

Caracterización geoquímica de las rocas basálticas de la Cordillera de Carnegie y su relación con las rocas de la Placa Nazca e Islas Galápagos

Silvana Hidalgo¹, Pablo Samaniego²

¹Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador

²Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ap. 17-01-2759, Quito, Ecuador
Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC-Université Blaise Pascal, CNRS, IRD, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France

Resumen.

La compilación de los datos geoquímicos (elementos mayores, traza e isótopos) existentes en la literatura internacional de las rocas de la Cordillera de Carnegie, la Placa Nazca y las Islas Galápagos permite definir las afinidades geoquímicas de estas tres grandes unidades geológicas. Las lavas de la Cordillera de Carnegie son mayoritariamente basaltos de tipo E-MORB (enriquecidos), mientras que las muestras de la Placa Nazca son basaltos de tipo N-MORB (normales o empobrecidos) y las rocas de las Islas Galápagos muestran una gama de variación amplia entre basaltos empobrecidos y basaltos de Islas Oceánicas (OIB). Los contenidos de elementos traza de las rocas de la Cordillera de Carnegie muestran globalmente valores intermedios con respecto a las muestras de la Placa Nazca adyacente y de las Islas Galápagos. Sin embargo, las razones entre elementos traza y las razones isotópicas permiten establecer tendencias evolutivas similares entre las muestras de la Cordillera de Carnegie y las Islas Galápagos. En base a estos datos, se puede establecer que las rocas de la Placa Nazca que se formaron en la Dorsal Cocos-Nazca tienen su origen en el manto superior empobrecido en elementos incompatibles, mientras que las muestras de la Cordillera de Carnegie y las Islas Galápagos requieren la intervención de una fuente mantélica enriquecida en elementos incompatibles y más profunda, acorde con un origen en el Punto Caliente de Galápagos. Estos datos muestran que las rocas de la Cordillera de Carnegie y de las Islas Galápagos comparten un origen común, el cual está relacionado con la interacción de la Dorsal Cocos-Nazca con el Punto Caliente de Galápagos.

Abstract.

Major, trace elements and isotopic ratios available from the international literature for samples from the Carnegie Ridge, Nazca Plate, and the Galapagos Islands allow us to constrain the geochemical affinities for these geological units. Carnegie Ridge lavas show mostly E-MORB (Enriched-Mid Ocean Ridge Basalt) compositions, whereas Nazca Plate samples are N-MORB (Normal-Mid Ocean Ridge Basalt), and Galapagos Islands samples show a wide variation from N-MORB to OIB (Oceanic Island Basalt) compositions. Trace element compositions for Carnegie Ridge basalts are intermediate between samples from Nazca Plate and the Galapagos Island. However, trace element and isotopic ratios show similar patterns for samples of the Carnegie Ridge and Galapagos Islands. Based on these data, Nazca Plate basalts issued at the Cocos-Nazca Spreading Center come from a depleted source located in the upper mantle, whereas the petrogenesis of Carnegie Ridge and Galapagos Islands magmas need an enriched and deeper source associated with the Galapagos Hotspot. Based on these geochemical characteristics, we can suggest a common origin for Galapagos Islands and Carnegie Ridge lavas. This common origin is due to the interaction between the Cocos-Nazca Spreading Center and the Galapagos Hotspot through time.

1. Introducción

Al observar la morfología del fondo de los océanos, se pueden distinguir tres dominios diferentes, los cuales están íntimamente ligados a las diferentes modalidades del magmatismo que allí ocurren: las cordilleras oceánicas o dorsales meso-oceánicas, las islas oceánicas, y las cordilleras submarinas o mesetas oceánicas. Las **dorsales** son los centros de apertura donde se crea corteza oceánica a través de una actividad magmática y volcánica permanente (Hess, 1989; Wilson, 1989) y constituyen un sistema de cordilleras submarinas que globalmente alcanza más de 65000 km de longitud y elevaciones entre 1000 y 3000 m sobre el fondo oceánico contiguo. Estas cordilleras submarinas constituyen por tanto límites de placas tectónicas. En el interior de las placas aparecen alineaciones de islas oceánicas y cadenas de montañas submarinas. Las **islas oceánicas** constituyen elevaciones morfológicas edificadas sobre la corteza oceánica, cuya ubicación en el interior de las placas se asocia con la presencia de anomalías térmicas en el manto (denominadas puntos calientes). Debido a que un punto caliente se mantiene fijo respecto al movimiento de las placas litosféricas, las islas oceánicas construidas sobre la corteza oceánica forman alineaciones de montañas resultado del desplazamiento de la litosférica oceánica sobre el punto caliente. Si la tasa de efusión es muy elevada se forman las estructuras submarinas conocidas como **mesetas oceánicas** (Wilson, 1963, Wilson, 1989), las cuales se caracterizan por una importante acumulación de rocas volcánicas, que se eleva varios cientos de metros a kilómetros sobre el fondo oceánico adyacente.

Considerado en conjunto, el magmatismo en ambientes oceánicos es de composición esencialmente basáltica y resulta de la fusión parcial del manto, inducida por su ascenso y descompresión (Klein y Langmuir, 1987; Kinzler y Grove, 1992a,b). Actualmente existe un consenso científico de que las rocas basálticas de la Provincia Volcánica de las Islas Galápagos comparten un origen y una historia geodinámica común (Harpp y White, 2001; Hoernle et al., 2007). Esta provincia incluye las cordilleras submarinas de Carnegie, Cocos, Malpelo, Colón y Coiba. Los límites latitudinales de la provincia están entre 9°N y 3°S y los longitudinales entre 95°W y 81°W. Todas estas cordilleras submarinas son el producto de la interacción ininterrumpida entre el punto caliente de Galápagos y la dorsal Cocos-

Nazca, desde la ruptura de la Placa Farrallón hace aproximadamente 23 Ma (Schilling et al., 2003; Sinton et al., 2003; Werner et al., 2003; Christie et al., 2005). En este contexto, la Cordillera de Carnegie y las Islas Galápagos constituyen la traza de la actividad del Punto Caliente de Galápagos sobre la Placa Nazca durante los últimos 25 Ma (para una revisión detallada, remitirse a Sallares et al., 2009).

El objetivo de este artículo es el de presentar una visión global del conocimiento científico sobre el origen de las rocas basálticas de la Provincia Volcánica de Galápagos, basándose en una recopilación exhaustiva de los datos geoquímicos obtenidos en la Placa Nazca, las Islas Galápagos y la Cordillera de Carnegie. Sobre la base de las interpretaciones dadas por los diferentes autores, en este artículo se ha realizado un análisis de los datos composicionales de elementos mayores, trazas e isótopos, con el fin de caracterizar geoquímicamente cada unidad. Como resultado se propone un origen para cada una de las unidades de la Provincia Volcánica de Galápagos y se establecen relaciones genéticas entre los basaltos de la Cordillera de Carnegie y los de las Islas Galápagos.

2. Parámetros geoquímicos

La caracterización geoquímica de las rocas máficas se basa en la composición en elementos mayores, trazas e isótopos, parámetros que permiten entender los procesos de origen y de diferenciación de los magmas. Dado que los procesos de génesis de los magmas son propios de cada contexto geodinámico (dorsales, puntos calientes, etc.), la geoquímica constituye una herramienta muy valiosa para discriminar el ambiente geodinámico en que se han generado las rocas ígneas de las cuencas oceánicas. A continuación se describen brevemente los principales parámetros geoquímicos en los que se basa este análisis.

2.1 Elementos mayores

Los elementos mayores son aquellos cuyo contenido en la roca es superior al 0.1 %, y generalmente se expresan como óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , FeO , etc). Estos elementos entran en la estructura cristalina de los minerales, por lo que permiten asociar la composición química de los magmas con la de los minerales que en estos

cristalizan. Para entender su comportamiento se representan en los denominados Diagramas de Harker, que relacionan el porcentaje en peso (%) de un óxido con respecto al porcentaje en peso del sílice (SiO₂), el cual da cuenta de la diferenciación magmática. En una serie de rocas que comparten un origen común, los óxidos presentan correlaciones positivas o negativas bien definidas, que indican que los magmas han experimentado los mismos procesos petrogenéticos, tales como cristalización fraccionada, fusión parcial, mezcla de magmas o contaminación cortical.

2.2 Elementos traza

Los elementos traza son aquellos cuyo contenido en una roca es menor al 0.1 %. Dada su baja concentración, y al hecho de que no son constituyentes principales de los minerales, su comportamiento se estudia en base a la determinación de la afinidad que cada elemento tiene respecto a un mineral específico. Para ello se definen los denominados coeficientes de partición, que relacionan la concentración de un elemento en la fase líquida con la concentración en la fase sólida. Así, los elementos se clasifican en compatibles o incompatibles dependiendo de su fase preferencial. Los elementos que se concentran en la fase sólida (minerales) se consideran compatibles, mientras que aquellos que se concentran en la fase líquida (magma) se consideran incompatibles. Globalmente, se puede considerar que los elementos de gran radio iónico (LILE = Large Ion Lithophile Elements; K, Rb, Sr, Ba, U, Pb, Cs, Th), los elementos con alta carga (HFSE = High Field Strength Elements; Zr, Hf, Ti, Nb, Ta), y los elementos denominados tierras raras (REE = Rare Earth Elements), presentan generalmente un comportamiento incompatible. La incompatibilidad de las REE se reduce con el incremento del radio atómico. En consecuencia, las tierras raras ligeras (LREE, La, Ce, Pr, Nd, Pm) son más incompatibles que las tierras raras medianas (MREE; Sm, Eu, Gd, Tb, Dy), y éstas a su vez que las tierras raras pesadas (HREE; Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Por su parte, los metales de transición (Cr, Cu, Ni, V, Sc) se consideran elementos compatibles. Como consecuencia de este comportamiento geoquímico, los LILE, HFSE, y REE son extremadamente sensibles a los procesos petrogenéticos de génesis de los magmas, mientras que los elementos compatibles son útiles para entender los procesos de cristalización fraccionada.

