

# Kapitel 4

## Das Untersuchungsgebiet

### 4.1 Der Hawaii-Hotspot

Die Hawaii-Inseln befinden sich im zentralen nördlichen Pazifik, wobei die größte und jüngste Insel namensgebend für den ganzen Archipel ist. Dazu gehören unter anderem - mit zunehmendem Alter - die Inseln Maui, Lanai, Molokai, Oahu und Kauai. Die bekannte Inselgruppe (*Abbildungen 4.1 und 4.5*) stellt jedoch lediglich das südöstliche und jüngste Ende der *Hawaii-Emperor-Kette* dar. Es handelt sich dabei um eine Vielzahl von Vulkanen, welche größtenteils unterhalb des Meeresspiegels liegen (Cox, 1999).

Der geradlinige Verlauf der Inselkette zusammen mit dem zunehmendem Alter des Vulkangesteins führte Wilson (1963) und Morgan (1971) auf die bis heute gültige Theorie tief im Mantel entstehenden stationären Diapire. Während die pazifische Platte sich relativ zum darunter liegenden Mantelmaterial bewegt, bleibt die Quelle des Vulkanismus annähernd ortsfest und führt so zu einer Spur von Vulkanen. Der jüngste Vulkan der Hawaii-Kette ist der Loihi Seamount. Er entsteht etwa 30 km vor der südöstlichen Küste der Hauptinsel.

Als Ursprungsregion des Hawaii-Plumes wird die CMB, respektive die D“-Schicht, angenommen (z.B. Ji und Nataf (1998)). Tomographische Modelle und Untersuchungen der Anisotropie liefern Hinweise auf tiefreichende Geschwindigkeitsanomalien. Sie sind wegen ihrer geringen Auflösung insbesondere mit zunehmender Tiefe jedoch nur bedingt aussagekräftig. Der gekoppelte Anstieg der Isotopenverhältnisse von  $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  sowie  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  ist aber ein Zeichen auf Materialeintrag aus dem äußeren Kern (Brandon *et al.*, 1998).

Unsicherheiten bezüglich des Ursprungsortes des Plumes bestehen somit weniger in der Tiefe als vielmehr in der lateralen Position. Fouch *et al.* (2001) leiten aus der Anisotropie im untersten Mantel eine Quellregion direkt unterhalb des Hotspots und somit einen senkrecht aufsteigenden Plume ab. Ji und Nataf (1998) postulieren ebenfalls einen nahezu senkrechten Aufstieg des Plumes, sehen die Quellregion jedoch etwas nordwestlich der Hauptinsel Hawaii. Eine weitere tomographische Untersuchung ergab niedrigere Geschwindigkeiten un-

