



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**Posgrado en Ciencias de la Tierra
Geofísica**

**Petrogénesis de los sills y derrames gabroico-
basálticos de la Isla María Magdalena,
Islas Marías, Nayarit**

Tesis

Para optar por el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra

Presentada por:
Daniel Villanueva Lascurain

Tutoría de:
Dr. Peter Schaaf
Instituto de Geofísica

Ciudad de México, Mayo 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

A mis padres y mi esposa Paola.

Agradecimientos.

Deseo agradecer al Dr. Peter Schaaf el apoyo total que permitió la elaboración de este trabajo. Fue una gran aventura y oportunidad haber ido a estudiar geológicamente una isla parcialmente virgen. Desde la primera vez que llegué al LUGIS a hacer mi servicio social bajo su tutela, no he obtenido más que satisfacciones y beneficios académicos y humanos.

Agradezco mucho a la M.C. Gabriela Solís Pichardo su disposición y apoyo completo para llevar a cabo la química ultra pura de manera satisfactoria y con la máxima calidad. He apreciado y aprendido de usted desde la licenciatura que la dedicación y el detalle permiten lograr los mejores resultados. Aprecio su interés y apoyo para seguir siempre avanzando en todos los sentidos.

Al Ing. Teodoro Hernández Treviño agradezco su incondicional apoyo, ímpetu y gusto en la planeación y elaboración de las campañas de campo a las islas Marías que permitieron lograr este trabajo. Adicionalmente, su completo apoyo para preparar todas las muestras para análisis geoquímicos y geocronológicos siempre permitieron obtener resultados satisfactorios y de manera rápida. Gracias por tu apoyo en general Teo, sé que siempre cuento contigo, es mutuo.

Al M.C. Gerardo Arrieta y a la Ing. Vianney Meza García por hacer las mediciones y enseñarme a utilizar ambos espectrómetros de masas. Gracias Gerardo por estar siempre dispuesto a medir nuevamente algunas de las muestras escasas en Pb para obtener un mejor dato.

A los compañeros que participamos juntos en la gran aventura de las Islas Marías: Ing. Josué Salazar Juárez, Dra. Valerie Pompa Mera, Ing. Antonio Peralta Miranda, Ing. Lizbeth García Pérez, Ing. Luís Felipe Rodríguez Alfaro y el M.C. Gerardo Arrieta.

A mis padres Enrique Villanueva y Julieta Lascurain por su apoyo incondicional para poder obtener este logro académico. A mi esposa Paola Hernández Molinar por ser siempre cariñosa y comprensiva.

Al Dr. Peter Schaaf, Dr. Dante Morán, Dr. Luca Ferrari, Dr. Luís Delgado Argote y al Dr. Giovanni Sosa por corregir y hacer recomendaciones que permitieron mejorar esta tesis.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a los profesores del Posgrado en Ciencias de la Tierra cuyas clases me permitieron adquirir conocimientos que ayudaron a realizar esta tesis.

Al CONACYT por brindarme el apoyo de una beca de dos años para poder dedicarme a hacer este trabajo.

A la DGAPA por los proyectos DGAPA-PAPIIT IN 122509 “Evolución Tectonomagmática de las Islas Marías” y DGAPA-PAPIIT IN 113012 “El basamento de la Cordillera en el W-NW de México” cuyo responsable es el Dr. Peter Schaaf, gracias al cual fue posible realizar este estudio.

A la Dra. Beatriz Ortega y al Ing. Teodoro Hernández Treviño por motivarme a ser ayudante de profesor en la Facultad de Ciencias de la UNAM, con lo cual descubrí mi gusto por dar clases. A la Dra. Elena Centeno García por prepararme para dar clases al ayudar en su clase de Geología General de la Facultad de Ciencias.

Al M.C. Roberto Maldonado Villanueva por invitarme a ser ayudante, profesor de laboratorio y posteriormente profesor titular en su excelente curso de Petrología de Rocas Cristalinas. Fue una gran motivación y un aliciente Roberto.