2.3 Relaciones isotópicas

Dos átomos de un mismo elemento se consideran isótopos cuando teniendo el mismo número atómico, es decir, el mismo número de protones en su núcleo, poseen distinto número másico, es decir, distinto número de neutrones en el núcleo. Las relaciones (o proporciones) isotópicas de un elemento son fundamentales para la definición de las fuentes de los magmas y la comprensión de los procesos de mezcla y contaminación, debido a que estas relaciones no cambian durante los procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada. Cuando las muestras son demasiado antiguas, es necesario realizar una corrección de edad que permita comparar la composición isotópica inicial entre las rocas. Con el paso del tiempo, los geoquímicos utilizan una gama cada vez más importante de razones isotópicas como marcadores de los procesos petrogenéticos, sin embargo las razones isotópicas más utilizadas son las de Sr, Nd y Pb ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$, $143\text{Nd}/144\text{Nd}$, $208\text{Pb}/204\text{Pb}$, $207\text{Pb}/204\text{Pb}$, $206\text{Pb}/204\text{Pb}$).

3. Características geoquímicas de los diferentes ambientes magmáticos oceánicos

3.1 Dorsales

Los magmas generados en las dorsales meso-oceánicas, denominados generalmente MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts), son principalmente basaltos toleíticos, aunque también pueden aparecer subordinadamente términos diferenciados más silíceos (Wilson, 1989; Sinton y Detrick, 1992; Batiza y Niu, 1992). Los bajos contenidos en MgO de algunos MORB es un indicador que se trata de magmas diferenciados. De hecho, los procesos de fraccionación en sistema abierto son muy activos en las cámaras magmáticas que se encuentran bajo los ejes de las dorsales (Klein y Langmuir, 1987; Sinton y Detrick, 1992). En términos de los elementos mayores, resulta muy difícil discriminar los MORB de los basaltos de otros ambientes, como las islas oceánicas. Debido a esto, los elementos en trazas y las razones isotópicas son esenciales para la caracterización de los magmas de cada ambiente geodinámico.

En base a la geoquímica se puede distinguir dos tipos de MORB. Los normales o empobrecidos (N-MORB) se caracterizan por presentar bajas concentraciones en la mayoría

de elementos incompatibles (Wilson, 1989; Hofmann, 1988; White, 1997), tales como los LILE, LREE y HFSE. La composición isotópica de Sr-Nd-Pb de los N-MORB es bastante homogénea, excepto cuando han experimentado una alteración hidrotermal de fondo oceánico, la cual puede elevar la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ (Teagle y Alt, 2004). Estas características geoquímicas indican que la fuente de los N-MORB es el manto superior empobrecido e isotópicamente homogéneo (Hofmann, 1988). Por su parte, los basaltos enriquecidos (E-MORB) se caracterizan por una mayor concentración de elementos incompatibles, con respecto a los N-MORB (Wilson, 1989; White, 1997). En diagramas de tierras raras normalizados respecto a la condrita, los E-MORB presentan típicamente espectros planos (Fig. 1a), relacionados con un variable enriquecimiento de las LREE respecto a las MREE y HREE. Al igual que para los elementos incompatibles, las relaciones isotópicas Sr-Nd de los E-MORB, presentan valores intermedios entre los N-MORB y los basaltos de islas oceánicas (OIB = Oceanic Island Basalt). Estas características intermedias entre N-MORB y OIB han sido atribuidas a la interacción entre una pluma mantélica y una dorsal meso-oceánica. Así, los E-MORB pueden incorporar una fuente mantélica más profunda, enriquecida e isotópicamente heterogénea, probablemente similar a la de los OIB (Wilson, 1989; White, 1997).

3.2 Islas y mesetas oceánicas

Los magmas de este contexto geodinámico presentan un rango composicional más amplio que en las dorsales (Fig. 1b). Los basaltos de islas oceánicas (OIB) se agrupan en dos series magmáticas distintas, que varían desde basaltos toleíticos (OIT = Oceanic Island Tholeiite) hasta composiciones alcalinas (OIA = Oceanic Island Alkaline). La diferenciación magmática puede ser muy importante en este contexto geodinámico, pudiendo encontrar en función del contenido en SiO_2 desde basaltos hasta traquitas y riolitas muy diferenciadas, como en el Volcán Alcedo en las Islas Galápagos (Geist et al., 1995). Comparados con los MORB, los OIB están enriquecidos en TiO_2 y K_2O , y empobrecidos en Al_2O_3 . Los OIB están además enriquecidos en LILE, HFSE y LREE, presentando típicamente patrones de REE muy fraccionados (Fig. 1a). Globalmente, la composición isotópica de los OIB es más radiogénica en Sr y Nd, con mayores valores de la relación $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ y menores

de la relación $143\text{Nd}/144\text{Nd}$. Las relaciones isotópicas de Pb también son más altas que para los MORB, especialmente las razones $207\text{Pb}/204\text{Pb}$ y $206\text{Pb}/204\text{Pb}$.

La composición isotópica de Sr-Nd-Pb de los OIB indica una fuente mantélica heterogénea. En efecto gracias a estudios geoquímicos efectuados en rocas de diferentes puntos calientes, se han identificado cuatro polos o miembros finales de composiciones diferentes (Zindler y Hart, 1986; Hart et al., 1992; Stracke et al., 2005). La mayor parte de los datos isotópicos de los OIB se ubican dentro de un tetraedro definido por los siguientes polos (Fig. 1b): (1) un manto empobrecido (DM = Depleted Mantle); (2) un manto enriquecido I (EMI = Enriched Mantle I); (3) un manto enriquecido II (EMII = Enriched Mantle II); y (4) un componente HIMU (acrónimo de HIgh-m), típico de los basaltos con relaciones $206\text{Pb}/204\text{Pb}$ elevadas. En este diagrama tridimensional, la mayor parte de los OIB forman campos isotópicos elongados, algunos de los cuales parecen apuntar a un quinto componente hacia la base del tetraedro (arista DM-HIMU). Este quinto componente ha sido definido como FOZO (FOcal ZONE) por Hart et al. (1992), quienes sugieren que este componente corresponde a la composición isotópica del manto inferior y que las plumas mantélicas que se elevan desde el límite manto-núcleo incorporan el material del manto inferior al atravesarlo. Farley et al. (1992) proponen un concepto similar definiendo un componente adicional llamado "PHEM", mientras que Hanan y Graham (1996) denominan "C" a este componente que representa teóricamente la composición del manto inferior.

El componente DM corresponde al manto superior empobrecido por la extracción frecuente de magmas en las dorsales, y que constituye la fuente de los MORB (Hofmann, 1988). Al contrario, los polos EMI y EMII representan dos miembros finales enriquecidos, relacionados a la incorporación, gracias al proceso de subducción, de sedimentos pelágicos (EMI) y de sedimentos detríticos derivados de la corteza continental (EMII). Finalmente, existe un fuerte debate en relación al origen del componente enriquecido HIMU, que puede ser consecuencia de la incorporación al manto de la litósfera oceánica vía subducción (Hofmann y White, 1982), o de litósfera subcontinental vía procesos de delaminación (McKenzie y O'Nions, 1983).

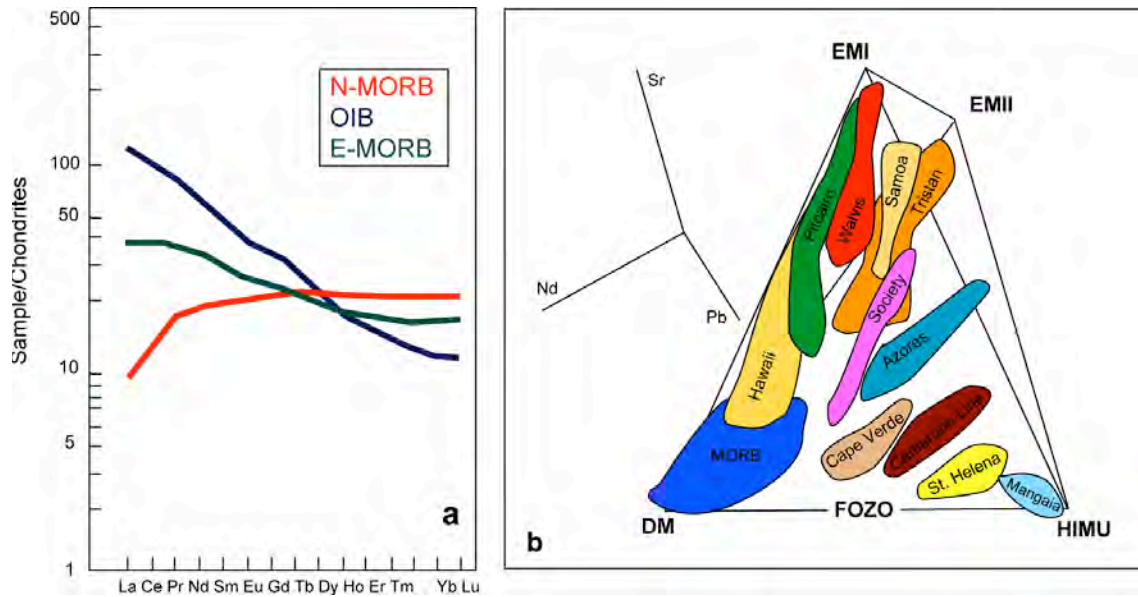


Figura 1. (a) Diagrama de REE normalizado respecto a la condrita, en el que se muestran las composiciones promedio para los N-MORB, E-MORB y OIB (Sun y McDonough, 1989). (b) Tetraedro de componentes mantélicos de los OIB (modificado de White, 1997).