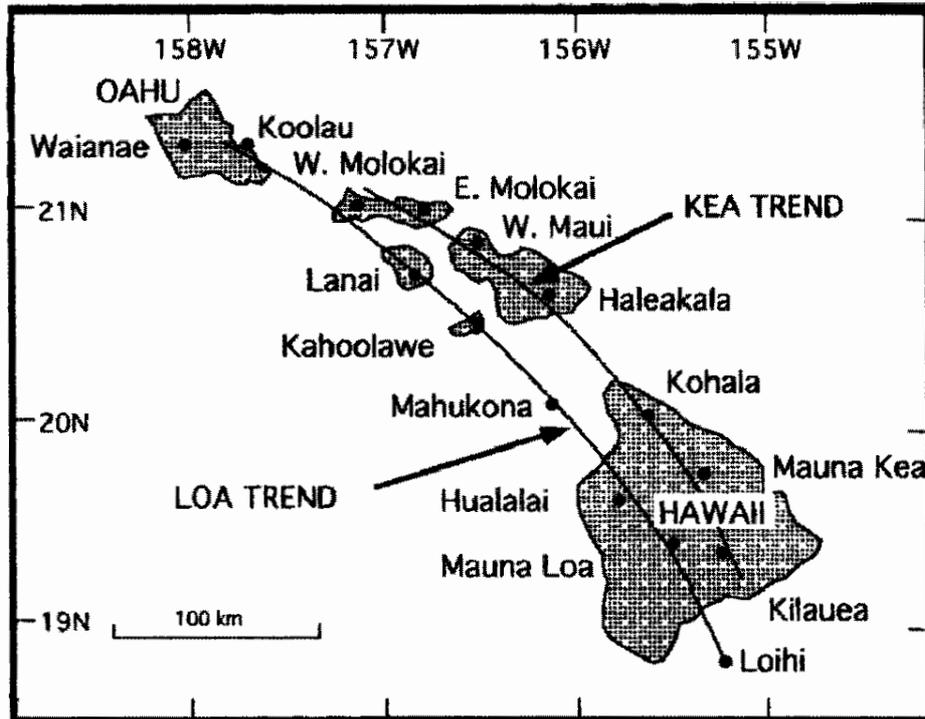


Abbildung 4.1: Einteilung der Vulkane der bekannten Hawaii-Inseln in den Loa-Trend und den weiter nördlich verlaufenden Kea-Trend (aus: Cox (1999)). Der Mahukona Seamount füllt eine Lücke im Loa-Trend. Dieser Vulkan ist in seiner Entwicklung offenbar im Präschild-Stadium stehen geblieben (Garcia et al., 1990).

terhalb von Hawaii bis in 2000 km Tiefe, die möglicherweise mit einer weiter nördlich gelegenen Anomalie bis zur D<sup>4</sup>-Schicht verknüpft ist (Zhao, 2001). Eine andere Studie ergab starke Anisotropie durch Strömungen an der Kern-Mantel-Grenze in Richtung des Plumeschlauches. Dessen Wurzel befindet sich demnach südöstlich von Hawaii (Russel et al., 1998).

#### 4.1.1 Vulkanismus

Die Entwicklung eines Hotspot-Vulkans verläuft nach einem einfachen Schema beginnend mit dem submarinen Wachstum bis zum Erreichen des Meeresspiegels. Oberhalb setzt sich das Wachstum weiter fort und es entstehen Inseln, die meist aus mehreren Schildvulkanen aufgebaut werden. Entfernt sich der Vulkan schließlich soweit vom Hotspot, dass er durch ihn nicht mehr gespeist werden kann, erlischt der Vulkan.

Wettereinflüsse und das Einwirken der Brandung beginnen bereits während der aktiven Phase, das vulkanische Material wieder abzutragen. Gleichzeitig führt die Auflast des Vulkan-

massivs kombiniert mit der Kontraktion durch Auskühlung zum Absinken der Lithosphärenplatte (*Subsidenz*). Wird kein weiteres Magma gefördert, versinkt die Insel wieder im Meer und bildet schließlich einen Tiefseeberg (*Seamount*). Weist ein solcher Tiefseeberg eine durch Abrasion entstandene ebene Hochfläche auf, wird er als *Guyot* bezeichnet. Die Abfolge der Entwicklungsstadien und der vulkanologischen Stadien ist in *Abbildung 4.2* schematisch dargestellt.

Petrologisch wird der Hawaii-Vulkanismus in vier Stadien unterteilt (Ribe und Christensen, 1999; Tagami *et al.*, 2003), wobei allerdings nicht jeder Vulkan sämtliche vier Stadien durchläuft. Phase I ist die Initiierung des Vulkanismus im *Präschild-Stadium*, welches durch Alkalibasalte charakterisiert ist, teilweise vermischt mit tholeiitischen Laven. In dieser Phase werden ca. 1-3% des späteren Gesamtvolumens des Vulkans ausgeworfen. Im Präschild-Stadium befindet sich derzeit der Loihi Seamount.

In Phase II entsteht der tholeiitische Schild. Das *Schildstadium* ist gekennzeichnet durch voluminöse Eruptionen, die letztlich 95-98% des Vulkanmassivs formen. Mit fortschreitender Entfernung vom Hotspot werden die Laven alkalischer. Der Schildaufbau endet in Phase III, dem *Postschild-Stadium*, mit dem Auswurf von Alkalibasalten, die ca. 1% des Gesamtvolumens ausmachen.

Danach tritt eine Phase (0,25 bis 2,6 Mio Jahre) vulkanischer Ruhe ein, der schließlich Phase IV folgt. In diesem *posterosinalen* oder *verjüngten Stadium* werden unterkieselte, stark alkalische Laven gefördert, die < 1% des Gesamtvolumens ausmachen. Rezenten Vulkanismus des verjüngten Stadiums findet man am Haleakala, Ost-Maui (Valbracht *et al.*, 1996; Bergmanis *et al.*, 2000; Tagami *et al.*, 2003).