A Consuelo Macías del Instituto de Geología por permitirme utilizar la prensa para la preparación de muestras para análisis geoquímicos. Al Quím. Rufino Lozano Santa Cruz y a la Quím. Patricia Girón García por la determinación de elementos mayores por fluorescencia de rayos X. A la M.C. Ofelia Pérez Arvizu por la determinación de elementos traza por ICP-MS. Al Dr. Bodo Weber, al M.C. Gerardo Arrieta y al M.C. Hermes Rochín por realizar los fechamientos en zircones. Al Dr. Daniel Miggins por llevar a cabo los análisis de Ar-Ar.

A mis amigo(a)s que me motivaron o aportaron algo para llevar a cabo este trabajo.

Índice.

Resumen.....	(p. I)
Abstract.....	(p. II)
Capítulo 1. Introducción.....	(p. 1)
1.1. Contexto tectónico.....	(p. 1)
1.2. Planteamiento del problema y objetivo general.....	(p. 2)
1.3. Actividades generales y específicas a desarrollar.....	(p. 3)
Capítulo 2. Marco teórico.....	(p. 4)
2.1. Generación de magmas básicos.....	(p. 4)
2.2. Rocas basálticas y gabroicas toleíticas.....	(p. 10)
2.3. Características mineralógicas de basaltos y gabros.....	(p. 10)
2.4. Intrusiones máficas estratificadas.....	(p. 12)
2.5. Geometría y características de las intrusiones.....	(p. 13)
Capítulo 3. Geología.....	(p. 14)
3.1. Geología de las islas San Juanito, María Madre y María Cleofas..	(p. 14)
3.2. Geología de María Magdalena.....	(p. 18)
3.2.1. Secuencia sedimentaria Isla Magdalena.....	(p. 19)
3.2.2. Sills gabroicos y basálticos, lavas almohadilladas.....	(p. 21)
Capítulo 4. Petrografía.....	(p. 24)
4.1. Generalidades.....	(p. 24)
4.2. Descripciones petrográficas.....	(p. 28)

Capítulo 5. Geoquímica.....	(p. 35)
5.1. Elementos mayores.....	(p. 36)
5.2. Elementos traza y Tierras Raras (REE).....	(p. 39)
Capítulo 6. Isotopía de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb.....	(p. 43)
Capítulo 7. Geocronología.....	(p. 47)
7.1. Edades U-Pb en zircón.....	(p. 48)
7.2. Análisis Ar-Ar en matriz de roca entera.....	(p. 50)
Capítulo 8. Discusión y conclusiones.....	(p. 53)
8.1. Múltiples eventos intrusivos.....	(p. 53)
8.2. Secuencias sedimentarias en el Archipiélago Islas Marías.....	(p. 53)
8.3. Petrogénesis.....	(p. 55)
8.4. ¿Magmas primarios?.....	(p. 57)
8.5. Características de la fuente y comparación con otras rocas mantélicas.....	(p. 59)
8.6. Contexto regional.....	(p. 60)
8.7. Conclusiones.....	(p. 63)
Anexo.....	(p. 64)
Tabla 1.....	(p. 65)
Tabla 2.....	(p. 66)
Tabla 3.....	(p. 67)
Tabla 4.....	(p. 68)
Referencias.....	(p. 69)

Localización de figuras:

Figura 1.....(p. 2)
Figura 2a.....(p. 5)
Figura 2b.....(p. 8)
Figura 3.....(p. 18)
Figura 4.....(p. 19)
Figura 5.....(p. 23)
Figura 6.....(p. 27)
Figura 7.....(p. 37)
Figura 8.....(p. 39)
Figura 9.....(p. 40)
Figura 10.....(p. 42)
Figura 11.....(p. 44)
Figura 12.....(p. 45)
Figura 13.....(p. 47)
Figura 14.....(p. 49)
Figura 15.....(p. 52)

Resumen.

El Archipiélago Islas Marías, localizado en la boca del Golfo de California, está formado por cuatro islas: María Madre, San Juanito, María Magdalena y María Cleofas.