4. Estudios geoquímicos sobre la Provincia Volcánica de Galápagos

4.1 La Placa Nazca (PN)

La corteza oceánica de la Placa Nazca se generó en la Dorsal Cocos-Nazca (DCN). La interacción del punto caliente de Galápagos con la dorsal es responsable de la amplia variedad de composiciones que se dan a lo largo de la DCN, las cuales varían principalmente entre N-MORB y E-MORB (Cushman et al., 2004; Christie et al., 2005). En base a la relación K/Ti, las lavas de la parte oriental de la DCN han sido clasificadas generalmente como N-MORB ($K/Ti < 0.09$), aunque también existen

subordinadamente composiciones de tipo E-MORB ($K/Ti > 0.15$), e incluso términos transicionales (T-MORB, $0.09 < K/Ti < 0.15$; Cushman et al., 2004; Christie et al., 2005). Las composiciones de tipo E-MORB son las más cercanas al punto caliente de Galápagos, mientras que los T-MORB se encuentran a distancias intermedias y las lavas más lejanas al punto caliente son N-MORB. Esta gradación composicional ha sido interpretada como un incremento de la heterogeneidad de la fuente, consecuencia de la progresiva mayor contribución térmica y composicional desde el punto caliente hacia la dorsal (Schilling et al., 1982, 2003; Verma y Schilling, 1982; Verma et al., 1983; Ito y Lin, 1995; Schilling, 1991; Canales et al., 1997).

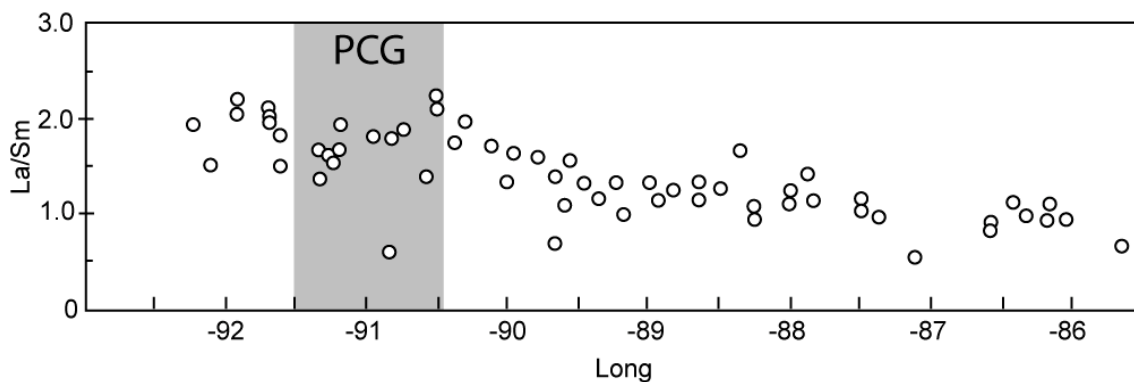


Figura 2. Variación de la relación La/Sm en función de la latitud para las muestras de la dorsal Cocos-Nazca (modificado de Christie et al., 2005). PCG = Punto Caliente de Galápagos.

En términos de su evolución composicional, las lavas de la parte oriental de la DCN son predominantemente ferrobasaltos ($\text{FeO} > 12\%$) y basaltos ferrotitanados ($\text{FeO} > 12\%$ y $\text{TiO}_2 > 2\%$), los cuales probablemente representen términos diferenciados, producidos por procesos de cristalización fraccionada (Perfit y Fornari, 1983). En los diagramas de REE normalizados respecto a la condrita (Sun y McDonough, 1989), la mayor parte de las muestras exhiben un espectro empobrecido típico de N-MORB, aunque también se observan espectros planos y medianamente fraccionados, típicos de E-MORB, particularmente en las muestras cercanas al punto caliente (Christie et al., 2005). El mayor enriquecimiento de los magmas queda también visualizado por las relaciones LREE/HREE y LREE/MREE (i.e. La/Sm, Fig. 2), las cuales son más elevadas conforme disminuye la distancia a la pluma (Christie et al., 2005).

Isotópicamente, los basaltos y los términos más evolucionados de la DCN presentan relaciones de Sr y Pb relativamente bajas, y valores altos de la relación isotópica de Nd. Los valores de estas relaciones, próximas al polo DM, sugieren que la fuente de estos magmas fue el manto superior empobrecido.

4.2 Las Islas Galápagos (IG)

En base a estudios geoquímicos regionales, varios autores han demostrado que las lavas de las Islas Galápagos muestran un amplio rango de composiciones, desde enriquecidas y radiogénicas de tipo OIB, hasta composiciones empobrecidas y poco radiogénicas de tipo MORB (Geist et al., 1988; White et al., 1993; Geist et al., 1998; Harpp y White, 2001; Blichert-Toft y White, 2001). Además, estos autores señalan que las composiciones enriquecidas ocurren en los sectores oeste y sur del archipiélago (e.g., Isla Floreana, Geist et al., 1988; White et al., 1993), mientras que en la parte Centro y Norte las composiciones son casi indistinguibles de las rocas de una dorsal (e.g., Isla Genovesa, Harpp et al., 2003). Las variaciones espacial en forma de herradura de la composición química de los magmas (Fig. 3), ha sido atribuida a una anomalía térmica heterogénea, producida por la interacción entre una pluma mantélica ascendente y el manto circundante. Geist et al. (1988) atribuyen esta distribución composicional a la incorporación de la astenósfera hacia el centro de

la pluma ascendente. En efecto, los experimentos de Richards y Griffiths (1989), demuestran que una incorporación pasiva de manto empobrecido puede darse si la pluma está sujeta a fuerzas de cizalla causadas por el movimiento de la placa sobreyacente. Como consecuencia de este proceso, se incorpora manto empobrecido en la parte central de la pluma, la cual queda rodeada por material enriquecido hacia los bordes.

Las variaciones en elementos traza y de las relaciones isotópicas observadas en las IG puede explicarse por la incorporación de cuatro fuentes mantélicas diferentes (White et al., 1993; Harpp y White, 2001; Blichert-Toft y White, 2001): (1) una fuente mantélica relativamente enriquecida tipo pluma (PLUME); (2) una fuente empobrecida correspondiente al manto superior (DUM); (3) una fuente enriquecida en incompatibles, posiblemente de origen metasomático, cuya relación con la pluma es incierta y que está representada por las lavas de la Isla Floreana (FLO); y (4) un componente que se caracteriza por sus elevadas razones isotópicas de Pb (WD), típico de las lavas de las islas Wolf y Darwin. Tres de estos componentes pueden ser intrínsecos a la pluma (PLUME, FLO, WD), mientras que el cuarto corresponde a una fuente más empobrecida de tipo N-MORB (Harpp y White, 2001).

Al igual que en la mayoría de los datos de OIB, tres de los miembros finales para las Islas Galápagos (DUM, PLUME y WD) están contenidos dentro del plano DM-HIMU-EMI del tetraedro antes mencionado (Hart et al., 1992) (Fig. 4). El polo DUM se encuentra cerca de la esquina del polo del manto empobrecido (DM). Ninguno de los otros polos definidos por Harpp y White (2001) corresponden con los reservorios mantélicos definidos por Zindler y Hart (1986). El polo PLUME se encuentra en la cara DM-HIMU-EMI y WD está cerca de la junta DM-HIMU. El polo enriquecido FLO está en el tetraedro apuntando hacia HIMU, en el borde HIMU--EMI.

4.3 La Cordillera de Carnegie (CC)

Entre los estudios que tratan sobre esta cordillera submarina destaca el de Harpp y White (2001), en el que se estudian muestras dragadas en los montes submarinos de la plataforma de Galápagos, situados en la parte occidental de la cordillera, y el trabajo de Harpp et al. (2005)

localizado en la parte oriental de la misma. Al igual que para las muestras de las Islas Galápagos, los basaltos de la parte occidental de la CC muestran un patrón de variación de elementos traza y de relaciones isotópicas en forma de herradura abierta hacia el Este. Estos resultados confirman que la diversidad geoquímica en las Islas Galápagos y la Cordillera de Carnegie necesitan de la intervención de los cuatro polos composicionales previamente mencionados (PLUME, FLO, WD y DUM). Sin embargo, el componente PLUME parece ser el dominante y corresponde globalmente con el componente "C", es decir con una composición teórica del manto inferior, de los reservorios mantélicos identificados por Hanan y Graham (1996).

Las lavas muestreadas en la parte oriental de la CC son principalmente basaltos toleíticos con composiciones entre N-MORB y OIB. Pese a que las lavas siguen una tendencia de diferenciación coherente (Figs. 6,7,8), la heterogeneidad de las relaciones isotópicas excluye una relación simple por procesos de cristalización fraccionada o de fusión parcial a partir de una fuente única.

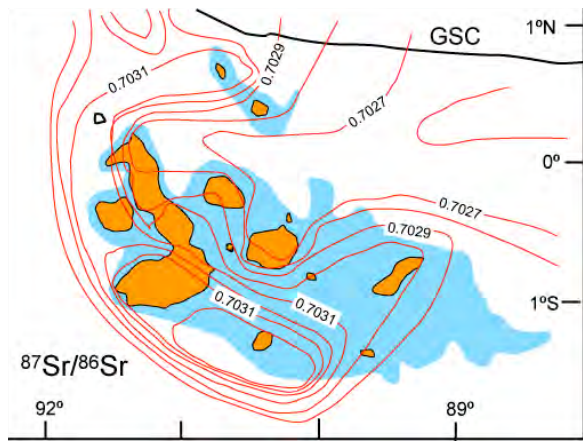


Figura 3. Patrón de variación geográfica de la relación isotópica de Sr en las Islas Galápagos (modificado de Harpp y White, 2001).

