

5.1.3 Niedriggeschwindigkeitszone unter Big Island

Eine unterhalb von Big Island auftretende Niedriggeschwindigkeitszone wurde von Li *et al.* (2000b) entdeckt und als Zone partieller Schmelze in einer Tiefe von etwa 140 km interpretiert. Deren Auftreten wird auf das Erreichen der trockenen Solidustemperatur des dehy-

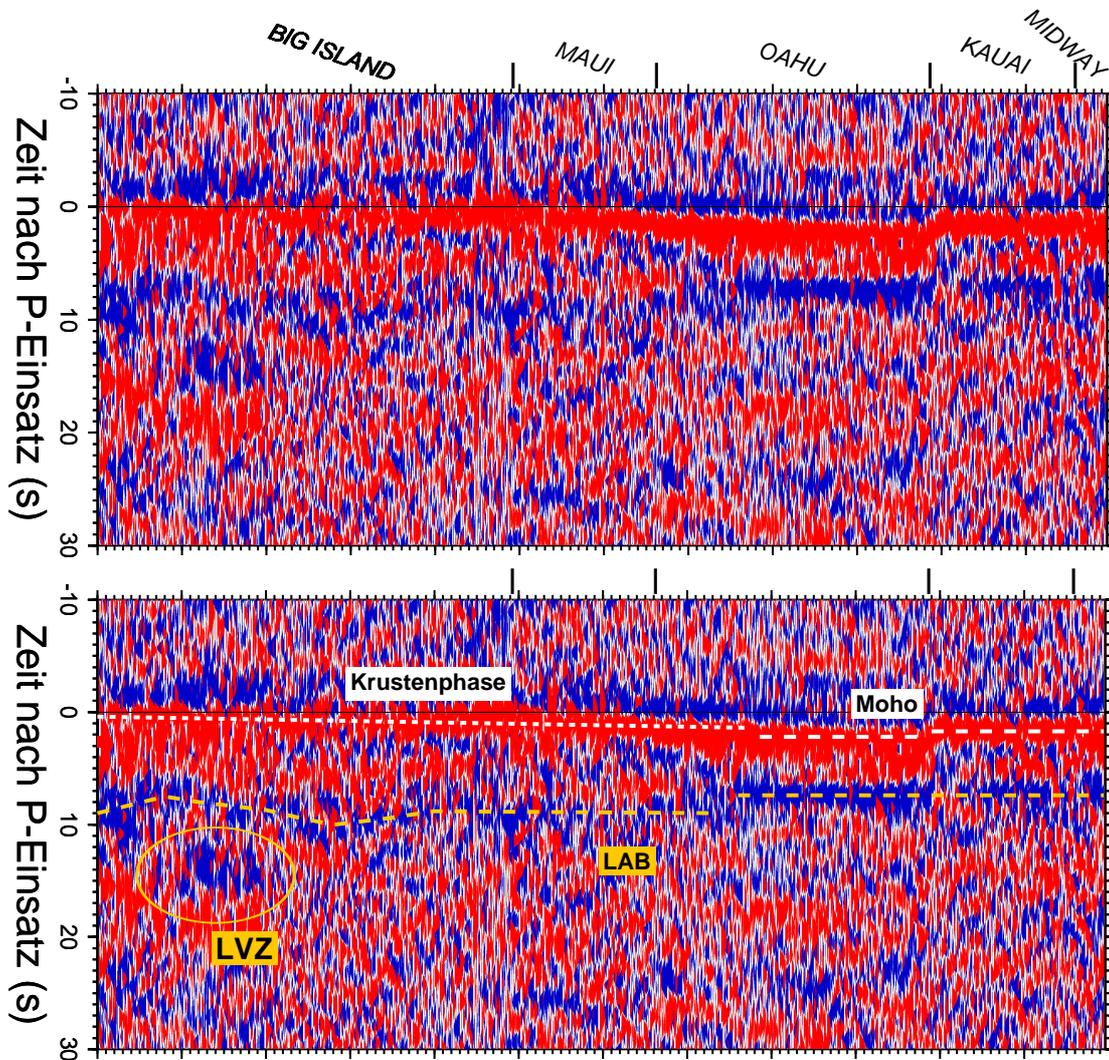


Abbildung 5.9: Sektion von Einzelspuren aller verfügbaren Stationen in äquidistanter Darstellung. Die Daten wurden mit einem Bandpass von 2 s bis 30 s gefiltert und in Profiltrichtung sortiert. Der Datensatz wurde hierbei um einige Spuren der Station MIDW (Midway, siehe Stationskarte, Abbildung 4.5) erweitert.