Ein dynamisches Modell des Hawaii-Vulkanismus von Ribe und Christensen (1999) erklärt diesen Ablauf: Im Plumeschlauch aufsteigendes heißes Material wird auf Grund von Druckentlastung aufgeschmolzen. Diese erste Schmelzzone erstreckt sich von ca. 100 km vor dem Plume bis etwa 190 km hinter dem Plume (auf der Achse in Bewegungsrichtung der Platte) und speist die Stadien I bis III. Dahinter bewegt sich das Material durch die Mantelströmung tiefer und der Schmelzprozess endet. Im Bereich 320 bis 520 km hinter dem Plume steigt das Material erneut auf. Dies führt zu einer zweiten Schmelzzone, die ursächlich ist für das IV. Stadium des Vulkanismus.

Ergebnisse aus dem PELENET-Experiment zeigen eine Niedriggeschwindigkeitsanomalie zwischen Maui und Molokai, die anhand dieses Modells als Quelle des verjüngten Vulkanismus erklärt wird (Wolfe *et al.*, 2002).

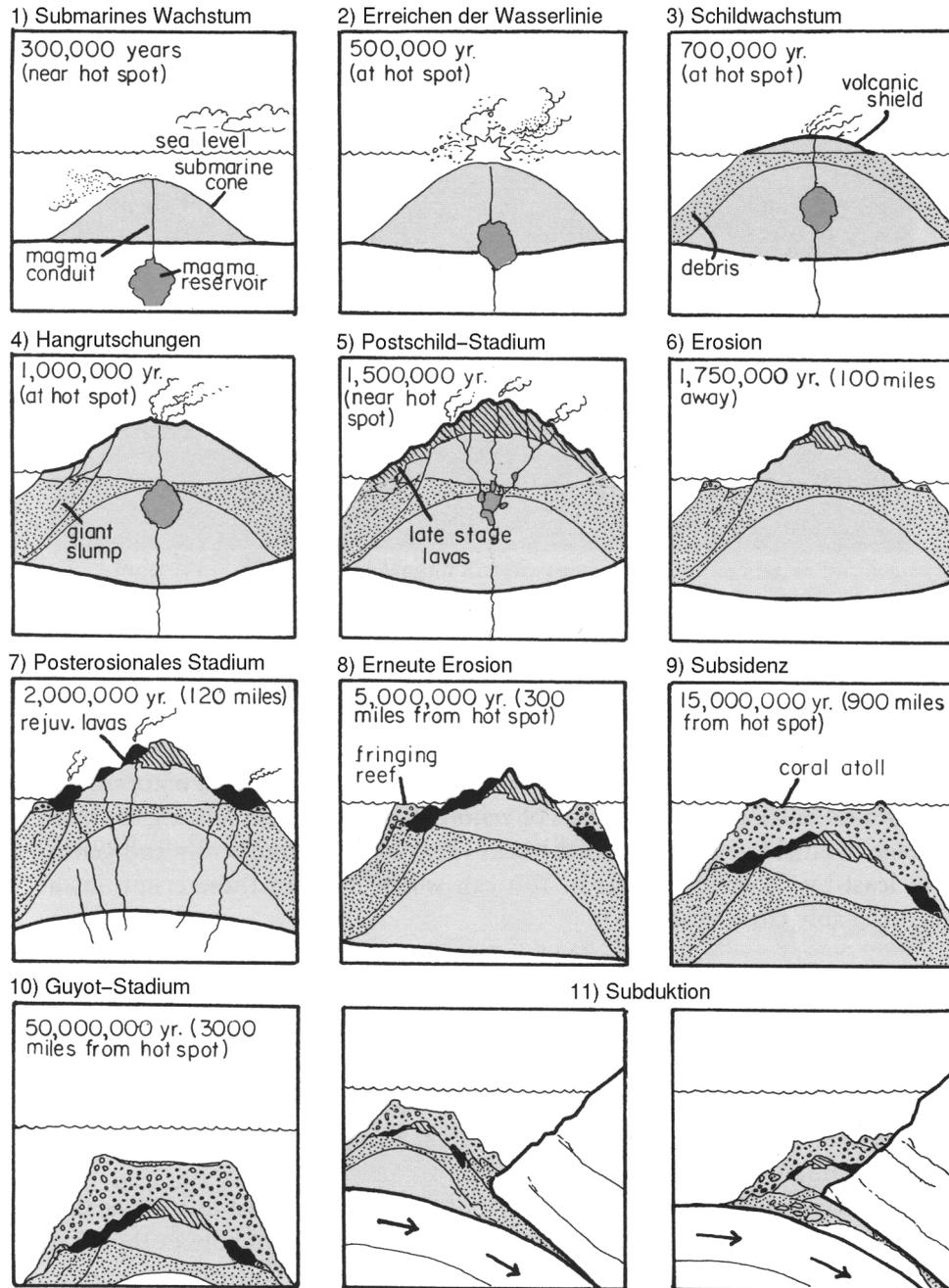


Abbildung 4.2: Übersicht über die Entwicklung eines Hotspot-Vulkans. Erläuterungen siehe Text. (aus: Hazlett und Hyndman (2000)).