La isla María Magdalena es geológicamente distinta del resto de las islas. En la mayoría de las islas se observan afloramientos de rocas ígneas y de basamento: orto-gneisses y migmatitas con edades de ≈ 170 a 163 Ma en María Madre, esquistos de muscovita con zircones detríticos que indican una edad máxima de depósito de ≈ 285 Ma en San Juanito, así como rocas volcánicas y plutónicas silícicas con edades de ≈ 55 a 80 Ma en María Madre, San Juanito y María Cleofas. En contraste, María Magdalena se caracteriza por estar conformada por secuencias de areniscas y lutitas marinas con aporte continental, intrusionadas por sills y por algunos diques, ambos gabroicos y basálticos. Hay también coladas de basaltos almohadillados en la parte más occidental de la isla. La edad de los gabros y basaltos ha sido constreñida como menor a ≈ 21 Ma, por la edad más joven que presentan los zircones detríticos (U-Pb) de las rocas sedimentarias encajonantes. Las edades obtenidas por Ar-Ar en la matriz de roca total de los gabros y basaltos analizados, varían de ≈ 8.9 a 4.4 Ma y son interpretadas como edades de cristalización. Esto indica que la secuencia de gabros y basaltos fue edificada por distintos pulsos magmáticos, posteriores a las rocas félsicas del archipiélago.

Los gabros y basaltos contienen una mineralogía típica con plagioclasa + clinopiroxeno \pm olivino + óxidos \pm espinela. Todas las muestras analizadas presentan alto número de magnesio (Mg#), en promedio de ≈ 59 y hasta 80 y todos presentan características mineralógicas y químicas de magmas toleíticos. El diagrama de Tierras Raras (REE) normalizado respecto a la condrita muestra empobrecimiento en Tierras Raras Ligeras (LREE) respecto a las pesadas (HREE), que enfatiza una fuente de tipo de cordillera meso-oceánica (MORB), lo cual es confirmado por la isotopía de Sr y Nd.

En comparación con las muestras MORB de la placa Rivera ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7024\text{-}0.7025$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0.51323\text{-}0.51325$), los gabros y basaltos de Magdalena son ligeramente menos primitivos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7027\text{-}0.7049$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0.51305\text{-}0.51310$). Esto puede deberse a que las rocas máficas de Magdalena tienen una fuente magmática menos empobrecida a la del segmento del East Pacific Rise (EPR) que produjo las rocas máficas de la placa de Rivera, y/o a que los gabros y basaltos de la isla María Magdalena asimilaron parcialmente a las rocas sedimentarias que los encajonan o a rocas continentales de esa misma composición. Esto último es sugerido por anomalías positivas de Pb y otros elementos incompatibles, y confirmado por la isotopía de Sr-Nd-Pb.

Es evidente que la suite de rocas máficas de la isla María Magdalena es una asociación distinta y mucho más reciente respecto a la historia geológica más antigua del resto de las islas del archipiélago. Es posible que se trate de la exposición de la parte superior de una secuencia de piso oceánico, de origen alóctono, pero es más probable que tenga un origen autóctono o para-autóctono. A partir de los datos obtenidos, la isla Magdalena probablemente se formó en un régimen tectónico extensional, no alejado de la margen continental dentro de corteza continental adelgazada, durante el Mioceno tardío. Posteriormente fue exhumada a su posición actual en el archipiélago por mecanismos asociados a esa misma tectónica extensional. Las edades obtenidas indican que por lo menos desde el Mioceno tardío (≈ 8.7 Ma), la extensión que produjo la apertura del Golfo de California era suficientemente avanzada para producir magmatismo tipo MORB en la región donde se formó la actual isla María Magdalena y donde muy probablemente ya había incursión marina.

Abstract.

The Marías Islands Archipelago, localized in the mouth of the Gulf of California, is conformed by four islands: María Madre, San Juanito, María Magdalena and María Cleofas.