Die Darstellungen oben und unten sind identisch bis auf die Beschriftungen, welche die identifizierten Strukturen in den ersten 30 s der Sektion markieren. Die als Moho und Krustenphase bezeichneten Konversionen sind in Abschnitt 5.1.1 erläutert, der mit LVZ markierte Bereich wird in Abschnitt 5.1.3 vorgestellt.

drierenden Olivins und Pyroxens im heißen, ursprünglichen Plumematerial zurückgeführt. Möglicherweise handelt es sich um die Quellregion des rezenten Vulkanismus. Für die Hawaii-Inseln wurden jedoch verschiedene Quelltiefen des Magmas, oft anhand geochemischer und mineralogischer Gesichtspunkte, postuliert.

Die SiO_2 -Menge der meisten Hawaii-Tholeiite deuten auf eine Entstehung der Schmelze oberhalb der Asthenosphäre hin. Für den Vulkan Koolau auf Oahu wäre z.B. eine Schmelztiefe von 35 - 45 km anzunehmen (Hauri, 1996). Für Big Island gibt es unterschiedliche Annahmen: Aus geochemischen Analysen wird eine Tiefe von ≈ 85 km abgeleitet (Watson und McKenzie, 1991), während in früheren Studien anhand vulkanischen Tremors auf Schmelztiefen von etwa 60 km geschlossen wurde. Ausgelöst wird der Tremor demnach durch das in einem Röhrensystem aufsteigende Magma (Ellsworth und Koyanagi, 1977). Eine Studie lokaler Erdbeben lieferte allerdings keinerlei Hinweise auf einen lithosphärischen Magmenkanal (Wolfe *et al.*, 2003).

Die Entdeckung der Niedriggeschwindigkeitszone (Li *et al.*, 2000b) basiert auf einer kleinen Datenmenge an einem einzelnen *Array*, welche eine genaue Bestimmung ihrer Ausdehnung nicht zuließ. Mit dem temporären Netzwerk des Hawaii-Plume-Projekts ist nunmehr in der Tiefe von 140 km unter dem Inselgebiet eine sehr gute Überdeckung erreicht. Schon *Abbildung 5.9* bestätigt die Existenz einer lokalen Geschwindigkeitsanomalie. Eine nähere Betrachtung des Datenmaterials für die Hauptinsel soll weiteren Aufschluss geben, über welchen Bereich sich die LVZ erstreckt.

Dazu wurde der Datensatz zunächst in Spuren mit bzw. ohne eine signifikante negative Phase bei ca. 14 s aufgeteilt. *Abbildung 5.10* zeigt zunächst den Teildatensatz ohne diese Phase. Hier dominiert klar die Konvertierte der Lithosphären-Asthenosphären-Grenze, welche grob in einem Zeitbereich zwischen 8 s und 10 s nach dem P-Einsatz zu beobachten ist. Die gestrichelte Linie markiert die durchschnittliche Ankunftszeit von 9 s, die im *Abschnitt 5.1.2* für den südöstlichen Teilbereich des Inselprofils bestimmt wurde. Dort, wo 14-s-Phase nicht erscheint, zeigt sich die LAB also kontinuierlich und ungestört.

Der zweite Teildatensatz, der alle die Spuren umfasst, welche ein negatives Signal bei etwa 14 s aufweisen, ist in *Abbildung 5.11* dargestellt. Diese späte Phase ist hier stärker ausgeprägt als die Konvertierte von der Gutenberg-Diskontinuität, wobei ihre Ankunftszeit nicht konstant ist, sondern im nördlichen Teil (rechts) verzögert ist. Jedoch verliert das Signal hier an Kohärenz, so dass die Schlussfolgerung einer im Norden tiefer liegenden LVZ mit Vorsicht zu betrachten ist. Die Ankunftszeit der LAB-Konvertierten weicht in dieser Sektion vom vorher gezeigten Teildatensatz ab. Offensichtlich hängt die Laufzeit der P_{GS} -Phase vom Auftreten der Niedriggeschwindigkeitszone ab, bzw. wird durch diese beeinflusst.

