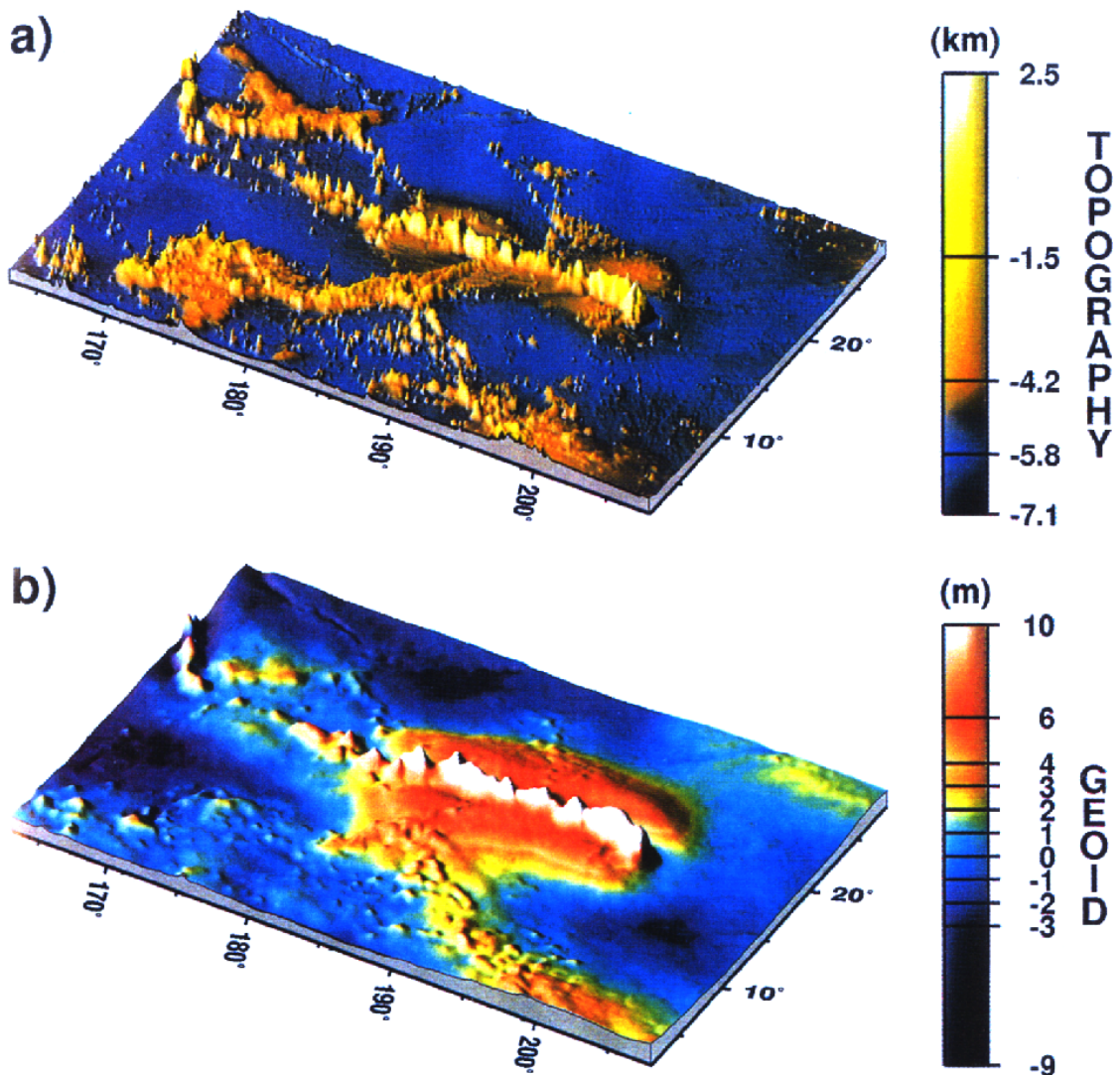


### 4.1.3 Die Hawaiischwelle

Der südöstliche Teil des Hawaii-Rückens ist umgeben von der parallel zur Inselkette gerichteten sogenannten Hawaiischwelle, einem mehrere hundert Kilometer breitem Gebiet, das einen um etwa 1500 m flacheren Meeresboden aufweist, als in der Region üblich ist. Die topographische Anhebung geht einher mit einem Geoid-Hoch, wie *Abbildung 4.4* deutlich macht.

