



Petrogénesis, evolución magmática y geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Pacífico SE

Javier Reyes*(1,2), Luis E. Lara (3) y Diego Morata (1,2)

(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Santiago, Chile

(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Universidad de Chile, Santiago, Chile

(3) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

* email: jareyes@ing.uchile.cl

Resumen. La isla Robinson Crusoe corresponde al remanente de estructuras volcánicas tipo escudo en la Dorsal de Juan Fernández, *ridge* asísmico (~750 kms.) emplazado sobre la placa de Nazca en el Pacífico SE. En ella se reconocen dos marcadas unidades volcánicas que evidencian la existencia de un periodo de volcanismo basáltico de escudo (hace ~3,8 Ma), posterior erosión, y finalmente volcanismo basanítico rejuvenecido como relleno de paleorelieves deprimidos, activo con episodios esporádicos por al menos ~0,9 Ma. Nuevos datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ confirman la existencia de ambos periodos, separados por un lapso de inactividad de al menos ~1,73 Ma. Datos geotermobarométricos permiten establecer la formación de reservorios magmáticos superficiales en la unidad de escudo, mientras la rejuvenecida se caracteriza por un rápido ascenso con desarrollo de cristalización polibárica. Ambas secuencias se habrían formado a partir de grados variables de fusión parcial en una pluma mantélica ascendente y heterogénea, formada por lherzolitas de espinela y corteza oceánica reciclada (eclogitas o piroxenitas).

Palabras Claves: Juan Fernández, OIB, intraplaca, petrogénesis

1 Introducción

La generación de magmas ocurre principalmente en zonas de contacto entre placas tectónicas. Sin embargo, al interior de estas placas pueden generarse conjuntos volcánicos de intraplaca, que en caso de producirse dentro de una placa oceánica, son capaces de generar montes submarinos e islas oceánicas. Las islas oceánicas volcánicas son generalmente estructuras de gran tamaño, en ocasiones de altura superior a 10.000 m, que en algunos casos forman volcanes de escudo que han sido capaces de sobrepasar el nivel del mar.

El origen de estas islas es un tema controversial y ampliamente discutido en ciencias de la Tierra. La teoría más aceptada corresponde al producto de fusión parcial en plumas mantélicas ascendentes con material geoquímicamente enriquecido (Morgan, 1971). Históricamente, diversos autores han refutado esta teoría proponiendo diversos mecanismos alterativos, *e.g.*, variaciones normales en el marco de la tectónica de placas

(Anderson, 2000), hidrofracturas magmáticas en zonas de máxima tensión flexural (Hieronymus y Bercovici, 2000), entre otros. En varias islas oceánicas se ha reconocido distintas etapas de actividad volcánica. Para el caso arquetípico (Hawaii), se definen cuatro periodos de actividad: pre-escudo, escudo, post-escudo y volcanismo rejuvenecido. La presencia de estas etapas y sus características varían en cada isla, siendo común la existencia solo de una etapa de escudo. En este trabajo se analiza la evolución magmática en un marco temporal bien constreñido para discutir los principales procesos petrogenéticos.

2 Marco geológico

La Dorsal de Juan Fernández es un *ridge* asísmico de orientación aproximada E-W emplazado sobre la placa de Nazca (Pacífico SE), que converge contra la placa Sudamericana cerca de los 33°S, en el extremo sur de un segmento Plio-Cuaternario de subducción plana en el margen Andino. El centro volcánico volumétricamente más importante de la dorsal es la isla Robinson Crusoe, que corresponde al remanente de estructuras volcánicas antiguas (tipo escudo) profundamente erodadas. La sección emergida de la isla está formada por rocas volcánicas de composición normalmente basáltica, subaéreas (con facies submarinas) disectadas por diques basálticos y cuerpos hipabisales. A estos últimos se asocian áreas de alteración hidrotermal que representan núcleos erodados de diversos centros de emisión. A estas litologías se suma la presencia de un cuerpo intrusivo de carácter félsico y escasas secuencias sedimentarias de baja potencia (Morales, 1987; Lara, 2010; Reyes, 2012).