Las lavas más empobrecidas, que representan corteza oceánica normal aparecen en los flancos de la CC; mientras que las lavas más enriquecidas, similares a las observadas en las Islas Galápagos han sido muestreadas en la cresta de la cordillera. Adicionalmente, Harpp et al. (2005) han puesto en evidencia un aumento en la concentración de elementos incompatibles y en el carácter radiogénico de las rocas hacia el Este de la cordillera.

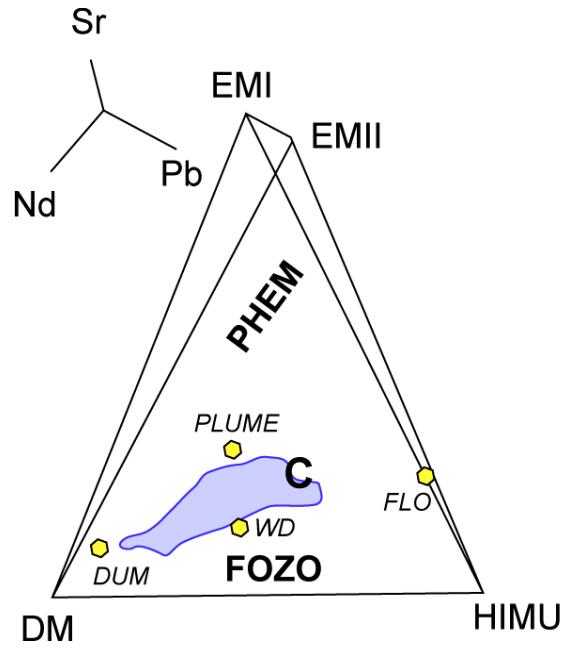


Figura 4. Reservorios mantélicos en el tetraedro de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵNd , y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Hart et al., 1992). Los hexágonos amarillos representan los miembros finales definidos para las Islas Galápagos por Harpp y White (2001). El campo azul representa el rango composicional de los basaltos de las IG. PHEM, C y FOZO representan las composiciones hipotéticas del manto inferior (Farley et al., 1992; Hanan y Graham, 1996; Hart et al., 1992). Modificado de Harpp y White (2001).

5. Datos geoquímicos

Los trabajos publicados sobre esta región en los últimos años, así como los datos del ODP (Ocean Drilling Project), del DSDP (Deep Sea Drilling Project) y de otras expediciones científicas, han permitido recopilar una base de datos que incluye 1922 muestras con análisis de elementos mayores y/o trazas y/o relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb. La localización de los puntos de muestreo se muestra en la Figura 5. Para este estudio se han tomado en cuenta tanto los datos de análisis de roca total como de la matriz vítrea de las rocas.

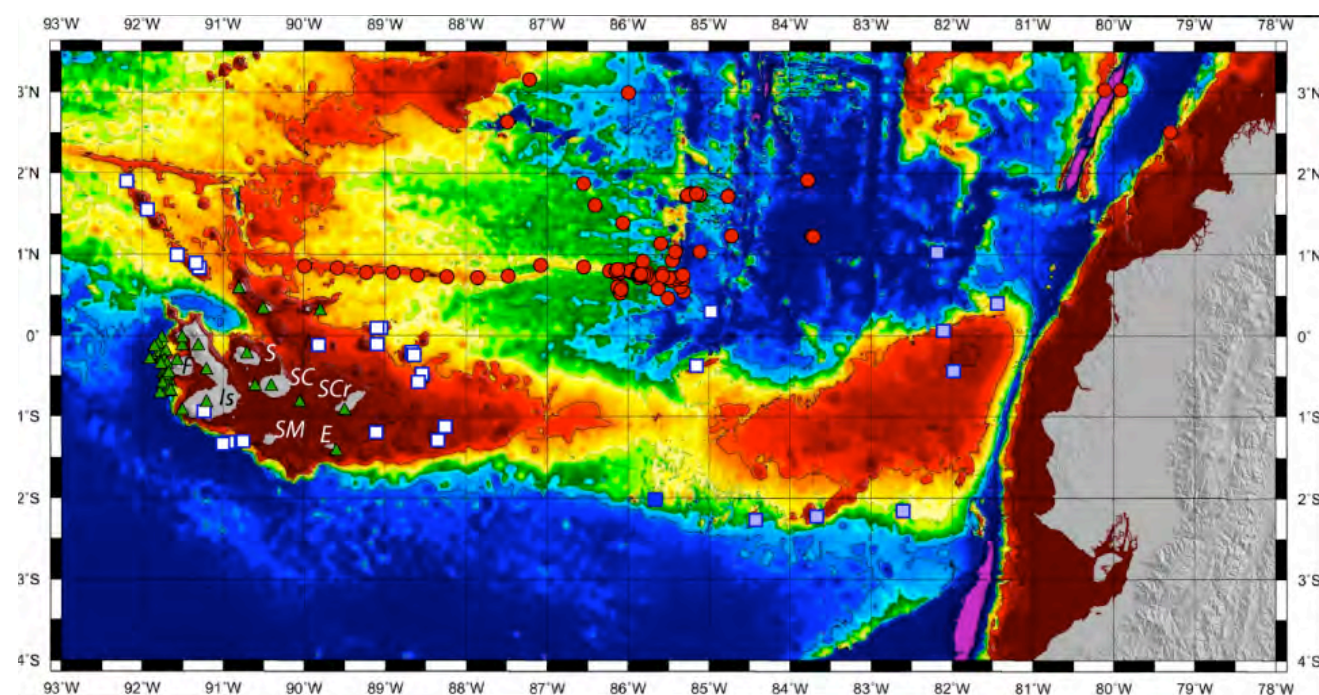
5.1 La Placa Nazca (PN)

Los datos para la Placa Nazca se han obtenido de la base de datos en línea del ODP (<http://www.deepseadrilling.org/>), que incluye análisis de rocas situadas al norte de la Cordillera de Carnegie (Fig. 5). Los dragados se han efectuado principalmente en el segmento oriental del eje de la Dorsal Cocos-Nazca, en la parte central de la cuenca formada entre las

Cordilleras de Carnegie y de Cocos. Algunas muestras han sido tomadas en uno de los sectores más antiguos de la placa, frente a la costa Norte del Ecuador (IRD, datos inéditos; AMADEUS Cruise). Las muestras han sido recolectadas durante varias expediciones ODP (Legs 54, 68, 69, 70, 83, 111, 137, 140 y 148) y los cruceros científicos DESTEIGUER41, COCOTOW, PLEIADES, AMADEUS, SONNE CRUISE SO 158, GEOMETEP 1 y 3, y el muestreo ALVIN. La mayor parte de las muestras han sido analizadas para elementos mayores, algunas para elementos en trazas y pocas para relaciones isotópicas. En base a su homogeneidad y coherencia, un total de 1548 análisis fueron seleccionados para el presente trabajo, correspondiendo a 987 análisis de roca total y 561 de vidrios.

5.2 Las Islas Galápagos (IG)

Los datos para las Islas Galápagos proceden de cuatro fuentes diferentes. La primera es el trabajo de White et al. (1993), que presenta una base de datos bastante completa incluyendo elementos mayores, trazas e isótopos de Sr, Nd y Pb, para una gran parte de las islas (Darwin, Española, Fernandina, Isabela, Marchena, Pinta, Pinzón, Rábida, San Cristóbal, Santa Cruz, Santa Fe, Santiago, Genovesa y Wolf). Los otros trabajos son los de Harpp et al. (2003); Geist et al. (2002); Geist et al. (2006), que presentan bases de datos completas respectivamente para Genovesa, el volcán Ecuador y Fernandina. White et al. (1993); Geist et al. (2002, 2006) han publicado 91 análisis de roca total mientras que Harpp et al. (2003) presenta 16 análisis de vidrios.



Leyenda

- Placa Nazca
- ▲ Islas Galápagos
- Cordillera de Carnegie (montes orientales)
- Cordillera de Carnegie (montes occidentales)
- Cordillera de Carnegie (depresión central)

Figura 5. Distribución geográfica de las muestras estudiadas. F= Fernandina, Is= Isabela, SC= Santa Cruz, S= Santiago, SM= Santa María, E= Española, SCr= San Cristóbal.

5.3 La Cordillera de Carnegie (CC)

Los datos para la Cordillera de Carnegie han sido recopilados a partir de tres fuentes diferentes (Christie, 2004; Harpp y White, 2001; Harpp et al., 2005), que incluyen análisis de elementos mayores, trazas e isótopos de Sr, Nd y Pb para las muestras recuperadas en el Crucero PLUME-02. Un total de 266 análisis están incluidos en la base de datos, 256 de los cuales corresponden a análisis de vidrio (GL) y 10 a roca total (WR). Las muestras incluidas en esta sección provienen de la plataforma Este y Oeste de las Islas Galápagos, de los montes submarinos ubicados en el lineamiento Wolf-Darwin y algunas muestras tomadas en el segmento oriental, el más antiguo de la CC, a pocos kilómetros de la línea de costa Fig. 5). Todas las muestras de la CC han sido consideradas como un único grupo, independientemente de su localización geográfica, ya que todas ellas presentan características geoquímicas muy similares.

6. Características geoquímicas

6.1 Elementos mayores

La Figura 6 muestra un conjunto de diagramas de Harker usando el MgO como un indicador de los procesos de diferenciación (cristalización fraccionada, asimilación, mezcla de magmas). Es importante resaltar que no se observan diferencias entre los análisis de vidrio y los de roca total. Esto se debe a que las lavas basálticas son generalmente pobres en fenocristales y, en consecuencia, constituyen la composición de un fundido con mínimos efectos de la acumulación cristalina. Por esta razón, en el análisis subsecuente se ha considerado los análisis de roca total y de vidrio conjuntamente.