Frühere Modelle gingen von einem Aufstieg bedingt durch einfache thermische Expansion aus. Entlang des *Hawaiian Swell* ist tatsächlich ein erhöhter Wärmefluss feststellbar, jedoch



*Abbildung 4.4: Südöstlicher Ausschnitt der Hawaii-Emperor-Kette: a) Topographisches Relief des Meeresbodens b) Residuales Geoid nach Abzug des regionalen Geoids. (aus: Wessel (1993)).*

nur in moderatem Ausmaß und mit großen Unregelmäßigkeiten (Moore *et al.*, 1998). Zudem findet der Aufstieg der Schwelle in einem geologisch sehr kurzem Zeitraum statt, so dass ein rein termisches Modell zur Erklärung nicht ausreicht. Ein zusätzlicher Effekt entsteht allerdings durch das aufwärtsströmende Plumematerial, welches ein *dynamisches Uplift* erzeugt (Wessel, 1993; Cserepes *et al.*, 2000b).

Das Auftreten des dynamischen Uplifts wird indirekt durch ein anderes Phänomen bestätigt: Die Insel Lanai steigt jährlich um etwa 2 mm auf. Eine Erklärung liefert die Flexur der Lithosphäre bedingt durch Subsidenz, welche durch die vulkanische Auflast von *Big Island* verursacht wird. Dieser Vorgang erklärt jedoch nur ein Viertel des beobachteten Aufstiegs, so dass auch hier ein zusätzliches Einwirken durch aufströmendes Material erforderlich ist (Zhong und Watts, 2002).

Auffällig ist eine Asymmetrie der Hawaiischwelle: Die nördliche Flanke ist höher und auch breiter. Dies impliziert, dass Wärmeenergie vom Plume nordwärts in den abseits der Hotspot-Achse gelegenen Mantel geführt wurde - entweder durch Mantelströmungen oder durch Richtungsänderung. Wärmeflussmessungen bestätigen höhere Werte an der Nordflanke (Wessel, 1993; Cox, 1999). Diese Beobachtung ist konsistent mit den oben angeführten Modellvorstellungen a) zur Entstehung der dualen Vulkanketten des Loa- und Kea-Trends und b) zur Erklärung der Isotopenverhältnisse des Kea-Trends durch Materialeintrag im peripheren Bereich des Plumes.

## 4.2 Datenmaterial

Bedingt durch die geographische Lage sind seismologische Untersuchungen auf den Inseln von Hawaii mit Schwierigkeiten behaftet. Dies betrifft zum Beispiel die Verteilung der Messstationen. Unter dem Aspekt der Überdeckung ist die ausschließlich landgebundene Stationsverteilung ungünstig, da der Untergrund auf diese Weise nur lückenhaft durchleuchtet werden kann. Der Einsatz von Meeresboden-Seismometern (*Ocean Bottom Seismometer*) ist mit großem technischen und finanziellen Aufwand verbunden und die Wahl der Standorte somit eingeschränkt.

Ferner ist zu erwarten, dass der Pazifik störend auf die Signalqualität einwirkt: Gezeiten und Brandung sind wesentliche Quellen für ozeanisch induzierte Mikroseismik, deren Frequenzgehalt typischerweise ein Maximum zwischen 0,15 - 0,2 Hz erreicht (Lay und Wallace, 1995) und somit innerhalb des Nutzsignals liegt. Das Signal-Rausch-Verhältnis ist daher leider generell niedrig.

### 4.2.1 Das Hawaii-Plume-Projekt

Das Projekt ist eine Kooperation des *Dublin Institute for Advanced Studies (DIAS)*, des *GeoForschungszentrums (GFZ)*, Potsdam und der *University of Hawaii at Manoa*, Honolulu. Im Rahmen dieses Projektes wurde ein temporäres Messnetz aus mobilen Breitbandseismometern auf den vier größten der Hawaii-Inseln aufgebaut. Die geographischen Koordinaten und der jeweilige erreichte Datenumfang sind im Anhang zusammengefasst.

Die Messperiode des temporären Netzes begann Ende Juni 1999 mit dem Aufbau der ersten fünf Seismometer auf Oahu bzw. Big Island. Zeitgleich wurde auf Maui eine semipermanente Station des GeoForschungs-Netzes (GEOFON) des GFZ in Betrieb genommen. Die Aufbau-phase wurde im November 1999 abgeschlossen.

