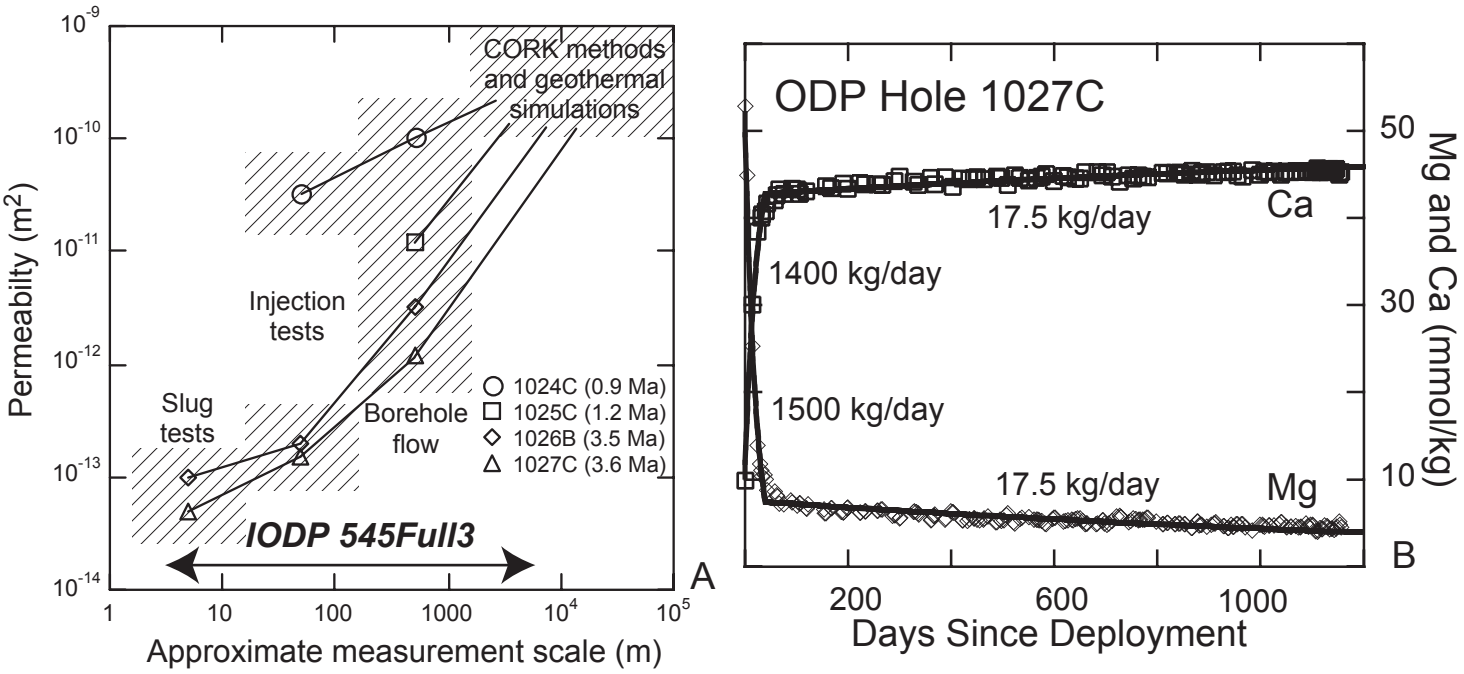


Figure 7. Results of previous work illustrating how multi-hole and cross-hole observatories and long-term experiments will help to resolve fundamental hydrogeologic questions. A. It is well known within land-based hydrogeologic systems that permeability appears to scale with measurement distance (and volume), as on the eastern flank fo the Juan de Fuca Ridge, but there is considerable debate as to what this means for the nature of permeability. The apparent scaling could result largely from differences in experimental and analytical methods. A scaling influence on storage properties is suspected, but not well documented. Proposed experiments will resolve scaling effects through long-term testing over the range indicated with the double-headed arrow, in addition to resolving crustal-scale anisotropy. B. Example long-term records from OsmoSampler deployment in Hole 1027C. The chemical equilibration of borehole fluids following drilling and CORK emplacement yields information on the rate of formation-borehole exchange and ambient flow rates in the region surrounding the borehole. See text for references and discussion.

DSDP and ODP drill hole: slug tests and injection/flow tests[19,35]. Both kinds of tests have involved a single borehole and a drillstring packer. Another flow test involves monitoring the movement of fluid into or out of a borehole resulting from natural pressure differences, after removal of a low-permeability sediment seal[20,21].