Para las muestras de la Placa Nazca se observa una clara correlación positiva entre el MgO y los óxidos de Al_2O_3 y CaO, es decir, el contenido de ambos óxidos disminuye durante la diferenciación magmática, reflejada por la disminución progresiva del contenido en MgO. Al contrario, se observa una correlación negativa para el SiO_2 , K_2O y Na_2O , que se acentúa en los términos más evolucionados ($MgO < 5\%$), como consecuencia de los procesos de diferenciación.

Para el TiO_2 , la línea de evolución muestra una clara inflexión para un contenido de 4,5% en MgO, a partir del cual desciende mostrando una correlación negativa. En conjunto, las muestras de la Placa Nazca definen una línea continua desde composiciones basálticas (46-48% SiO_2 , 11-12% MgO) hasta las más diferenciadas de composición riódacítica (65% SiO_2 , 1-2% MgO). No obstante, como es común para las lavas oceánicas, la mayor parte de las muestras corresponden a basaltos (46-52% SiO_2 , 6-10% MgO).

Por el contrario, las muestras de las Islas Galápagos, muestran una línea evolutiva más difusa desde contenidos más restringidos en SiO_2 de 48% y MgO de 14% hasta las muestras más diferenciadas con 50-52% en SiO_2 y 5-6% en MgO. Para un contenido de MgO similar, las muestras de las IG muestran mayores contenidos de K_2O , Na_2O , y TiO_2 que las muestras de la PN. No se observan correlaciones muy marcadas entre los elementos mayores para las muestras de las IG, probablemente debido a que estamos considerando rocas de diferentes islas, correspondientes a sistemas magmáticos diferentes. Cabe notar sin embargo, que las muestra de las IG muestran valores comparativamente más altos en TiO_2 que las rocas de la PN.

Las muestras de la Cordillera de Carnegie también están restringidas a composiciones de basaltos y definen una línea de evolución difusa que recubre los campos definidos por las muestras de la PN e IG. Una diferencia se puede observar entre las muestras de CC sensus stricto y los montes submarinos de la plataforma de Galápagos, especialmente en los contenidos de Na_2O y TiO_2 . Las primeras muestran un ligero enriquecimiento en los elementos mayores para similares contenidos en MgO, respecto a los montes submarinos de la plataforma de Galápagos.

Aunque en base a los elementos mayores no se puede hacer una clara distinción entre los basaltos de la PN, IG y CC, las muestras de las IG y CC presentan una dispersión importante, mientras que las muestras de la PN muestran una clara línea de diferenciación con marcadas correlaciones en los Diagramas de Harker.

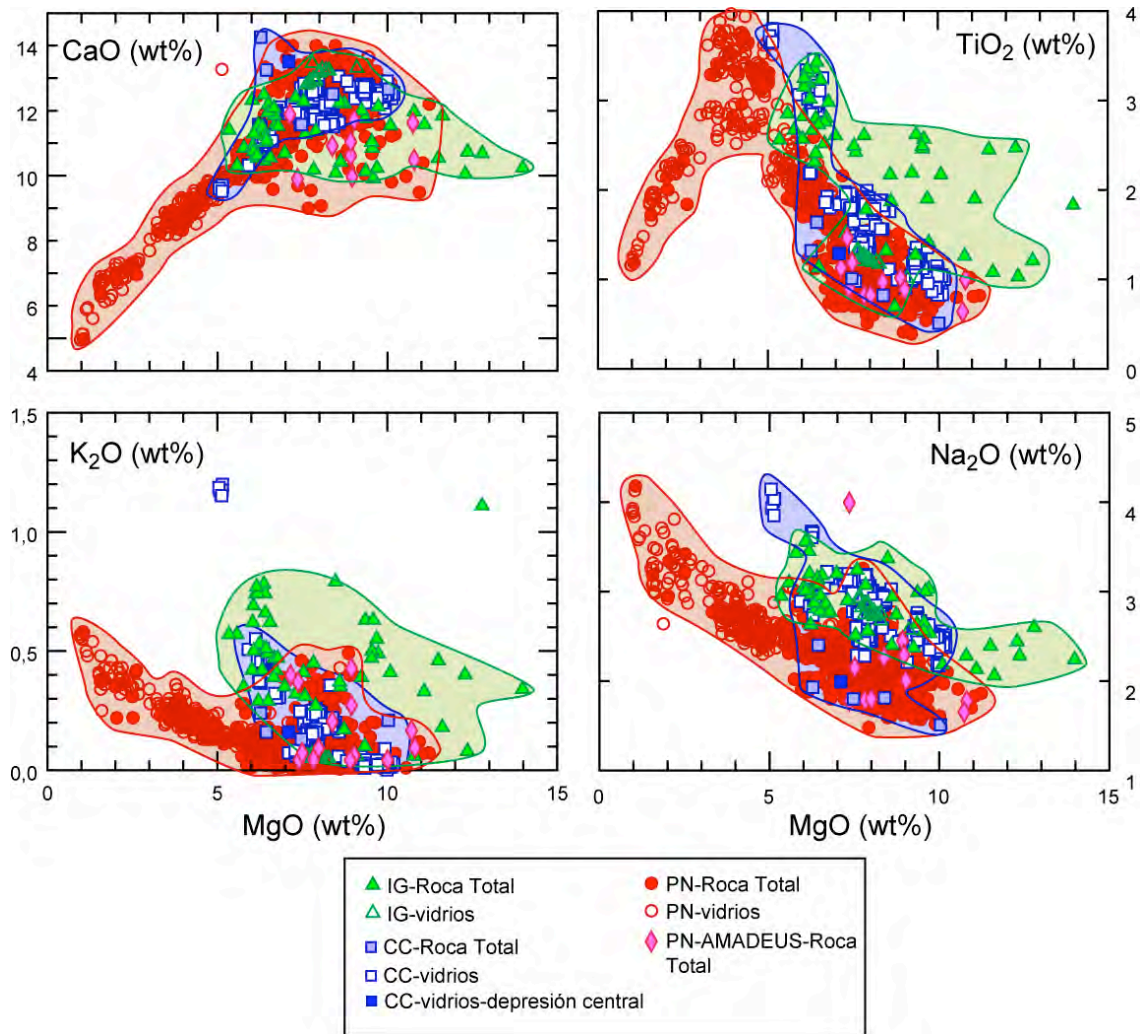


Figura 6. Diagramas de Harker para óxidos mayores, usando como índice de diferenciación el porcentaje de MgO.

6.2 Elementos traza

Los diagramas de variación de las muestra de la PN (Fig. 7) muestran buenas correlaciones para la mayoría de los elementos incompatibles (La, Ba, Zr, Nb e Yb). Al contrario, las muestras de las IG muestran una mayor dispersión, especialmente para el La, Sr, Ba y Nb. Para un contenido similar en MgO, las muestras de las IG tienen contenidos mayores en la mayoría de los elementos incompatibles, particularmente en Sr, Ba, Rb, Nb y La, mientras que los contenidos de HREE (Yb) en las muestras de las IG definen una tendencia plana. Las muestras de la CC presentan contenidos intermedios entre PN e IG, especialmente para el Sr, Rb, La y Ba. Estas diferencias pueden ser resaltadas, al representar los contenidos de un elemento traza frente a un elemento incompatible como índice de diferenciación, como por el

ejemplo el La (Fig. 8). En esta figura se observan dos líneas de evolución. Por un lado las muestras de la PN definen una correlación positiva con el Zr o el Yb, mientras que las muestras de las IG definen una tendencia plana. Por otro lado, para algunos elementos (e.g. Sr o Nb), las lavas de las IG tienen mayores concentraciones que las muestras de la PN. Es evidente además que las muestras de CC siguen una tendencia similar que las de las IG, indicando un origen o procesos evolutivos similares. De igual forma, estas diferencias se observan cuando se representan gráficamente las relaciones de elementos trazas frente al La (Fig. 9). Adicionalmente, en esta figura se aprecia que las relaciones La/Sm, Zr/Yb y Sm/Yb son ligeramente mayores para las lavas de las IG, sugiriendo una fuente más enriquecida, un menor grado de fusión parcial, y la presencia de granate en la fuente mantélica, respectivamente.

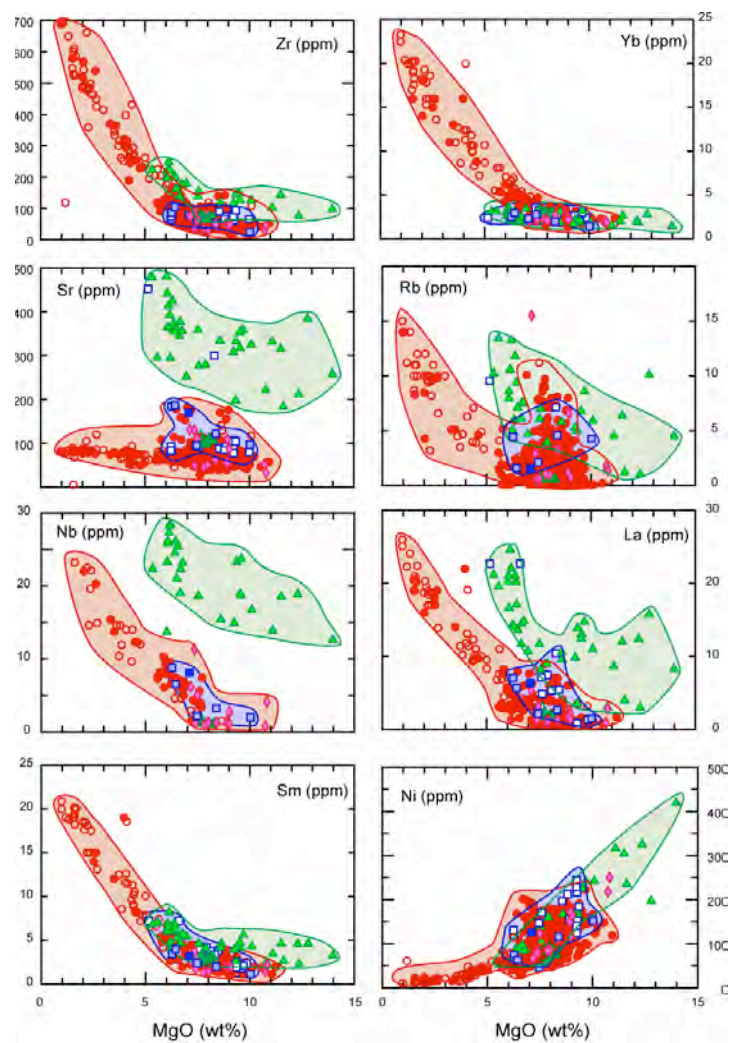


Figura 7. Contenidos de elementos traza versus % MgO.