Es handelte sich dabei um *Güralp CMG-40T* Breitbandseismometer in Kombination mit *Earthdata Daten-Loggern* und externen GPS-Empfängern. Die Station MAUI ist ausgestat-

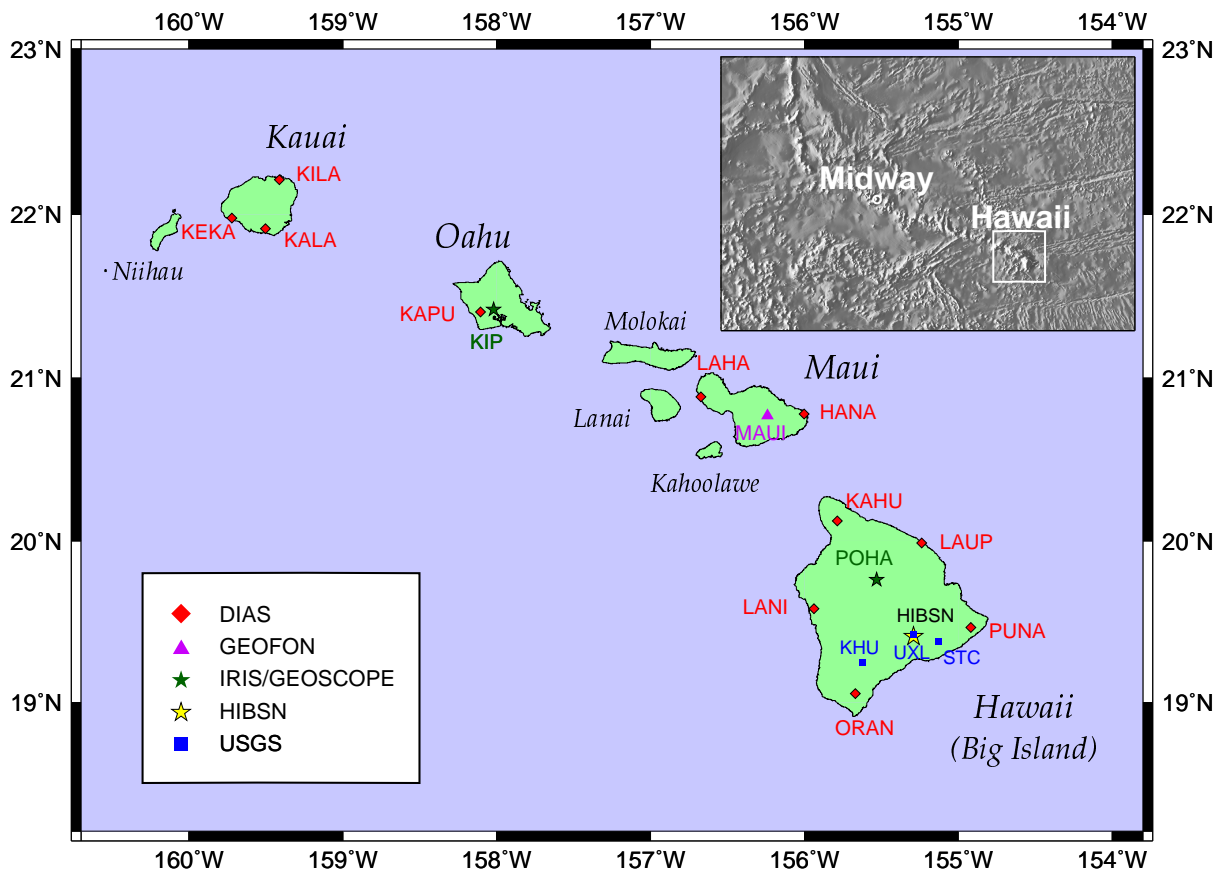
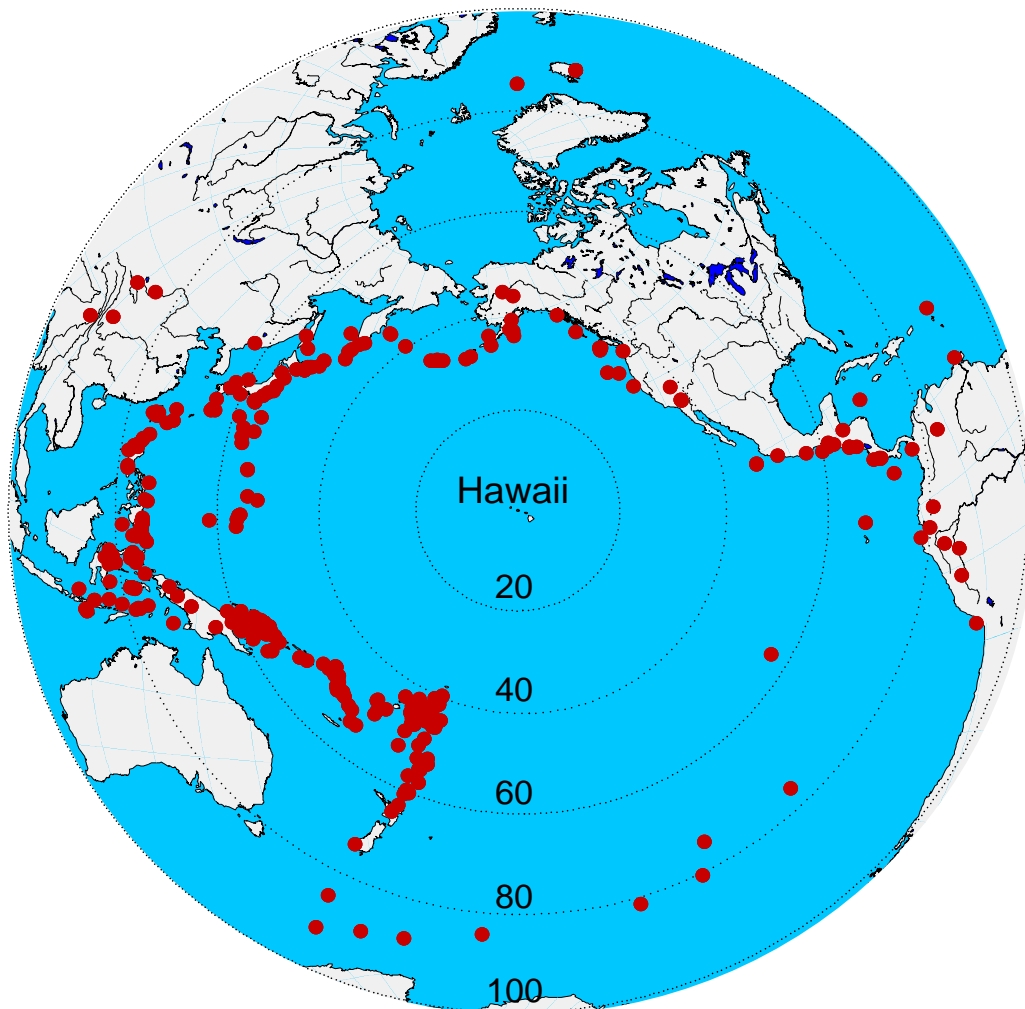