#### 4.1.2 Die Inselkette

Die Vulkane der Hawaii-Kette liegen nicht auf einer einzelnen Linie, sondern bilden eine Abfolge von linearen Segmenten, die auf zyklische vulkanische Perioden hindeuten. Die jungen Hawaii-Inseln werden von zwei annähernd parallel verlaufenden Segmenten aufgebaut, wie

Abbildung 4.1 zeigt. Der südliche *Loa-Trend* reicht vom Loihi Seamount bis zum Koolau (Oahu), während der nördlichere *Kea-Trend* die Vulkane vom Kilauea (Hawaii) bis Ost-Molokai umfasst.

Beide Segmente unterscheiden sich geringfügig in den Isotopenverhältnissen z. B. des Osmium und des Neodym. Die Laven des Kea-Trends nähern sich dabei MORB-typischen Werten an (Abbildung 4.3). Dies könnte durch im peripheren Bereich des Plumeschlauches mitgeführtes Material aus der Asthenosphäre hervorgerufen werden. Die Peripherie speist zwar den Kea-Trend, nicht aber den Loa-Trend (Hauri, 1996). Material in MORB-Zusammensetzung kann jedoch möglicherweise auch in geringer Tiefe während der Differentiationsphase in das Magma eingetragen werden (Wang *et al.*, 2003). Valbracht *et al.* (1996) ziehen auch die Existenz einer heterogenen Plumequelle in Betracht.

Das Auftreten dualer Vulkanketten ist nach einem Modell von Hieronymus und Bercovici (1999) die natürliche Konsequenz aus der Verlagerung vulkanischer Auflast auf die flexible Lithosphäre abseits der Hotspot-Achse. Dies geschieht etwa bei einer Richtungsänderung der Plattenbewegung. Ob hierbei eine Bifurkation ausgelöst wird, hängt vom Radius der Magmaquelle ab, der für Hawaii mit  $r = 110$  km angegeben wird. Da Loa- und Kea-Trend relativ jung sind, muss entsprechend für ihre Entstehung eine Richtungsänderung der Platte vor ca. 3 Mio. Jahren verantwortlich sein (Hieronymus und Bercovici, 1999). Der Effekt würde ebenfalls auftreten, wenn sich statt der Plattenbewegung in gleicher Weise die Eigenbewegung des Plumes verändert.

Die Inselkette erstreckt sich von Hawaii ausgehend etwa 3300 km weit unter einem Azimut von ca.  $300^\circ$  nach Nordwesten (Hawaii-Rücken), wo sie um ca.  $60^\circ$  nach Norden hin abknickt (Emperor-Rücken). In der Region von Kamschatka endet die Inselkette am Aläutengraben, wo sie mit der pazifischen Platte subduziert wird.

Ausgehend von der Annahme eines quasi ortsfesten Mantelplumes deutet die Richtungsänderung der Inselkette auf eine Änderung der Plattenbewegung vor ca. 43 Mio. Jahren hin (z.B. Wessel und Kroenke (1998)). Paläomagnetische Untersuchungen am Detroit Seamount als Teil der Emperor-Kette ergaben dagegen eine Wanderung des Hotspots um ca. 1000 km (Tarduno und Cottrell, 1997; Stoll und Leven, 2003). Demnach liegt dem Abknicken der Inselkette eine Änderung der Eigenbewegung des Hawaii-Plumes zu Grunde. Gestützt wird diese Annahme durch das Fehlen von Strukturen im zirkumpazifischen Raum, die auf ein tektonisches Ereignis vor 43 Mio. Jahren hinweisen. Ein solches aber hätte einer Richtungsänderung der Plattenbewegung in dieser Größenordnung vorausgehen müssen (Norton, 1995).

Eine neuerliche Richtungsänderung in der Hawaii-Kette hat möglicherweise vor 2-3 Mio. Jahren stattgefunden (Wessel und Kroenke, 1997; Cox, 1999). Das jüngste Segment der In-

selkette (Loihi bis etwa Molokai/Oahu) weist einen Azimut von etwa  $325^\circ$  auf. Zwar wurde eine Änderung der Plattenbewegung im globalen Rahmen nicht ermittelt, jedoch kann diese über den geringen Zeitraum anhand der zugrunde liegenden Daten nicht zuverlässig aufgelöst werden (Gripp und Gordon, 2002).