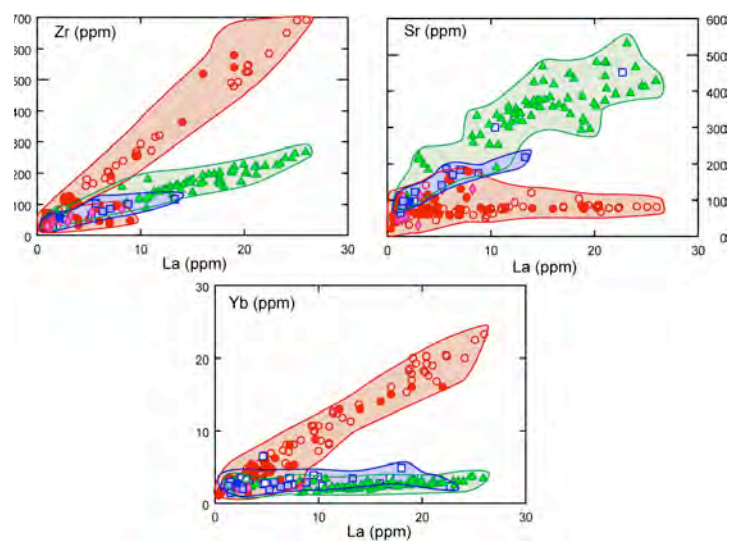


Figura 8. Contenidos de elementos incompatibles (Zr, Yb, Sr) versus La (símbolos iguales que en la Fig. 6).

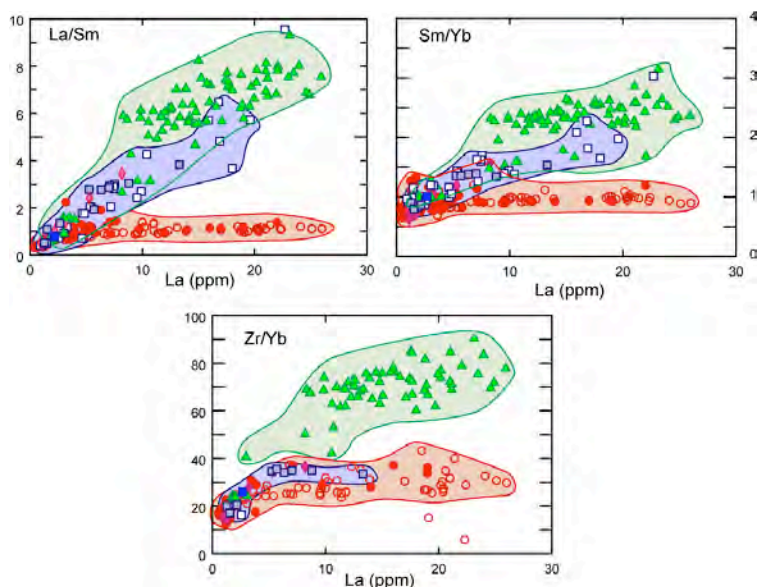


Figura 9. Relaciones de elementos trazaversus La (símbolos iguales que en la Fig. 6).

6.3 Isótopos de Sr-Nd-Pb

Todas las muestras estudiadas presentan una tendencia evolutiva similar en los diagramas isotópicos convencionales de la Figura 10. Sin embargo, en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, las muestras de las IG presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

mayores y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ menores respecto a las muestras de la PN, sugiriendo una fuente más enriquecida. Por su parte, las muestras de la CC cubren gran parte del rango composicional de la PN e IG. Un patrón similar se observa en los diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

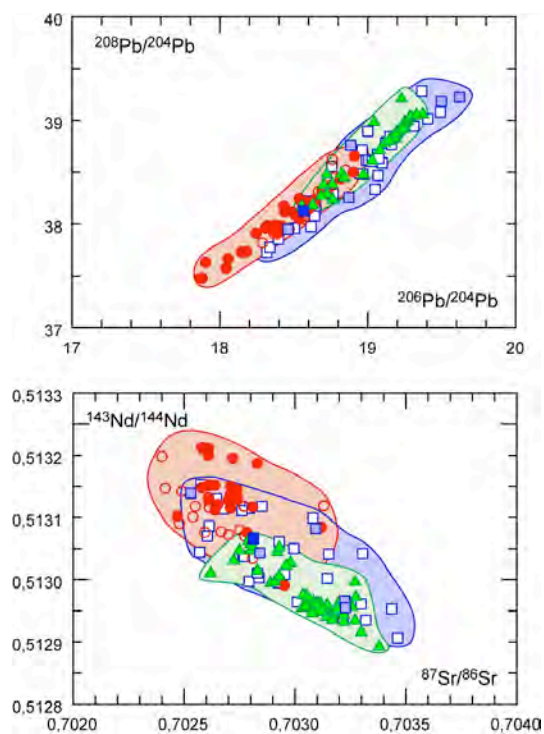


Figura 10. Diagramas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras de NP, IG y CC (símbolos iguales que en la Fig. 6).

7. Petrogénesis de los magmas de la Placa Nazca, de las Islas Galápagos y de la Cordillera de Carnegie

7.1 Afinidad Geoquímica

Las concentraciones de ciertos elementos traza en las rocas ígneas se pueden utilizar para discriminar entre diferentes ambientes geodinámicos de formación de los magmas. El diagrama triangular Ce_N - Sr_N - Sm_N (Ikeda,

1990), es particularmente útil para nuestro conjunto de datos. En este diagrama (Fig. 11), los basaltos de la PN se ubican en el campo de los N-MORB, mientras que las muestras de las IG cubren los campos composicionales de OIT, OIA y E-MORB. Es interesante ver como las muestras de la CC, pese a su dispersión, caen en los campos de N-MORB, E-MORB y OIT. Las composiciones enriquecidas de la CC muestran claramente un origen relacionado con la pluma de Galápagos.

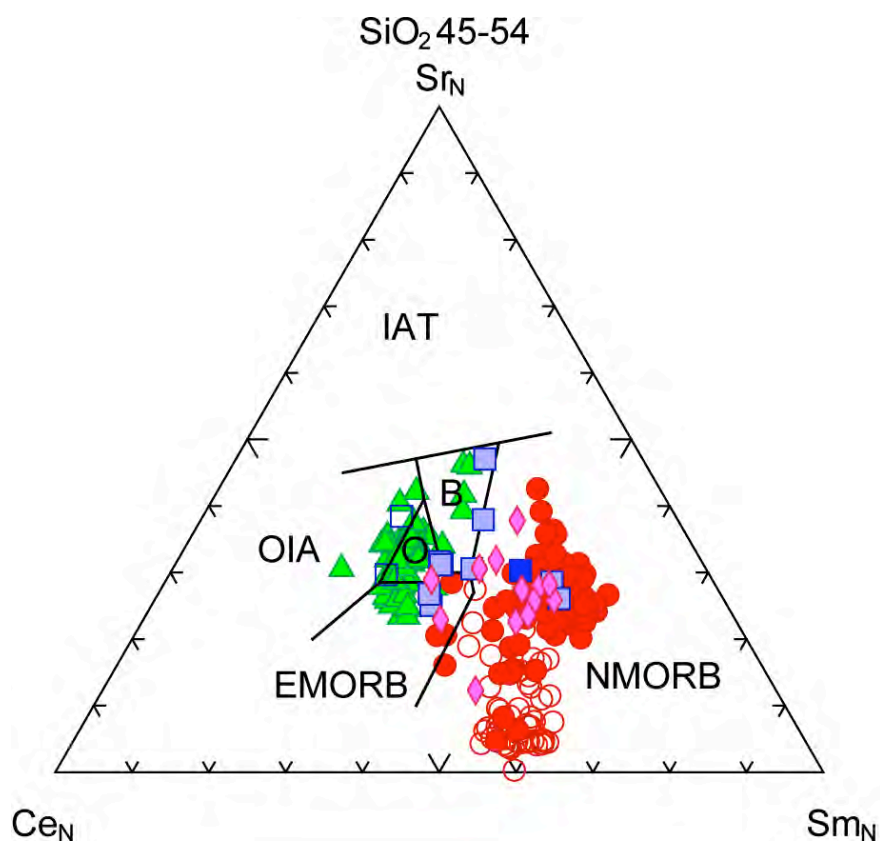


Figura 11. Diagrama Triangular Ce_N - Sr_N - Sm_N (Ikeda, 1990). IAT= Island Arc Tholeiite, OIA= Oceanic Island Basalt, EMORB= Enriched Mid Ocean Ridge Basalt, B= Back arc basin basalt, O= Ocean Island Tholeiite, NMORB= Normal Mid Ocean Ridge Basalt (símbolos iguales que en la Fig. 6).