During a slug test, formation pressure is abruptly modified through rapid injection of a small fluid volume, and the pressure-time response of the isolated interval allows estimation of transmissivity (T) and storativity (S). Transmissivity is hydraulic conductivity (ease of fluid flow) multiplied by aquifer thickness within a horizontal system. Storativity is a measure of aquifer and fluid compressibility within a horizontal system. While slug tests can be used to assess transmissivity in the immediate vicinity of a borehole, they are notoriously poor at constraining storativity. Single hole injection and flow tests provide little information on storage properties, although they can be used to estimate bulk transmissivities with a greater radial scale than slug tests. The radius of investigation of any seafloor hydrologic test depends mainly on T and S and the duration of the test[19,35].

CORK observations of formation pressure response to tidal forcing have also been used to estimate hydraulic diffusivity (T/S) and storativity within oceanic crust[14], but as with interpretation of packer experiments, interpretation of passive CORK observations requires assumptions regarding the hydrologic homogeneity and isotropic nature of oceanic crust, as well as the geometry of the flow system and magnitude, timing, and location of the source function. Observational data (geological, geochemical, geophysical) point to the oceanic crust being highly heterogeneous and anisotropic on a variety of scales[18-20]. Numerical models have not helped to resolve discrepancies between properties estimated using different techniques because the models themselves are highly idealized. Applying a suite of techniques is the best way to assess the true nature of crustal permeability, including scaling phenomena (Fig. 7a), and the validity of applying porous-medium representations of these systems.

Within heterogeneous, crustal aquifers, fractures in boreholes cannot be related reliably to large-scale fluid flow patterns without testing. Large-scale analyses may indicate the magnitude of bulk properties, but not which fractures or what fraction of the crust are mainly responsible for fluid transport. Borehole logging helps to identify fracture location, geometry, relation to ambient stresses, etc., but cannot be used to determine which fractures are active over large distances. One indirect approach is to apply a “cubic law” relating fracture aperture to transmissivity[39], but such estimates are rarely tested directly. Borehole packer testing in DSDP and ODP helped to identify regions of high permeability, but had a small radius of influence. Our program combines the strengths of different methods to resolve the nature of crustal permeability at a range of scales (spatial and temporal). We will isolate individual depth intervals in basement, allowing assessment of both vertical and horizontal connectivity.

We propose using three kinds of CORK systems in these tests: conventional CORK, A-CORK, and CORK-2. The conventional CORK provides a seal at the seafloor and isolates a single section of open or screened hole below. The conventional CORKs deployed at Sites 1026 and 1027 will include plugs near the base of the casing to help speed geochemical equilibration of the interval below, and reduce mixing with the cased hole. The A-CORK system in Hole SR-1A will include multiple screened zones with separate sample and pressure lines, leaving the center of the borehole open for tool deployment and sampling of the deepest part of the hole. The CORK-2 system in Hole SR-2A will allow isolation of a smaller number of depth intervals, and will allow large-volume injection, as needed for pumping tests, and large-volume extraction, as needed for Biocolumn and incubation experiments.

The long-term, cross-hole hydrologic experiments we propose will resolve fundamental questions regarding heterogeneity, flow channeling, scaling, and anisotropy in transmission and storage properties in ocean crust. The initial 24-hour packer test will be ~50x longer than any previous injection test into oceanic crust. Based on a range of apparent bulk properties from packer tests, flow tests, tidal response, and numerical models[14,15,20-22], a readily-measurable pressure response will be apparent at Holes SR-1A, 1026B, and/or 1027C, as a result of pumping in Hole SR-2A (Fig. 4). In addition, by waiting 6-12 months for borehole equilibration, then opening the SR-2A CORK-2 vent valve(s) for a year or more to release overpressured fluid, we will conduct a cross-hole test that will allow an even larger-scale assessment of crustal properties (Fig. 4; Fig. 7a). Even if crustal permeabilities are at the low end of previous estimates, we expect to see a resolvable signal during the multi-year free-flow experiment. Communication between crustal boreholes at a similar spatial scale was demonstrated through fractured basement in Middle Valley during ODP Leg 169, although the lack of control on injection volumes and rates made quantitative interpretation of CORK observations impossible.

The results of proposed experiments will have implications well beyond oceanic crust, as there is an ongoing debate among hydrogeologists related to scaling of formation properties within heterogeneous systems[40-43]. The seafloor is an ideal place to address these issues, since a single test can be run for a very long time, effectively delineating the scale-dependence of hydrologic properties using a single measurement method. Such tests are generally not possible on land because of logistical and environmental concerns, and a lack of demonstrated horizontal continuity. Generating cross-hole data within seafloor boreholes will also allow application of models developed for use in fractured aquifers[44,45] that we have previously not been able to apply to the seafloor because we lacked sufficient observational data. Results of cross-hole testing in basement holes, when combined with numerical models, also can be used to test equivalent-porous-medium and other representations of the fractured upper crust.