María Magdalena island is geologically different from the rest of the islands. Outcrops of igneous and basement rocks are observed in the majority of the islands: ortho-gneisses and migmatites with ages of ≈ 170 to 163 Ma in María Madre, muscovite schists with detrital zircons that indicate a maximum deposition age of ≈ 285 Ma in San Juanito, as well as volcanic and plutonic silicic rocks with ages of ≈ 55 to 80 Ma in María Madre, San Juanito and Cleofas. By contrast, María Magdalena is characterized by successions of terrigenous marine sandstone and shale, that are intruded by sills and some dikes, both gabbroic and basaltic in composition. There are also basaltic pillow lava flows in the westernmost part of the island. The age of the gabbros and basalts has been constrained as younger than ≈ 21 Ma, by the youngest detrital zircons (U-Pb) of the host sedimentary rocks. The ages obtained by Ar-Ar from whole rock of the matrix of the analyzed gabbros and basalts vary from ≈ 8.9 to 4.4 Ma and are interpreted as crystallization ages. This indicates that different magmatic pulses edified the gabbroic and basaltic sequence, after the formation of the felsic rocks of the archipelago.

The gabbros and basalts display a typical mineralogy with plagioclase + clinopyroxene \pm olivine + oxides \pm spinel. All analyzed samples present a high magnesium number (Mg#) of ≈ 59 average, and up to 80 and all present mineralogical and geochemical characteristics of tholeiitic magmas. The Rare Earth (REE) diagram normalized to the chondrite displays depletion in Light Rare Earth Elements (LREE) with respect to the heavy ones (HREE), that emphasizes a mid-ocean ridge (MORB) like source, which is confirmed by the Sr and Nd isotopic systematics.

In comparison to MORB samples of the Rivera plate ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7024\text{-}0.7025$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0.51323\text{-}0.51325$), the Magdalena gabbros and basalts are slightly less primitive ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.7027\text{-}0.7049$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0.51305\text{-}0.51310$). This may be due to the fact that the Magdalena mafic rocks have a less depleted magmatic source than the East Pacific Rise (EPR) segment that produced the mafic rocks of the Rivera plate samples, and/or to the fact that the gabbros and basalts of the María Magdalena island partially assimilated the hosting sedimentary

rocks or continental rocks of the same composition. This is also suggested by the positive Pb and other incompatible element anomalies, and confirmed by the Sr-Nd-Pb isotope systematics.

It is evident that the mafic suite exposed at María Magdalena island is younger than and different from the older geologic assemblages of the rest of the archipelago. It can be interpreted as the upper part of an ocean floor sequence of allochthonous origin, although an autochthonous or para-autochthonous origin is more likely. From the obtained data, the Magdalena island was probably formed in an extensional tectonic regime, not far from the continental margin within a thinned continental crust, during the late Miocene. It was later exhumed to its current position by mechanisms associated to the same extensional tectonics. The new ages indicate that at least since the late Miocene (≈ 8.7 Ma), the rifting of the lithosphere in the Gulf of California was advanced enough to produce MORB type magmatism in the María Magdalena region where a marine incursion was already ongoing.

Capítulo 1. Introducción.

1.1. Contexto tectónico.

La isla María Magdalena forma parte del Archipiélago Islas Marías, ubicado frente a las costas de Nayarit y al sur de la boca del Golfo de California (Figura 1a y b). El archipiélago se encuentra en el límite occidental de la plataforma continental, considerada como una corteza continental adelgazada en esa región (Larson, 1972). Inmediatamente al poniente del archipiélago un escarpe submarino denominado Escarpe Tres Marías de hasta 3000 m de profundidad (Lonsdale, 1995) limita tectónicamente la corteza continental de la oceánica (Figura 1b) y separa la placa de Norte América de la del Pacífico. La posición actual del archipiélago se explica por la extensión cortical y consecuente ruptura de la litósfera continental producida por el desplazamiento oblicuo de la Península de Baja California hacia el noroeste, que culminó con la apertura del Golfo de California. Estudios geológicos, geocronológicos y geoquímicos recientes de rocas volcánicas y plutónicas de diversas composiciones (Ferrari et al., 2013; Duque et al., 2015) han determinado que la extensión en la zona sur y central de la denominada Provincia Extensional del Golfo (Gastil, 1975) comenzó antes del cese de la subducción (14 a 12.5 Ma) de la placa del Pacífico debajo de la Norteamericana. La extensión inició entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano (> 21 Ma), pero se focalizó en la región de futuro Golfo de California en el Mioceno Medio (15-10 Ma) (Ferrari et al., 2013). En este contexto tectónico, el conocer la geología de las cuatro islas y su evolución temporal es indispensable para confirmar si el archipiélago es parte de la corteza continental y de qué latitudes pudo haber sido separado respecto a las márgenes del actual Golfo de California en la región de Sinaloa-Nayarit y la península de Baja California. También puede ser importante para constreñir la evolución temporal de la apertura del Golfo de California.