Eine Trennung des Datensatzes nach Auftreten oder Nichtauftreten einer zusätzlichen Kon-

vertierten ist somit möglich. Über die Durchstoßpunkte der untersuchten Einzelspuren soll nun die geographische Lage der vermuteten Niedriggeschwindigkeitszone bestimmt werden. In *Abbildung 5.12* ist die Verteilung der Durchstoßpunkte gezeigt. Kleine Symbole geben die unbeeinflusste Sektion wieder, große Symbole hingegen weisen auf eine LVZ hin. Die farbliche Unterscheidung ermöglicht zudem eine Zuordnung zur aufzeichnenden Station, so dass auch der Azimut des jeweiligen Ereignisses nachvollziehbar ist.

Eine Häufung der LVZ-Phase tritt deutlich im zentralen bis südwestlichen Teil von Big Island auf, welcher in der Abbildung durch die gestrichelte Linie eingefasst ist. Dieses Gebiet wird als Kernbereich der Niedriggeschwindigkeitszone vorgeschlagen, eine klare Abgrenzung des beeinflussten Gebietes anhand der beiden Teildatensätze ist jedoch nicht möglich. So treten z.B. südlich der Station POHA etliche Durchstoßpunkte unbeeinflusster Spuren auf, während sporadisch auch außerhalb des Kernbereiches Spuren mit der zusätzlichen Phase auftreten.

Eine mögliche Ursache der Ungenauigkeit liegt in der manuellen Unterteilung der Daten, die in uneindeutigen Einzelfällen fehlerhaft sein kann, wie auch die *Abbildungen 5.10* und *5.11* zeigen. Darüber hinaus muss das horizontale Auflösungsvermögen in dieser Tiefe bedacht werden. Die erste Fresnelzone hat hier nach Gleichung (2.5) eine Ausdehnung von ≈ 50 km

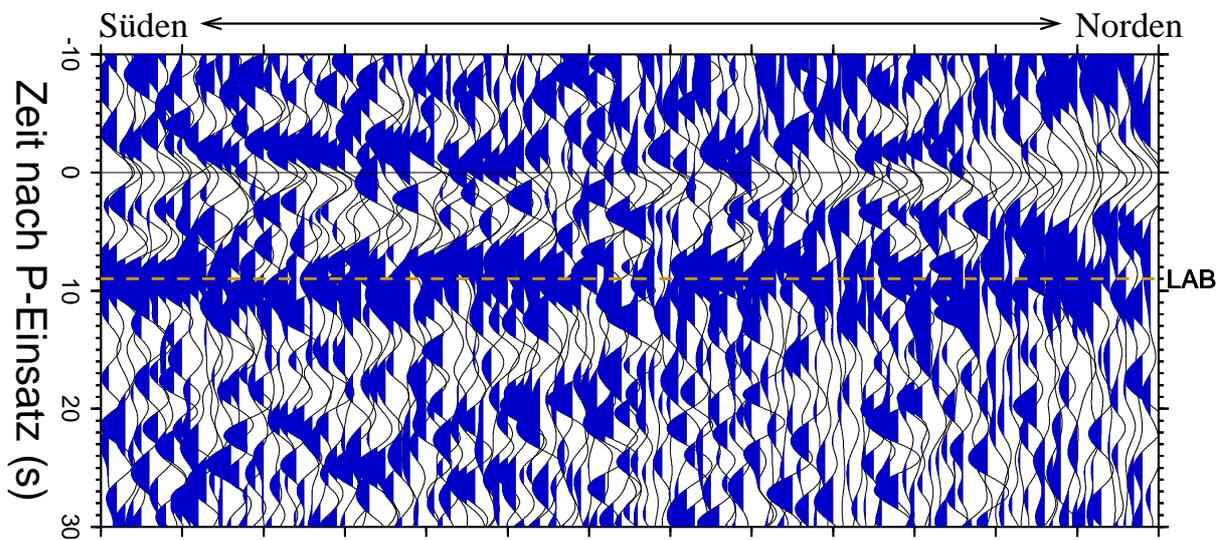


Abbildung 5.10: Sektion von Einzelspuren aufgezeichnet auf Big Island. Die Daten wurden mit einem Bandpass von 5 s bis 30 s gefiltert und anhand ihrer Durchstoßpunkte für 140 km Tiefe nach geographischer Breite sortiert. Die hier gezeigte Auswahl von Spuren weist neben der Gutenberg-Konvertierten keine signifikante negative Phase auf. Die Ankunftszeit der konvertierten Phase von der LAB schwankt um durchschnittliche 9 s.