Las diferencias en el contenido de elementos traza entre las tres unidades se observan claramente en el diagrama $(La/Sm)_N$ versus $(Sm/Yb)_N$ (Fig. 12). Las muestras de la PN tienen valores bajos y relativamente homogéneos de estas relaciones, mientras que las muestras de las IG presentan valores más altos y variables. Las muestras de la CC definen un rango de variación importante, uniendo el campo empobrecido de la PN con el enriquecido de las IG, manifestando

nuevamente su carácter composicionalmente variable y transicional. En este diagrama se ve claramente el vínculo entre las lavas de CC y las de IG, que siguen la misma tendencia evolutiva. Por otro lado, los basaltos de PN forman una nube alrededor de la composición del DM, indicando una fuente mantélica empobrecida. Estos basaltos no presentan ninguna línea de evolución, siendo claramente diferentes de los basaltos de las IG y CC.

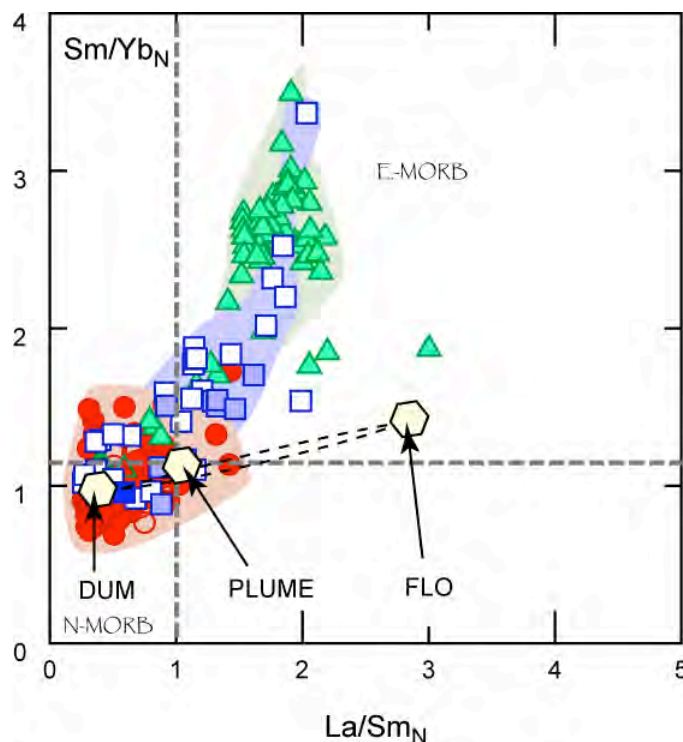


Figura 12. Diagrama $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ versus $(\text{La}/\text{Sm})_N$. Los valores de normalización se refieren a la condrita (Sun y McDonough, 1989) (símbolos iguales que en la Fig. 6).

7.2 Fuentes Mantélicas

Las razones isotópicas de Sr-Nd-Pb y el análisis de componentes mantélicos de Harpp y White (2001), permiten confirmar las diferencias entre las tres unidades estudiadas (Fig. 13). Las composiciones de la PN sugieren una fuente dominante de tipo manto superior empobrecido (DUM), con una participación menor de los polos PLUME, WD y FLO, especialmente para las muestras más cercanas a la pluma de Galápagos (Christie et al., 2005). Las muestras de IG, en cambio, indican la intervención dominante de tres polos principales (DUM, PLUME y WD) con una participación menor del polo FLO. Finalmente, las muestras de CC presentan un amplio rango de composiciones isotópicas que requiere la intervención de los cuatro componentes. Esta variabilidad de las muestras de la CC podría reflejar los diferentes grados de interacción entre la dorsal de Cocos-Nazca y la pluma de Galápagos a lo largo del tiempo. Se puede inferir que cuando la dorsal está más cercano a la pluma, la impronta geoquímica de ésta se diluye, produciendo magmas con una composición geoquímica más empobrecida y referible a las muestras de la CC que se ubican en los diagramas cerca del polo DUM. Lo contrario sucederá cuando la dorsal se aleja de la pluma, produciéndose magmas con características

geoquímicas enriquecidas de tipo PLUME, FLO y WD, que corresponden con las muestras de la CC situadas cerca del campo composicional de las IG. Una correlación temporal entre las características geoquímicas de las cordilleras de Carnegie, Cocos y Malpelo, podría ser establecida a fin de comprender mejor las interacciones dorsal-punto caliente. Sin embargo, se requiere un muestreo representativo y adecuado en las tres cordilleras, actualmente no disponible.

Los polos definidos por Harpp y White (2001) pueden ser relacionados con los reservorios mantélicos clásicos (Zindler y Hart, 1986; Hart et al., 1992; Farley et al., 1992; Hanan y Graham, 1996; Stracke et al., 2005). El DUM es indistinguible del típico DM o manto superior empobrecido; PLUME corresponde ampliamente al componente "C" definido por Hanan y Graham (1996), que representaría el manto inferior enriquecido en $^3\text{He}/^4\text{He}$. Los polos FLO y WD se relacionan más difícilmente con los reservorios mantélicos clásicos, sin embargo, el primero representa un reservorio enriquecido en LILE, mientras el segundo se distingue de PLUME y DUM gracias a las razones isotópicas de Pb. Esto indica que ambos, FLO y WD, son en realidad reservorios enriquecidos que pueden corresponder a reservorios mantélicos tipo EMI, EMII o HIMU.

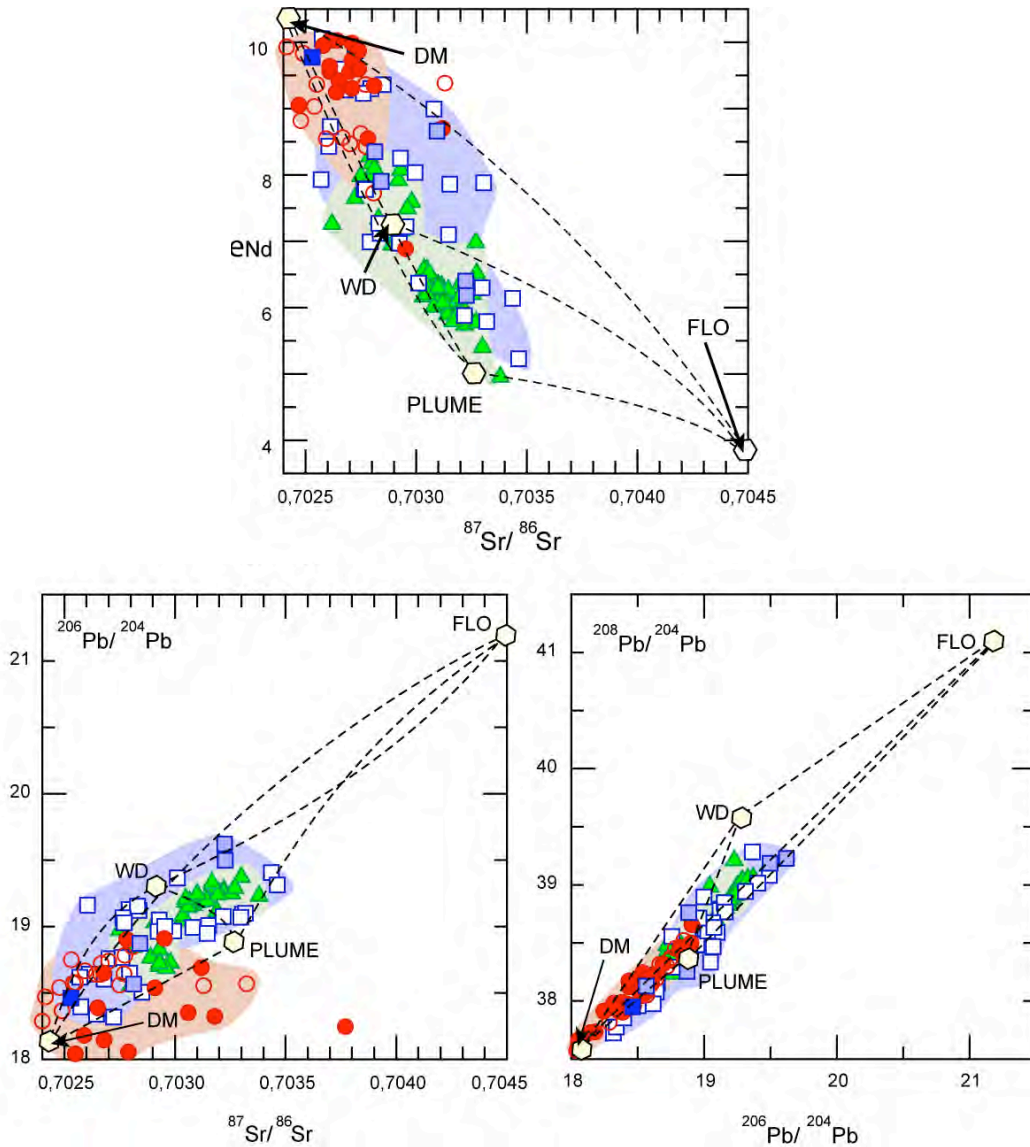


Figura 13. Razones isotópicas de Sr-Nd-Pb para las muestras estudiadas y los polos definidos para las Islas Galapagos (Harpp y White, 2001).

8. Conclusiones

- Las rocas de la Placa Nazca presentan principalmente composiciones de tipo N-MORB, sin embargo las muestras cercanas al punto caliente de Galápagos pueden tener una afinidad E-MORB. Muchas de estas lavas son empobrecidas en la mayoría de elementos incompatibles (LILE HFSE y LREE).
- Los basaltos de las Islas Galápagos muestran composiciones de tipo E-MORB, OIT y OIA. Estas rocas presentan grados de enriquecimiento variables en la mayoría de los elementos incompatibles.
- Las lavas de la Cordillera de Carnegie presentan composiciones de tipo N-MORB y E-MORB. Los contenidos de elementos incompatibles

muestran globalmente valores intermedios entre las muestras de la Placa Nazca y las de las Islas Galápagos. Sin embargo, la tendencia evolutiva de los basaltos de la Cordillera de Carnegie y de las Islas Galápagos definen una tendencia similar, que difiere notablemente de la seguida por las rocas de la Placa Nazca.