3 Descripción de unidades

3.1 Volcanismo de escudo

Secuencia formada por coladas de lava (ocasionalmente con desarrollo de brechas) cuyo espesor varía entre 1 a 3 metros de basaltos transicionales, picritas y meimequitas. Poseen fenocristales de olivino (Fo_{78-82} en basaltos; Fo_{86-90} en picritas), clinopiroxeno (augita y diópsido) y

plagioclasa (labradorita). Idéntica mineralogía presenta la masa fundamental junto a ilmenita y titanomagnetita. Dataciones Ar-Ar realizadas en este estudio permiten determinar un rango de edades ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental) entre $4,10 \pm 0,09$ y $3,70 \pm 0,05$ Ma (Fig. 1; A). Destaca la importante presencia de diques de la misma composición con espesor, en general, inferior a 40 cm; con excepción de un dique de 16 m de ancho cuya edad ($3,40 \pm 0,30$ Ma) marca el registro más joven para esta unidad. Sus características permiten describirla como una secuencia típica de volcanismo de escudo.

3.2 Volcanismo rejuvenecido

Secuencia formada por coladas *A'a* de basanitas con espesor entre 3 y 7 m, dispuestas como relleno de paleorelieves deprimidos, y ocasionalmente sobre considerables secuencias piroclásticas. Los fenocristales de estas basanitas corresponden a olivino y clinopiroxeno zonados (con núcleo de $\sim\text{Fo}_{90}$ y borde Fo_{82-86} en olivinos, y empobrecimiento de Al hacia los bordes en diópsido). La masa fundamental también contiene microlitos de plagioclasa junto a titanomagnetita, analcima y natrolita. Las edades obtenidas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental) varían en el rango $1,67 \pm 0,02$ y $0,77 \pm 0,14$ Ma (Fig 1; B, C, D), lo que permite definirla como una unidad de volcanismo rejuvenecido, existiendo un gap de inactividad volcánica respecto al escudo de al menos 1,73 Ma.

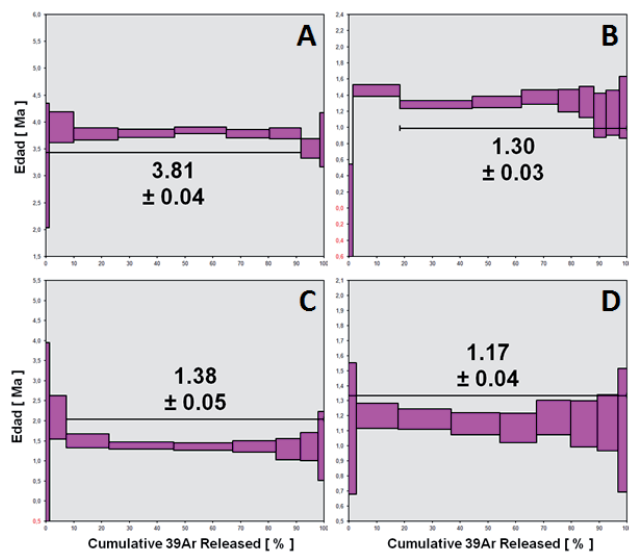


Figura 1. Edades *plateau* de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental para muestras de la isla Robinson Crusoe. A: edad típica de la secuencia de volcanismo de escudo. B, C, D: edades para distintos complejos volcánicos de la unidad rejuvenecida.

4. Geoquímica e isotopos

La unidad de volcanismo rejuvenecido (basanitas) exhibe un marcado enriquecimiento en elementos incompatibles (LILE y HFSE) respecto a la unidad de escudo (basaltos transicionales, picritas y meimequitas). Este

enriquecimiento se refleja en notorias diferencias para varias razones de elementos traza (e.g. Escudo: $\text{Ba}/\text{Yb}=104,9$; $\text{La}/\text{Yb}=13,2$; $\text{Nb}/\text{Zr}=0,16$. Rejuvenecido: $\text{Ba}/\text{Yb}=240,0$; $\text{La}/\text{Yb}=22,0$; $\text{Nb}/\text{Zr}=0,26$). En tanto, las razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ muestran un acotado rango en toda la isla, con valores cercanos a los miembros extremos isotópicos tipo HIMU (high- $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, asociada a corteza oceánica reciclada) y PREMA (Prevalent mantle). Sin embargo, es posible apreciar un leve empobrecimiento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la unidad rejuvenecida con respecto al escudo (Fig. 2).