B. Microbiological Experiments. Convincing evidence of subseafloor life come from seafloor volcanic eruptions[46], discharges of cold to warm fluids on ridges and ridge flanks[27,47], biochemical

analyses and microscopic observations in sediment cores[34,48-50] and evidence of microbial alteration in basaltic glass[25,51,52]. While these observations are provocative, we lack a first-order understanding of thermal and chemical limits to reproduction, metabolic interactions, energetics, nutrient requirements, and spatial distributions of microbiological communities. Recovering pristine formation fluids from oceanic basement is challenging because any formation having significant permeability will be deeply invaded by fluid pumped during drilling, casing, and other operations, including cold, oxygenated seawater and freshwater (the latter often used with drilling mud). Petroleum wells are typically "produced" for weeks or months to recover pristine formation fluids, and in fact, this is the *best approach* for recovering uncontaminated formation fluid and microbiological samples from a hole in permeable ocean crust. Thus we propose to drill at sites that are known or expected to be overpressured, then to seal the holes with CORKs, allowing the formation surrounding the holes to recover. Fluids will be extracted from the overpressured holes over months to years, avoiding contamination, allowing assessment of population changes over time, and facilitating long-term testing.

The proposed drilling, experimental, and post-drilling plan includes *three principal stages* of biological and biogeochemical study. The first stage comprises biological sampling and analysis of the sediment column, in combination with pore fluid chemistry an *in-situ* temperature measurement, to resolve the nature of sedimentary microbiology[50] and relations to life in upper basement. Microbiological studies will include molecular analyses (nucleic acids, organic biomarkers), cultivation experiments, and activity experiments [including radiotracer studies and FISH (fluorescent *in situ* hybridization) analyses]. Collection of uncontaminated sediment during drilling requires care, but is possible with careful planning[53,54].

The second stage of biosphere study comprises sampling and analysis of basement with a focus on assessing the record of biologically-mediated alteration. Collection of basalt samples for direct microbiological study is complicated by contamination, but any basalt samples that pass contamination monitoring will be subjected to culturing experiments, molecular analyses, and FISH analyses. Results will be compared to laboratory and *in-situ* incubation experiments[51,55] to relate basement alteration and microbial activity.

The third stage of microbiological studies involves time-series analyses of biological communities and formation fluids. Should any open boreholes produce formation fluids soon after drilling (e.g., Hole 1026B on Leg 168), we will collect these fluids using available samplers (WSTP or other). As with the sediment cores and basalt samples, these waters will be chemically monitored for drilling-induced contamination. Time-series studies will be initiated at the time of CORK installation and will continue for years. CORK sensor strings will contain continuous fluid samplers and colonization substrate. These samples will document community succession and biogeochemical response to formation recovery following drilling operations. Additional sampling will occur when we open CORK valves at Hole SR-2A after 6-12 months, as this will allow

attachment of sensors and samplers at the seafloor, to collect time-series data, fluids, and biological materials from multiple depths. After completion of the long-term flow experiment at SR-2A, the valves connected to vertical intervals in Hole SR-1A will be opened. Through combined genomic and geochemical approaches and geochemical modeling[27,56], these samples will provide new insights into the response of microbial ecosystems to geochemical conditions, and the influence of microbial activity on fluid and basement geochemistry. Sampling and analysis of dissolved organic matter, an integrated and long-lasting signature of microbial activity, will elucidate carbon cycling in the crust. In all monitoring experiments, we will analyze major classes of organic compounds and use compound-specific stable C isotope and $\Delta^{14}C$ analyses to evaluate carbon sources and fate.

We will complete *in-situ* incubation experiments to elucidate metabolic pathways and early colonization of minerals and basalt glass (basement proxies)[51], none of which can be quantified by sample analyses alone. In addition to *in-situ* incubation, flow-through incubation at the seafloor will allow system monitoring and manipulation, and may allow additional options for temperature and pressure control once power to the site is provided by a (planned) cabled observatory system.

The microbiological work we propose is *fundamentally different* from what has been done in the past. Penetration of 200-600 m of basement, with isolation of multiple crustal levels, will allow comparison of microbiological conditions and processes within discrete zones, much deeper into the crust than previously examined. The sampling and experiments will complement hydrologic tests used to test connections between different intervals (vertical, lateral) within basement. Results of alteration, logging, hydrologic, tracer and other experiments within the boreholes will be compared to results of time-series, microbiological sampling. The proposed work will yield numerous, co-located sets of basalt, fluid, and microbiological samples, allowing calculation of chemical potentials for metabolic reactions to guide molecular and culturing work.