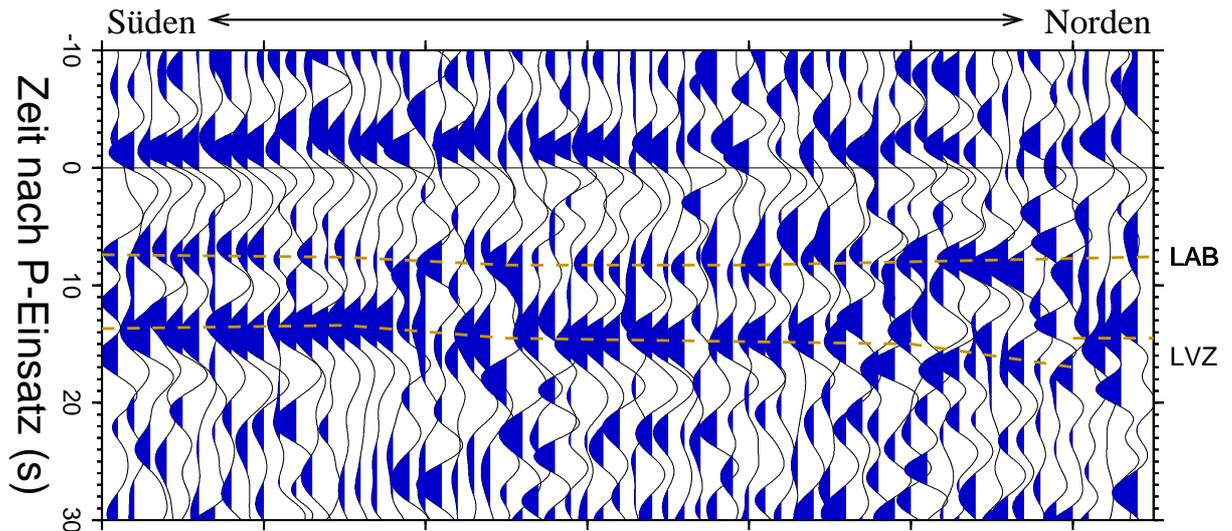


Abbildung 5.11: Sektion wie in Abbildung 5.10. In diesen Spuren tritt eine dominante Phase bei rund 14 s auf, die als LVZ interpretiert wird. Die Konvertierte von der Gutenberg-Diskontinuität tritt 1 s - 2 s früher auf und ist gleichzeitig schwächer als in Abbildung 5.10.

für eine Einzelspur. Durch die große Zahl der überlappenden Beobachtungen ist die effektive Auflösung allerdings deutlich besser.

Schließlich ist auch die räumliche Struktur des von der partiellen Schmelze betroffenen Gebietes unklar, so dass die Bedingungen für eine detektierbare Konversion nicht zwangsläufig überall gegeben ist. Festzuhalten ist in jedem Fall, dass ein gehäuftes Auftreten zusätzlicher konvertierter Phasen im markierten Bereich beobachtet wird.

5.1.4 Lehmann-Diskontinuität und Mantelübergangszone

In zunehmender Tiefe sind vier weitere Diskontinuitäten des oberen Mantels bekannt, zum einen die Lehmann-Diskontinuität in etwa 210 km Tiefe, zum anderen die Übergänge des Olivin-Systems in rund 410 km, 520 km und 660 km, welche zusammen die Mantelübergangszone (MTZ) bilden. Die Lehmann-Diskontinuität wurde bisher in ozeanischen Gebieten kaum nachgewiesen. In einem Korridor Tonga-Hawaii wurde sie als Grenzschicht bezüglich Anisotropie in etwa 165 km interpretiert (Gaherty *et al.*, 1996).

Direkte Hinweise auf die Lehmann-Diskontinuität liefert eine Studie von PP-Reflexionen. Die hierbei festgestellten starken Tiefenvariationen werden als Ursache für die schwierige Detektierbarkeit der Lehmann-Diskontinuität insbesondere bei Untersuchungen von langperiodischen Daten angesehen (Rost und Weber, 2001).