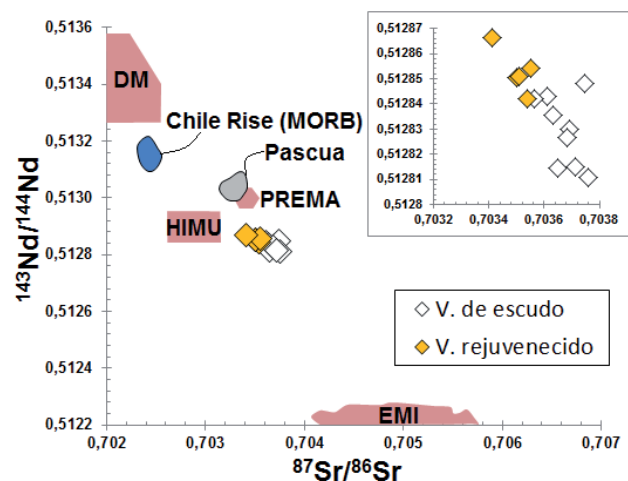


Figura 2. Razones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para muestras representativas de volcanismo de escudo y rejuvenecido en la isla Robinson Crusoe.

5. Discusión

5.1 Evolución magmática

En la secuencia de escudo, la presión estimada a partir de microfenocristales de clinopiroxeno (Nimis, 95; Nimis y Ulmer, 98) en diversas muestras de la unidad entrega valores entre 0,0 y 3,2 kbar, con la mayoría de los datos entre 0,4 y 1,0 kbar, lo que sugiere la presencia de un reservorio magmático superficial donde habría cristalizado olivino, clinopiroxeno y plagioclasa hace unos 3,80 Ma. La temperatura de este reservorio, según termómetros basados en el equilibrio de estos últimos minerales con líquido (Beattie, 93; Herzberg y O'Hara, 2002; Putirka et al, 2003; Putirka, 2005), fluctuaría entre 1111 y 1191°C. Estos datos son consistentes con la presencia de un cuerpo intrusivo de composición sienítica y grano grueso que aflora en la isla, cuyas edades U-Pb en circón son: $3,89 \pm 0,09$ y $3,71 \pm 0,07$ Ma.

Por otro lado, en la unidad de volcanismo rejuvenecido, se aprecia una notoria zonación en fenocristales de olivino y clinopiroxeno. Los primeros presentan un núcleo de $\sim\text{Fo}_{90}$ en desequilibrio químico, reflejado en el cálculo de K_D

olivino-líquido, y en la existencia de bordes de desintegración en contacto con estas composiciones. Y, un borde Fe_{82-86} , en equilibrio, cuyas temperaturas de cristalización (Beattie, 93; Herzberg y Ohara, 2002) varían fuertemente según la muestra, con valores entre 1263 y 1347°C, considerablemente mayores a las obtenidas en la primera unidad. Además, el cálculo de presiones en clinopiroxenos (Nimis, 95; Nimis y Ulmer, 98) varía entre 1,3 y 10,8 kbar, incluso con variaciones que van desde 1,7 hasta 10,3 kbar en un mismo cristal (Fig. 3). Estas temperaturas y presiones estimadas, junto al rango de edades en esta unidad, permiten determinar procesos de cristalización polibárica sin la formación de reservorios magmáticos, en un ascenso rápido a través de la corteza, consistente con la presencia ocasional de xenolitos de lherozita de espinela en muestras de esta secuencia.