C. Borehole and Offset VSP Experiments. Much of what we know about oceanic crustal stratigraphy is based on seismic refraction and reflection data, but correlations between lithology and physical properties are often ambiguous. Relating outcrop or core properties to seismic-scale measurements is difficult, and relations between seismic and hydrologic properties is essentially unconstained. There has long been evidence for anisotropy in seismic velocities in the upper crust, with faster velocities in the along-strike direction[57,58] but it remains to be determined whether the same crustal fabric includes significant pathways for fluid flow. We propose to augment a conventional basement logging program with vertical seismic and offset seismic experiments at the SR sites. The conventional vertical seismic profile (VSP) requires one or more geophones clamped within an open or cased hole, and a seismic source at the surface. We will use the three-component ASI tool and standard airgun or watergun sources run from the drilling ship. Ordinary VSPs are run frequently during ODP expeditions, providing information on interval velocities necessary to correlate rigorously between seismic and lithologic layers. This information will be particularly

valuable at Site SR-1, where the basement depth (600 m) was previously interpreted to comprise the most hydrologically active part of the crust[28].

We also propose to conduct an offset VSP experiment to assess seismic anisotropy. Offset VSPs have been in a few ocean crustal holes, but none that was positioned to optimize the influence of crustal fabric. We anticipate that the crust along the SR area will contain a strong, ridge-parallel tectonic fabric that should result in considerable seismic anisotropy. We will run the offset-VSP experiment at Site SR-2, at the center of the cross-hole hydrologic experiment. We will fire a pattern of profiles at three azimuths. The pattern will be shot twice, once each with the ASI tool clamped at 50 and 200 meters into basement. We will use airgun sources mounted on a second vessel, fired at three-minute intervals, with the source ship moving at low speed to provide fine shot spacing and minimal reverberation in the water column. The three azimuths will allow assessment of P-wave anisotropy, and we may also be able to detect S-wave splitting. Each profile will be about 20 km long, requiring 24 hours of total drilling platform time. These experiments will be enhanced by the deployment (from the second vessel) of ocean bottom seismometers along each profile. In addition, we will install hydrophones at multiple depths in one or more CORKs to facilitate future cross-hole seismic experiments, including larger-scale offset VSP experiments.

D. Tracer Tests. The extent of water mixing and water-rock interaction within an aquifer depends on properties such as effective porosity (the fraction of open space involved in fluid flow) and dispersivity (mechanical mixing and spreading of water and solutes). Understanding these properties is critical to successful reactive-transport modeling and to understanding the age distribution of fluids in the seafloor, but these properties have never been assessed using tests in any during DSDP or ODP hole. Effective porosity varies with flow direction in rough fracture systems as a result of flow channeling[59] and must be tested directly. Like permeability, dispersivity varies as a function of test scale, and must be determined at the scale of interest[60,61]. Tracer experiments will also help to quantify rates of fluid transport in basement. We consider tracer tests in a broad sense to include the use of natural tracers, tests initiated through standard IODP operations (e.g., pumping surface seawater during drilling), and experiments involving injection and sampling of specific compounds.

Wheat et al. used major element chemistry determined with samples recovered with long-term deployments of OsmoSamplers in several sealed ODP Leg 168 boreholes to estimate the rate of equilibration of borehole fluids and the flow rates within the surrounding formation[24] (Fig. 7B). Fluid chemistry changed rapidly during the first 40-60 days after borehole sealing, as drilling fluid was replaced by formation fluid. A slower rate of chemical evolution was documented over the subsequent 1150 days as fluid continued to move through the borehole, and borehole fluid in the open hole mixed vertically with fluid in the casing. Formation flow rates estimated from these experiments are comparable to estimates based on other geochemical and thermal considerations[24].

Vertical mixing, which slows borehole fluid equilibration, will be limited in the proposed work by sealing the boreholes near the base of the cased sections.

^{14}C was used as a natural tracer to estimate rates of transport along the ODP Leg 168 transect[10] but consideration of non-conservative and mixing behavior must be included in analysis of flow within this heterogeneous, crustal system[23]. For example, kilometer-scale tracer studies within the Mirror Lake fractured rock system suggest that effective chemical diffusivity of the rock matrix may much greater than initially throught [62,63]. Rock transmissivity is highly heterogenous, and high effective diffusivity may result from preferential tracer migration along a few fractures, the rest being well-connected only over short distances[64].