Abbildung 4.5: Verteilung der permanenten und temporären seismischen Stationen auf den Hawaii-Inseln, mit der zusätzlichen USGS-Station Midway (kleiner Kasten, oben rechts).

tet mit einem *Streckeisen STS-2* Breitbandseismometer kombiniert mit einer *RefTek* Apparatur. Der Abbau der mobilen Stationen erfolgte nach einer Messdauer von anderthalb bis zwei Jahren Anfang Mai 2001.

*Abbildung 4.5* zeigt die Verteilung der seismischen Stationen über das Messgebiet, wobei auch Stationen des *USGS* und des Netzwerkes *IRIS/Geoscope* berücksichtigt sind. Zusätzliche Daten wurden von einer *USGS*-Station auf der Insel Midway benutzt. Insgesamt wurden 19 Stationen verwendet.



*Abbildung 4.6: Geographische Verteilung der Epizentren (Magnitude  $\geq 5,7$ ) von Juni 1999 bis Mai 2001 innerhalb des nutzbaren Entfernungsbereiches.*

### 4.2.2 Datenauswahl

Für die *Receiver Function* Methode ist ein Entfernungsbereich von  $\Delta = 35^\circ$  und  $\Delta = 95^\circ$  nutzbar, wie in *Abschnitt 2.2.1* erläutert wurde. Hawaii liegt inmitten des pazifischen Ozeans, umgeben vom sogenannten zirkumpazifischen *Feuerring*, einem vulkanisch und seismologisch hoch aktiven Gürtel von Subduktionszonen, die innerhalb des geforderten Entfernungsbereiches liegen.

Die *Abbildungen 4.6 und 4.7* veranschaulichen die Verteilung der Epizentren der während der Messphase vom Juni 1999 bis zum Mai 2001 aufgezeichneten Erdbeben. Dargestellt sind nur Ereignisse mit einer Magnitude  $m_b \geq 5,7$  innerhalb des geeigneten Entfernungsbereiches. Schwächere Beben wurden wegen des starken Hintergrundrauschens nicht in die Untersuchung mit einbezogen. An der IRIS-Station *KIP* auf Oahu standen Daten eines weitaus längeren Zeitraumes zur Verfügung. Hier wurden zusätzlich Ereignisse von Oktober 1988 bis Juni 1999 mit einer Magnitude von  $m_b \geq 6,5$  berücksichtigt.