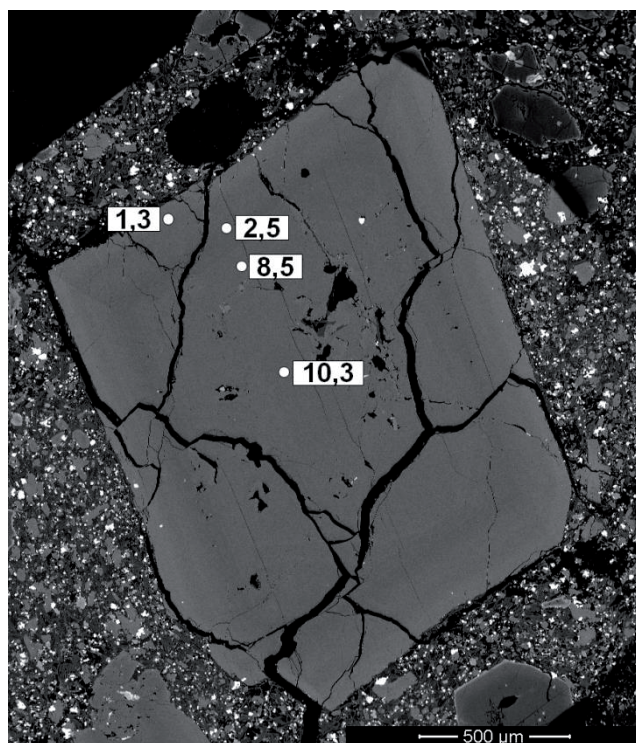


Figura 3. Fenocristal de clinopiroxeno en basanita de la secuencia de volcanismo rejuvenecido. Se aprecia la notoria zonación y se indican las presiones (en kbar) calculadas en distintos sectores.

En ambos casos, las variaciones geoquímicas internas son explicadas mediante procesos de cristalización fraccionada de olivino y clinopiroxeno (junto a plagioclasa en menor medida para el escudo), mientras que la acumulación de olivino da cuenta de la formación de picritas y meimequititas.

5.2 Petrogénesis

El diagrama isotópico de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y $^{143}Nd/^{144}Nd$ descarta la participación en la petrogénesis de la isla de una fuente puramente litosférica (DM=Depleted mantle o Chile Rise)

(Fig. 2), por lo que es necesaria la presencia de fuente(s) más profundas e isotópicamente enriquecidas. Mediante una modelación cualitativa siguiendo los parámetros de Stracke (2003) se determina que el patrón de elementos traza en ambas unidades muestra concentraciones en ciertos elementos (principalmente HFSE) que no son reproducibles a partir exclusivamente de una fuente mantélica peridotítica enriquecida (PUM=Primitive Upper Mantle). Por otro lado, la concentración de CaO respecto a MgO (Herzberg et al, 2008) en muestras primitivas de la isla sugiere la participación de fuente piroxenítica en la generación de los magmas.

Una posible solución sería incorporar en la fuente alguna litología isotópicamente enriquecida, que, dados los antecedentes y lo observado en otros casos de estudio, podría corresponder a corteza oceánica reciclada (HIMU). Debido a procesos metamórficos en la zona de subducción, fragmentos de la corteza oceánica son reincorporados al manto como eclogitas, dichas eclogitas pueden generar fundidos silicatados que al reaccionar con peridotitas forman piroxenitas (Sobolev et al., 2007).

Modelos de fusión parcial (acumulación de líquidos fraccionados) para distintas fuentes, sugieren como posible solución que las rocas volcánicas de la isla se habrían formado a partir de la mezcla de fundidos provenientes de una lherzolita de espinela (isotópicamente empobrecida), y de una eclogita (corteza oceánica reciclada, isotópicamente enriquecida). La progresión de edades a lo largo de toda la Dorsal de Juan Fernández, coherente con la teoría de pluma mantélica, avala esta posibilidad, toda vez que dicha pluma sería capaz de incorporar fragmentos de litologías profundas como eclogitas o piroxenitas. Las diferencias observadas entre la secuencia de volcanismo de escudo y rejuvenecida, pueden explicarse mediante variaciones en el grado de fusión parcial y en la proporción de participación de las distintas fuentes.

En tanto, para explicar el periodo de inactividad entre ambas unidades, se han planteado tres teorías en la literatura: a) fusión de litosfera oceánica por efecto térmico de la pluma (Gurriet, 1987), b) alzamiento flexural relacionado a la carga de un volcán sobre la litósfera (Bianco et al., 2005), y c) fusión por descompresión en la pluma como resultado de la expansión lateral bajo la litósfera (Ribe y Christensen, 1999). Para Juan Fernández las primeras dos opciones pueden descartarse, en efecto, la isotopía descarta la participación exclusiva de litósfera oceánica (Fig. 2); y la carga flexural generada por nuevos edificios volcánicos es de magnitud menor debido al bajo espesor elástico estimado en la placa de Nazca (Orozco, 2015).