We will use different tracers in different holes, and at different depth intervals, so that single hole, cross-hole, and cross-level transport can be differentiated. Candidate inert tracers include KBr, NaBr, SF6, ^{3}He, and microspheres, all of which are readily transported to the ship, easily introduced into fluids pumped into the borehole, sensitive to detection at low concentrations. Other tracer options will be explored, including those to help monitor *in situ* metabolic activity. The borehole spacing we propose for our experiments is determined, to a large extent, by the scale of the processes we wish to examine. Tracers injected at Site SR-2 might not be sampled at Sites SR-1, 1026, or 1027, but we have good reason to be optimistic for success of long-term experiments. Fluid flow velocities in basement of along the Second Ridge appear to be 100's to 1000's of m/yr[23]. Similar rates were inferred in basement along the HT transect[65]. By isolating limited depth intervals in the CORK'ed holes and instrumenting them with long-term samplers, we optimize chances to detect cross-hole fluid transport. In addition, after injection of tracer in each borehole, the holes will be sealed, initiating a series of single-hole tracer experiments[66,67]. Interpretation of these kinds of tests, like those for cross-hole tests, is accomplished using forward and inverse modeling techniques, to obtain a match to the observed solute-time history[62,68]. Once the holes and observatories are established, with OsmoSamplers isolated in distinct vertical intervals, the stage is set for many years of single-hole and cross-hole tracer testing, including use of seafloor pumps and natural overpressuring to facilitate multidisciplinary experiments.

V. Drilling Conditions, Safety Considerations, and Time Estimates

APC coring in sediments will penetrate 80-120 m in this region, and RCB sediment coring will provide good recovery, except in sandy intervals. Basement conditions could be rubbly in uppermost basement at SR sites, and operations will be planned carefully in consultation with IODP engineers, including possible use of hammer-in casing. SR drilling conditions should be excellent in deeper sections. Conditions should be excellent at the FR and DR sites due to enhanced basement alteration. Based on previous experience, there are no significant site safety or pollution hazards. TOC contents are low (<1-2%) in sediments and basement, basement overpressures will be modest (10-50 kPa), and there is no hydrogen sulfide hazard.

Detailed time estimates (http://es.ucsc.edu/~afisher/545full3/time.pdf) include sediment temperature measurements, borehole logs (conventional and specialty), packer work, CORK installations, and all associated experiments. We suggest completing the proposed operations in two expeditions separated by ~12 months. During the first expedition, we will reCORK Holes 1026B and 1027C and complete work at Site SR-1, with 41.5 days in site and transiting between sites. Work will be completed at SR-2 during the second expedition in 21.5 days on site. Transits to/from Victoria, BC add 1.5 days per expedition.

Some transit savings could be achieved by combining these operations into a single expedition. However, allowing time for reequilibration of CORK'ed holes 1026B, 1027C, and SR-1A will improve interpretations of cross-hole tests. Also, time between expeditions will allow reassessment and modification of operational strategies, as needed. A break between the two expeditions of just 3-4 months could also be accommodated. Should work at all four sites be completed during a single expedition, then the hydrogeologic response to pumping would be superimposed over reequilibration following CORK installation. Nevertheless, the pumping response should be large and readily interpretable (Fig. 4). In addition, the long-term tests of cross-hole properties, relations between microbiological and hydrogeologic stratigraphy, the vertical distribution of laterally-connected zones in the crust, and spatial scaling of permeability will be accomplished through venting of naturally overpressured conditions, and this will occur after all four holes have reequilibrated.

Operations proposed in IODP-547Full2 (Oceanic Subseafloor Biosphere) could be combined with those proposed herein, resulting in two, full-length (~60 days each) drilling expeditions. 547Full2 would also benefit from a 12-month hiatus between expeditions, to allow for borehole equilibration and completion of incubation experiments. Similarly, we would consider options to combine 545Full3 operations with others in the region, to optimize use of platform resources.

Proposed FR work at three sites will require 4.6 days plus transits. Operations at DR-1 will require 11.7 days for drilling and coring, and 18.0 days if casing and CORK work is included; DR-2 would require 16.4 and 23.7 days, respectively, for similar operations. It is not possible to simply cut back on experiments at the SR sites to make up enough time for FR or DR operations.

VI. Site Surveys and Related Experiments

Extensive site survey data are in hand and no additional data are needed to schedule and complete the proposed work. Two site surveys were completed in Summer/Fall 2000: TTN-116 (RetroFlux) and SO149 (ImageFlux). The first obtained 460 heat flow measurements and 93 gravity and piston cores for geochemical analysis, with limited seafloor mapping, while the second completed regional swath coverage and obtained thousands of kilometers of high-quality seismic data (84 lines in the SR area, 178 lines in the FR area, and numerous additional lines). A MCS

expedition across the region in 2002 provided additional information (EW0207). These cruises followed numerous surveys that provided valuable seismic, chemistry, and heat flow information.