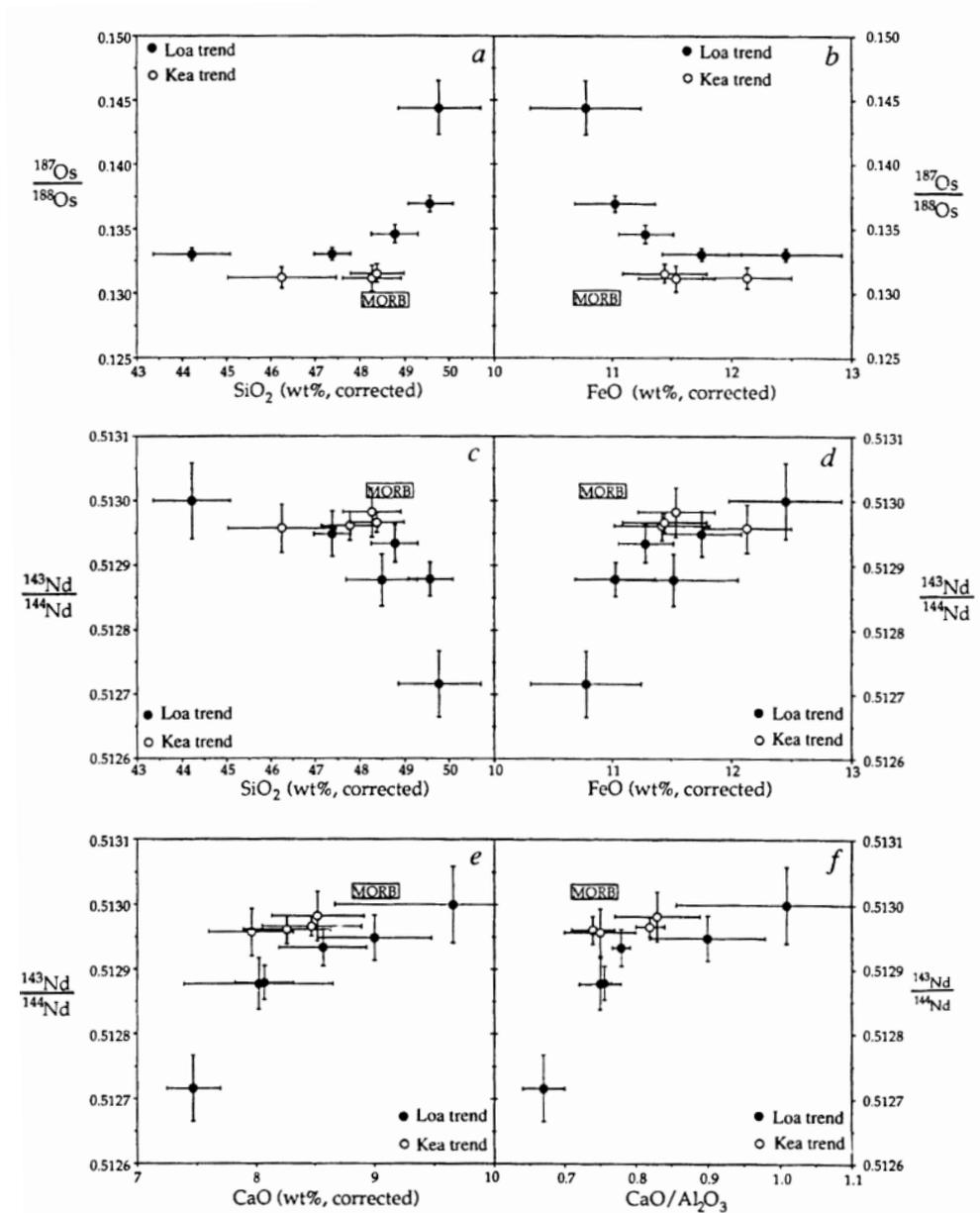


Abbildung 4.3: Unterschiede in den Isotopenverhältnissen des Osmium und des Neodym. Verglichen mit den Werten des Loa-Trends (Punkte) liegen die Werte des Kea-Trends (Kreise) in allen Fällen näher an den MORB-typischen Werten (Kästchen). Ein Eintrag von Mantelmaterial ist daher wahrscheinlich (aus: Hauri (1996)).