Luego, la evolución magmática de la isla Robinson Crusoe consistiría en: [1] un período pre-escudo sumergido (presumiblemente alcalino, debido a antecedentes de Devey et al. (2000)), [2] una etapa de volcanismo de escudo muy volumétrica, de rápido desarrollo, formada por

basaltos transicionales, picritas y meimequitas (hace ~3,8 Ma.) que se emplazan temporalmente en reservorios magmáticos superficiales [3] un periodo de inactividad volcánica, de, a lo más ~1,73 Ma., y, [4] volcanismo rejuvenecido de poco volumen, marcadamente alcalino, geoquímicamente enriquecido, con cristalización polibárica y rápido ascenso, activo con episodios esporádicos por al menos ~0,9 Ma. Los magmas de la isla se habrían formado a partir de grados de fusión parcial variables en una pluma mantélica heterogénea con fragmentos litológicos de eclogita o piroxenita.

Agradecimientos

Los autores agradecen al proyecto FONDECYT 1110966 y 1141303, y FONDAP-CEGA 15090013 que financian esta investigación, a DIFROL por la asistencia brindada en terreno, y a V. Astudillo, O. Cooper, M. Piña, G. Orozco y P. Sepúlveda por sus observaciones y colaboración en terreno.

Referencias

- Anderson, D.L.; 2000. The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophysical Research Letters* 27 (22): 3623-3626.
- Beattie, P. 1993. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 115: 103-111.
- Bianco, T.A.; Ito, G.; Becker, J.M.; Garcia, M.O. 2005. Secondary Hawaiian volcanism formed by flexural arch decompression. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (8).
- Devey, C.W.; Hemond, C.; Stoffers, P. 2000. Metasomatic reactions between carbonates plume melts and mantle harzburgite: the evidence from Friday and Domingo seamounts (Juan Fernandez chain, SE Pacific). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 68-84.
- Gurriet, P. 1987. A thermal model for the origin of post-erosional alkali lava, Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters* 82: 153-158.
- Herzberg, C.; O'Hara, M.J. 2002. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age. *Journal of Petrology* 43 (10): 1857-1883.
- Hieronimus, C.F.; Bercovici, D. 2000. Non-hotspot formation of volcanic chains: control of tectonic and flexural stresses on magma transport. *Earth and Planetary Science Letters* 181: 539-554.
- Lara, L.E. 2010. Las islas oceánicas de Chile. En Díaz-Naveas, J.; Frutos, J. (eds). *Geología Marina de Chile*. Comité Oceanográfico Nacional de Chile; Pontificia Universidad Católica de Valparaíso; Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. pp. 44-47.
- Morales, A.J. 1987. *Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernández, V Región, Chile*. Memoria para optar al título de geólogo. Antofagasta, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias. 103p.
- Morgan, W.J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230: 42-43.
- Nimis, P. 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121: 115-125.
- Nimis, P.; Ulmer, P. 1998. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 133: 122-135.
- Orozco, G. 2015. *Evolución estructural y tectónica de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández*. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención geología. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Putirka, K.D.; Mikaelian, H.; Ryerson, F.; Shaw, H. 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tiber and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* 88: 1542-1554.
- Putirka, K.D. 2005. Igneous thermometers and barometers based on plagioclase+liquid equilibria: tests of some existing models and new calibrations. *American Mineralogist* 90: 336-346.
- Reyes, J. 2012. *Evolución magmática de la isla Robinson Crusoe, Dorsal de Juan Fernández, Chile*. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. Xp.
- Ribe, N.M.; Christensen, U.R. 1999. The dynamical origin of hawaiian volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 517-531.
- Sobolev, A.V. *et al.* 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science* 316: 412-417.
- Stracke, A.; Bizimis, M.; Salters, V.J.M. 2003. Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (3).