The experiments we propose to complete will extend years beyond the end of drilling operations. Cross-hole free flow and tracer tests will examine crustal transmission, storage, and transport properties at ever-increasing spatial scales. Biocolumns and incubators attached to CORK extraction systems and deployed within sealed boreholes will allow spatial and time-series evaluation of subseafloor microbiology. Injection of fluids having a salinity different from that of seawater could be used for large-scale electrical experiments to evaluate hydrogeologic anisotropy and heterogeneity indicated by uneven plume penetration.

Extraordinary opportunities will be facilitated through likely establishment of a cabled observatory network across the 545Full3 area in the next several years, including options for modifying measurement and sampling rates during thermal, seismic, chemical and biological experiments in response to events (tectonic, magmatic, microbiological, hydrogeologic, oceanographic), pumping different fluids at different rates both to and from individual observatory systems and crustal levels, heating and monitoring of seafloor and *in-situ* incubation experiments, and observing surface and subsurface conditions in real time.

The investment represented by initial drilling, coring, sampling, and observatory emplacement will be leveraged by long-term experiments at these sites. The technology developed, tested, and deployed as part of the proposed program, in a relatively benign environment, will be available for use throughout the world during future drilling and observatory experiments.

VIII. References

1. Parsons, B. & Sclater, J. G. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.* **82**, 803-829 (1977).
2. Mottl, M. J. & Wheat, C. G. Hydrothermal circulation through mid-ocean ridge flanks: fluxes of heat and magnesium. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 2225-2237 (1994).
3. Alt, J. C. in *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions* (eds. Humphris, S. E., Zierenberg, R. A., Mullineaux, L. S. & Thompson, R. E.) 85-114 (American Geophysical Union, Washington, D. C., 1995).
4. Elderfield, H. & Schultz, A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **24**, 191-224 (1996).
5. Davis, E. E., Fisher, A. T. & Firth, J. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1997).
6. Davis, E. E. et al. FlankFlux: an experiment to study the nature of hydrothermal circulation in young oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 925-952 (1992).

7. Wheat, C. G. & Mottl, M. J. Hydrothermal circulation, Juan de Fuca Ridge eastern flank: factors controlling basement water composition. *J. Geophys. Res.* **99**, 3067-3080 (1994).
8. Mottl, M. J. et al. Warm springs discovered on 3.5 Ma oceanic crust, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Geology* **26**, 51-54 (1998).
9. Zühlsdorff, L., Spiess, V., Hübscher, C. & Breitzke, M. Seismic reflectivity anomalies in sediments at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.* **104**, 15351-15364 (1999).
10. Elderfield, H., Wheat, C. G., Mottl, M. J., Monnin, C. & Spiro, B. Fluid and geochemical transport through oceanic crust: a transect across the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **172**, 151-165 (1999).
11. Wheat, C. G., Elderfield, H., Mottl, M. J. & Monnin, C. Chemical composition of basement fluids within an oceanic ridge flank: implications for along-strike and across-strike hydrothermal circulation. *J. Geophys. Res.* **105**, 13437-13447 (2000).
12. Fisher, A. T., Becker, K. & Narasimhan, T. N. Off-axis hydrothermal circulation: parametric tests of a refined model of processes at Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program site 504. *J. Geophys. Res.* **99**, 3097-3121 (1994).
13. Wang, K., He, J. & Davis, E. E. Influence of basement topography on hydrothermal circulation in sediment-buried oceanic crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **146**, 151-164 (1997).
14. Davis, E. E., Wang, K., Becker, K. & Thompson, R. E. Formation-scale hydraulic and mechanical properties of oceanic crust inferred from pore-pressure response to periodic seafloor loading. *J. Geophys. Res.* **105**, 13423-13435 (2000).
15. Davis, E. E. & Becker, K. Observations of natural-state fluid pressures and temperatures in young oceanic crust and inferrences regarding hydrothermal circulation. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **204**, 231-248 (2002).
16. Wheat, C. G. & Mottl, M. Composition of pore and spring waters from Baby Bare: global implications of geochemical fluxes from a ridge flank hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**, 629-642 (2000).
17. Davis, E. E. et al. Regional heat-flow variations across the sedimented Juan de Fuca Ridge eastern flank: constraints on lithospheric cooling and lateral hydrothermal heat transport. *J. Geophys. Res.* **104**, 17,675-17,688 (1999).
18. Fisher, A. & Becker, K. Channelized fluid flow in oceanic crust reconciles heat-flow and permeability data. *Nature* **403**, 71-74 (2000).