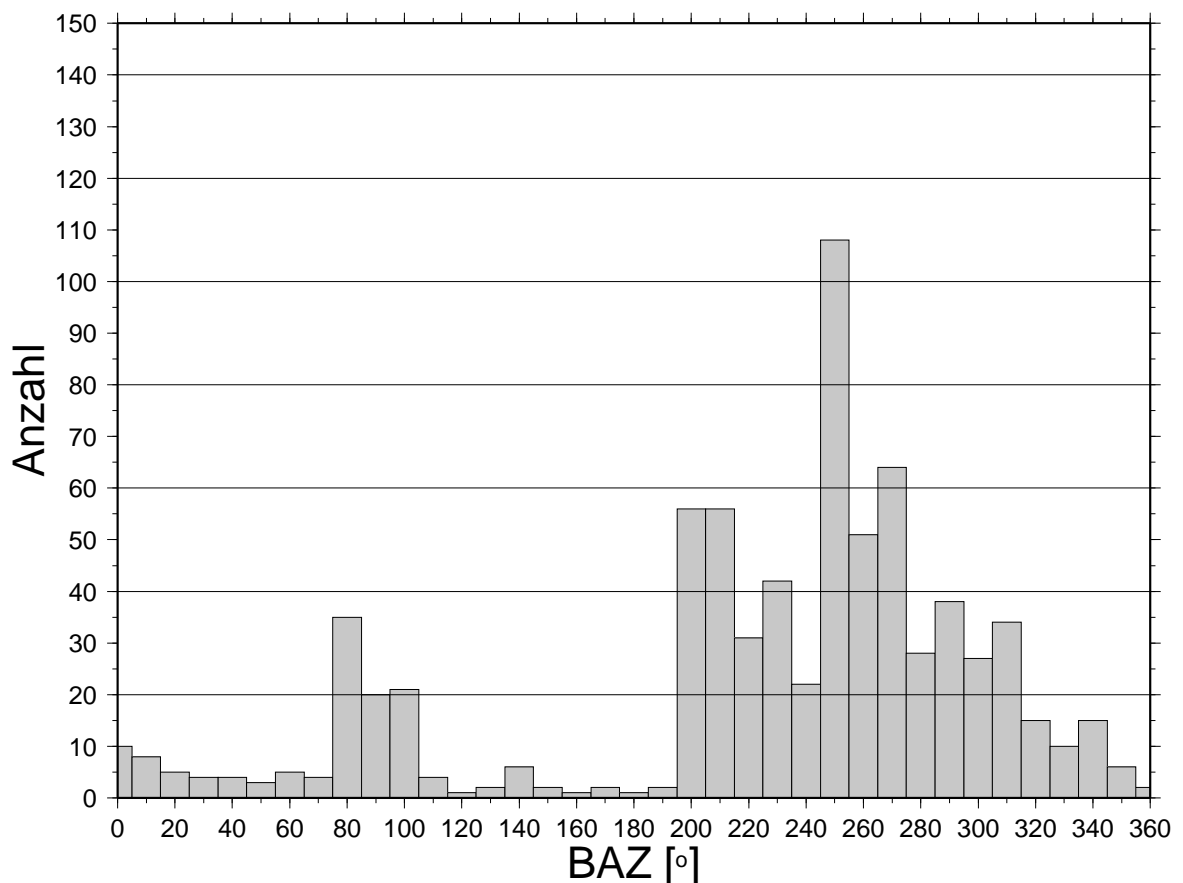


Abbildung 4.7: Häufigkeitsverteilung der Rückazimute (Winkel zwischen Nordrichtung und dem beobachteten Epizentrum) der in Abbildung 4.6 dargestellten Ereignisse.

Der größte Anteil der Epizentren liegt in den Regionen Fiji-Tonga, Salomonen, Papua-Neuguinea sowie den Philippinen, also in südwestlichen und westlichen Azimutbereichen. Am schwächsten abgedeckt ist der Südosten ( $100^\circ - 190^\circ$  BAZ), wo nur vereinzelte Ereignisse auftreten. Dies beeinträchtigt die Auflösung gerade im Bereich des rezenten Vulkanismus südöstlich von Big Island. Die Zahl der an den jeweiligen Stationen tatsächlich zur Auswertung verwendeten Einzelspuren ist aus dem Anhang ersichtlich.