- Las relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb muestran importantes diferencias entre las tres unidades. Las muestras de la Placa Nazca definen un campo composicional uniforme alrededor de la composición del manto empobrecido (DM), mientras que las muestras de las Islas Galápagos y de la Cordillera de Carnegie, además del DM, requieren la participación de otros reservorios mantélicos de carácter enriquecido (PLUME, FLO, WD).

- Los magmas de la Placa Nazca tienen su origen en la Dorsal Cocos-Nazca, observando una ligera influencia de una fuente profunda a medida que la dorsal se acerca al punto caliente de Galápagos. Los magmas de las Islas Galápagos y de la Cordillera de Carnegie están asociados con el punto caliente de Galápagos y su interacción con la Dorsal Cocos-Nazca.

Agradecimientos. Los autores agradecen profundamente a los Drs. Valenti Sallares y Jean-Yves Collot, por la invitación a participar en esta obra, así como por la proverbial paciencia en la espera del manuscrito definitivo. Sinceros agradecimientos para el Dr. Javier Escuder-Viruete por la lectura crítica de una versión precedente de este trabajo.

Referencias.

- Batiza, R., y Niu, R., Petrology and Magma Chamber Processes at the East Pacific Rise $9^{\circ}30'N$, *J. Geophys. Res.*, 97(6), 779-6,798, 1992.
- Blichert-Toft, J., y White, W. M., Hf isotope geochemistry of the Galápagos Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, 2000GC000138, 2001.
- Canales, J. P., Danobeitia, J. J., Detrick, R. S., Hooft, E. E., Bartolome, R., y Naar, D. F., Variations in axial morphology along the Galapagos spreading center and the influence of the Galapagos hotspot, *J. Geophys. Res.*, 102, 27,341-27,354, 1997.
- Christie, D. M., Submitted data set: Mayor and trace element composition of basal from the Galapagos Archipelago, PLUME 2 Cruise, 2004.
- Christie, D., Werner, R., Hauff, F., Hoernle, K., y Hanan, B., Morphological and geochemical variations along the eastern Galápagos Spreading, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q01006, doi:10.1029/2004GC000714, 2005.
- Cushman, B., Sinton, J., Ito, G., y Eaby Dixon, J., Glass compositions, plume-ridge interaction, and hydrous melting along the Galapagos Spreading Center, 90.5 W to 98 W, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q08E17, doi:10.1029/2004GC000709, 2004.
- Farley, K. A., Natland, J. H., y Craig, H., Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 183-199, 1992.
- Geist, D. J., White, W. M., y McBirney, A. R., Plume-asthenosphere mixing beneath the Galapagos Archipelago, *Nature*, 333, 657-660, 1988.
- Geist, D. J., Howard, K. A., y Larson, P., The generation of oceanic rhyolite by crystal fractionation: The basalt-rhyolite association at Volcan Alcedo, Galapagos Archipelago, *J. Petrol.*, 36, 965-982, 1995.
- Geist, D. J., Naumann, T. R., y Larson, P. L., Evolution of Galapagos magmas: Mantle and crustal fractionation without assimilation, *J. Petrol.*, 39, 953-971, 1998.
- Geist, D., White, W. M., Albarède, F., Harpp, K. S., Reynolds, R., Blichert-Toft, J., y Kurz, M., Volcanic evolution in the Galapagos: The dissected shield of Volcan Ecuador, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3(10), 1061, doi:10.1029/2002GC000355, 2002.
- Geist, D., Fornari, D. J., Kurz, M., Harpp, K. S., Soule, A. S., Perfit, M. R., y Koleszar, A. M., 2006. Submarine Fernandina: Magmatism at the leading edge of the Galapagos hot spot. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q12007, doi:10.1029/2006GC001290, 2006.
- Hanan, B. B., Graham, D. W., Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes, *Science*, 272, 991-995, 1996.
- Harpp, K. S., y White, W. M., Tracing a mantle plume: Isotopic and trace element variations of Galapagos seamounts, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2, 2000GC000137, 2001.
- Harpp, K. S., Fornari, D. J., Geist, D., y Kurz, M., Genovesa Submarine Ridge: A manifestation of plume-ridge interaction in the northern Galapagos Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(9), 8511, doi:10.1029/2003GC000531, 2003.
- Harpp, K. S., Wanless, V. D., Otto, R. H., Hoernle, K., y Werner, R., The Cocos and Carnegie Aseismic Ridges: a Trace Element Record of Long-term Plume-Spreading Center Interaction., *J. Petrol.*, 46, 109-33, 2005.
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A., y Whitehead, J. A. Mantle plumes and entrainment—Isotopic evidence, *Science*, 256, 517-520, 1992.
- Hess, P. C. Origins of igneous rocks. Cambridge, Mass., Harvard University Press, 1989.
- Hoernle, K., van den Bogaard, P., Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G., y Garbe-Schonberg, D., Missing history (16–71 Ma) of the Galápagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas, *Geology*, 30, 795-798, 2007.
- Hofmann, A. W., Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 297-314, 1988.
- Hofmann, A. W., y White, W. M., Mantle plumes from ancient oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 421-436, 1982.
- Ikeda, Y., $Ce_N/Sr_N/Sm_N$: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments, *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 4, 145-158, 1990.
- Ito, G., y Lin, J., Mantle temperature anomalies along the present and paleoaxes of the Galapagos spreading center as inferred from gravity analyses, *J. Geophys. Res.*, 100, 3733–3745, 1995.
- Kinzler, R. J., y Grove, T. L. Primary Magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts, 1, Experiments and Methods, *J. Geophys. Res.*, 97, 6,885-6,906, 1992a.
- Kinzler, R. J., Grove, T. L. Primary Magmas of Mid-Ocean Ridge Basalts, 2, Applications, *J. Geophys. Res.*, 97, 6,907-6,926, 1992b.
- Klein, M., y Langmuir, C. H. Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, 92, 8089-8115, 1987.
- McKenzie, D. P., y O’Nions, R. K., Mantle reservoirs and ocean island basalts, *Nature*, 301, 229-231, 1983.
- Perfit, M. R., y Fornari, D. J., Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos Rift, Inca Transform, and Ecuador Rift: 2. Phase chemistry and crystallization history, *J. Geophys. Res.*, 88, 10,530-10,550, 1983.
- Richards, M. A., y Griffiths, R. W., Thermal entrainment by deflected mantle plumes, *Nature*, 342, 900-902, 1989.
- Sallarès, V., Calahorrano, A., y Charvis, P., Naturaleza y formación de la Provincia Volcánica de Galápagos, En: Geología y Geofísica marina y terrestre del Ecuador: Desde la Costa Continental hasta las Islas Galápagos. Eds: J.-Y. Collot, A. Pazmiño, y V. Sallarès, 2009.
- Schilling, J. G., Kingsley, R. H., y Devine, J. D., Galapagos hot

- spot-spreading center system, 1, Spatial petrological and geochemical variations (838W–1018W), *J. Geophys. Res.*, *87*, 5593-5610, 1982.
- Schilling, J. G., Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating midocean ridges, *Nature*, *352*, 397-403, 1991.
- Schilling, J., Fontignie, D., Blichert-Toft, J., Kingsley, R., y Tomza, U., Pb-Hf-Nd-Sr isotope variations along the Galapagos Spreading Center (101–83W): Constraints on the dispersal of the Galapagos mantle plume, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *4*(10), 8512, doi:10.1029/2002GC000495, 2003.
- Sinton, J. M., y Detrick, R. S., Mid-Ocean Ridge Magma Chambers, *J. Geophys. Res.*, *97*, 197-216, 1992.
- Stracke, A., Hofmann, A. W., Hart, S. R., FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *6*, Q05007, doi:10.1029/2004GC000824, 2005.
- Sun, S. S., y McDonough, W. F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345, 1989.
- Teagle, D., y Alt, J., Hydrothermal Alteration of Basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge, *Economic Geology*, *99*(3), 561-584; DOI: 10.2113/99.3.561, 2004.
- Verma, S. P., y Schilling, J. G., Galapagos hot spot spreading center system: 2. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and large ion lithophile element variations ($^{85}\text{W}-^{101}\text{W}$), *J. Geophys. Res.*, *87*, 10,838-10,856, 1982.
- Verma, S. P., Schilling, J. G., y Waggoner, D. G., Neodymium isotopic evidence for Galapagos hot spot spreading centre evolution, *Nature*, *306*, 654-657, 1983.
- Werner, R., Hoernle, K., Barckhausen, U., y Hauff, F., Geodynamic evolution of the Galápagos hotspot system (Central East Pacific) over the past 20m.y.: Constraints from morphology, geochemistry and magnetic anomalies, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *3*, doi:10.1029/2003GC00576, 2003.
- White, W. M., McBirney, A. R., Duncan, R. A., Petrology and Geochemistry of the Galapagos Islands: Portrait of a Pathological Mantle Plume, *J. Geophys. Res.*, *98*(B11), 19533-19563, 1993.
- White, W. M., Geochemistry, <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/Chapters.HTML>, 1997.
- Wilson, J. T. Hypothesis of earth's behaviour, *Nature*, *198*, 925-929, 1963.
- Wilson, M., *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*; Boston, Unwin Hyman, 466pp., 1989.
- Zindler, A., y Hart, S. Chemical geodynamics, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *14*, 493-571, 1986.