19. Fisher, A. T. Permeability within basaltic oceanic crust. *Rev. Geophys.* **36**, 143-182 (1998).
20. Becker, K. & Davis, E. New evidence for age variation and scale effects of permeabilities of young oceanic crust from borehole thermal and pressure measuements. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **in press** (2003).
21. Fisher, A. T., Becker, K. & Davis, E. E. The permeability of young oceanic crust east of Juan de Fuca Ridge determined using borehole thermal measurements. *Geophys. Res. Lett.* **24**, 1311-1314 (1997).
22. Becker, K. & Fisher, A. Permeability of upper oceanic basement on the eastern flank of the Endeavor Ridge determined with drill-string packer experiments. *J. Geophys. Res.* **105**, 897-912. (2000).
23. Fisher, A. T. et al. Hydrothermal recharge and discharge across 50 km guided by seamounts on a young ridge flank. *Nature* **421**, 618-621 (2003).
24. Wheat, C. G., Jannasch, H. W., Kastner, M., Plant, J. N. & DeCarlo, E. Seawater transport and reaction in upper oceanic basaltic basement: chemical data from continuous monitoring of sealed boreholes in a ridge flank environment. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **submitted** (2003).
25. Fisk, M. R., Thorseth, I. H., Urbach, E. & Giovannoni, S. J. in *Proc. ODP, Sci. Res.* (eds. Fisher, A. T., Davis, E. E. & Escutia, C.) 167-174 (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2000).
26. Bach, W. & Edwards, K. J. Iron and sulfide oxidation within the basaltic ocean crust: implications for chemolithoautotrophic microbial biomass production. *Geochim. Cosmochim. Acta* **in press** (2003).
27. Cowen, J. P. et al. Fluids from aging ocean crust that support microbial life. *Science* **299**, 120-123 (2003).
28. Davis, E. E., Chapman, D. S. & Forster, C. B. Observations concerning the vigor of hydrothermal circulation in young volcanic crust. *J. Geophys. Res.* **101**, 2927-2942 (1996).
29. Zühlsdorff, L. & Spiess, V. Modeling seismic reflection patterns from Ocean Drilling Program Leg 168 core density logs: Insight into lateral variations in physical properties and sediment input at the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.* **106**, 16,119-16,133 (2001).
30. Giambalvo, E., Fisher, A. T., Darty, L., Martin, J. T. & Lowell, R. P. Origin of elevated sediment permeability in a hydrothermal seepage zone, eastern flank of Juan de Fuca Ridge, and implications for transport of fluid and heat. *J. Geophys. Res.* **105**, 913-928. (2000).

31. Spinelli, G. A. et al. Hydrothermal seepage patterns above a buried basement ridge, eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.* **submitted** (2003).
32. Fisher, A. T. et al. Abrupt thermal transition reveals hydrothermal boundary and role of seamounts within the Cocos Plate. *Geophys. Res. Lett.* **in press** (2003).
33. Grassia, G. S., Mclean, K. M., Plenat, P., Bauld, J. & Sheeby, A. J. A systematic survey for thermophillic fermentative bacteria and archaea in high-temperature petroleum reservoirs. *FEMS* **21**, 47-58 (1996).
34. Summit, M. & Baross, J. A. A novel microbial habitat in the mid-ocean ridge subseafloor. *Proc. Nat. Acad. Sci.* **98**, 2158-2163 (2001).
35. Becker, K. & Davis, E. in *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere* (eds. Davis, E. E. & Elderfield, H.) in press (Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2003).
36. Larson, R. L., Fisher, A. T. & Jarrard, R. Highly layered and permeable Jurassic oceanic crust in the western Pacific. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **119**, 71-83 (1993).
37. Becker, K., Bartetzko, A. & Davis, E. E. in *Proc. ODP, Sci. Res.* (eds. Becker, K. & Malone, M. J.) 1-12 (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2001).
38. Alt, J. C. & Teagle, D. A. H. Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast spreading ridge: mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801. *CG*, in press (2003).
39. Oron, A. P. & Berkowitz, B. Flow in rock fractures: the local cubic law assumption reexamined. *Wat. Resour. Res.* **34**, 2811-2825 (1998).
40. Clauser, C. Permeability of crystalline rocks. *Trans. Am. Geophys. Union* **73**, 233, 237-238 (1992).
41. Rovey, C. W. I. & Cherkauser, D. S. Scale dependency of hydraulic conductivity measurements. *Ground Water* **33**, 769-780 (1995).
42. Butler, J. J., Jr. & Healy, J. M. Relationship between pumping-test and slug-test parameters: scale effect or artifact? *Ground Water* **36**, 305-313 (1998).
43. Renshaw, C. E. Sample bias and the scaling of hydraulic conductivity in fractured rock. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 121-124 (1998).
44. Moench, A. F. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Wat. Resour. Res.* **7**, 831-846 (1984).
45. Barker, J. A. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Wat. Resour. Res.* **24**, 1796-1804 (1988).

46. Kelley, D. S. Volcanoes, fluids, and life at mid-ocean ridge spreading centers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **30**, 385-391 (2002).

47. Holden, J. F., Summit, M. & Baross, J. A. Thermophilic and hyperthermophilic microorganisms in 3-30°C hydrothermal fluids following a deep-sea volcanic eruption. *FEMS Microbiol. Ecol.* **25**, 33-41 (1998).

48. Mather, I. D. & Parkes, R. J. in *Proc. ODP, Sci. Res.* (eds. Fisher, A. T., Davis, E. E. & Escutia, C.) 167-174 (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2000).

49. D'Hondt, S., Rutherford, S. & Spivack, A. J. Metabolic activity of subsurface life in deep-sea sediments. *Science* **295**, 2067-2070 (2002).

50. D'Hondt, S., Jørgensen, B. B. & Miller, J. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 201 [CD-ROM]* (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2003).

51. Edwards, K. J., Bach, W. & Rogers, D. Geomicrobiology of the ocean crust: A role for chemoautotrophic Fe-bacteria. *Biol. Bull.* **in press** (2003).

52. Fisk, M. R., Giovannoni, S. J. & Thorseth, I. H. Alteration of oceanic volcanic glass: textural evidence of microbial activity. *Science* **281**, 978-980 (1998).

53. Smith, D. C., Spivack, A. J., Fisk, M. R., Haveman, S. A. & Staudigel, H. Tracer-based estimates of drilling-induced microbial contamination of deep sea crust. *Geomicrobiol. J.* **17**, 207-219 (2000).

54. House, C. H., Cragg, B. A. & Teske, A. in *Proc. ODP, Init. Repts.* (eds. D'Hondt, S., Jørgensen, B. B. & Miller., J.) (Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2003).

55. Edwards, K. J., Rogers, D., Bach, W. & McCollom, T. M. A role for psychrophilic, rock-altering, chemolithoautotrophic Fe oxidizing bacteria in ocean crust weathering. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* **83**, (Fall Meet. Suppl.): B22E-07 (2002).

56. Reysenbach, A.-L. & Shock, E. L. Merging genomes with geochemistry in hydrothermal ecosystems. *Science* **296**, 1077-1082 (2002).

57. Stephen, R. A. Seismic anisotropy in the upper oceanic crust. *J. Geophys. Res.* **90**, 11383-11396 (1985).

58. Detrick, R. S., Toomey, D. R. & Collins, J. A. Three-dimensional upper crustal heterogeneity and anisotropy around Hole 504B from seismic tomography. *J. Geophys. Res.* **103**, 30485-30504 (1998).

59. Tsang, C. F. & Neretnieks, I. Flow channeling in heterogeneous fractured rocks. *Rev. Geophys.* **36**, 275-298 (1998).
60. Gelhar, L. W., Welty, C. & Rehfeldt, K. R. A critical review of field-scale dispersion in aquifers. *Wat. Resour. Res.* **28**, 1955-1974 (1992).
61. Novakowski, K. S. The analysis of tracer experiments conducted in divergent radial flow fields. *Wat. Resour. Res.* **28**, 439-447 (1992).
62. Becker, M. W. & Shapiro, A. M. Tracer transport in fractured crystalline rock: evidence of nondiffusive breakthrough tailing. *Wat. Resour. Res.* **36**, 1677-1686 (2000).
63. Shapiro, A. M. Effective matrix diffusion in kilometer-scale transport in fractured rock. *Wat. Resour. Res.* **37**, 507-522 (2001).
64. Shapiro, A. M. & Hsieh, P. A. How good are estimates of transmissivity from slug tests in fractured rocks? *Ground Water* **36**, 37-48 (1998).
65. Stein, J. S. & Fisher, A. T. Observations and models of lateral hydrothermal circulation on a young ridge flank: reconciling thermal, numerical and chemical constraints. *Geochem., Geophys., Geosystems*, in press (2003).
66. Novakowski, K. S., Lapcevic, P. A. & Voralek, J. W. A note on a method for measuring the transport properties of a formation using a single well. *Wat. Resour. Res.* **34**, 1351-1356 (1998).
67. Altman, S. J., Meigs, L. C., Dones, T. L. & McKenna, S. A. Controls of mass recovery rates in single-well injection-withdrawal tracer tests with a single-porosity, heterogeneous conceptualization. *Wat. Resour. Res.* **38**, 1125 (2002).
68. Clemo, T. & Smith, L. A hierarchical approach to simulation of flow and transport in fractured media. *Wat. Resour. Res.* **33**, 1763-1784 (1997).