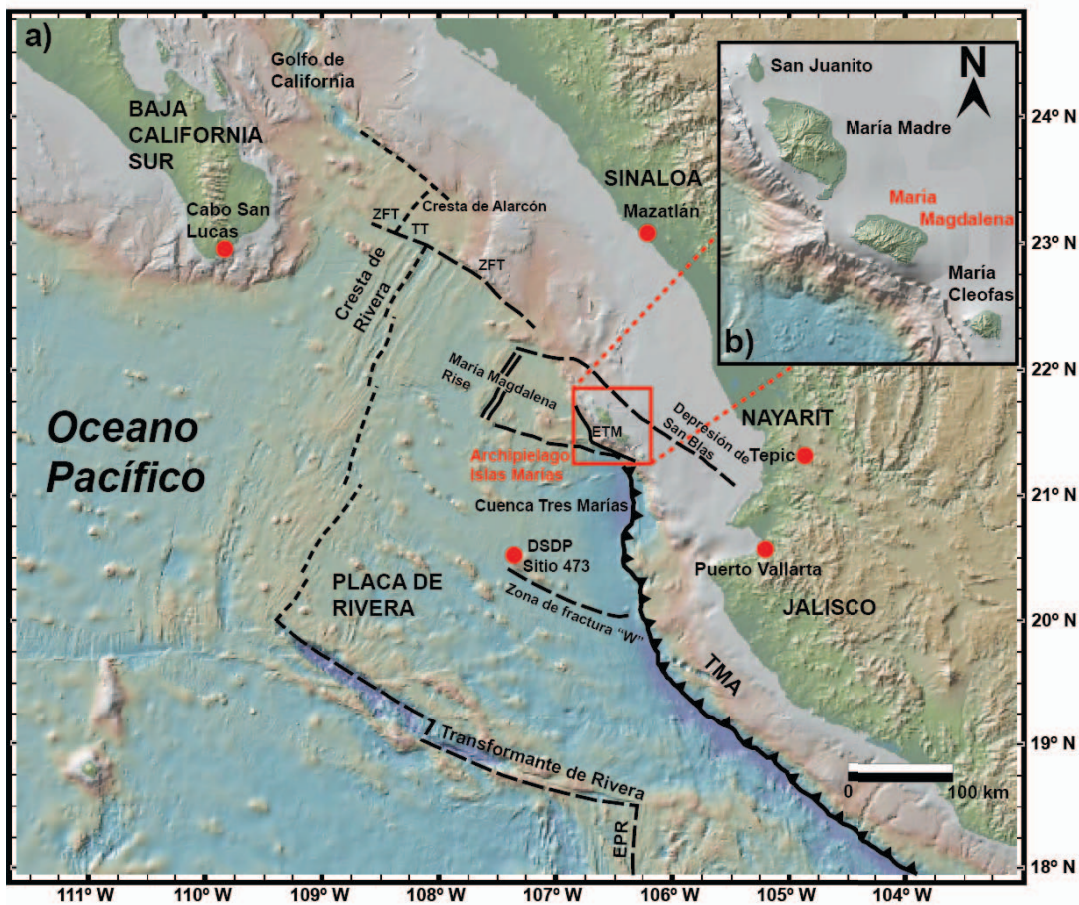


Figura 1. Ubicación del archipiélago Islas Marias con los rasgos tectónicos de las placas del Pacífico utilizando como base el mapa de GeoMapApp (de Pompa-Mera et al., 2013). a) Ubicación del área de estudio (cuadro y letras en rojo). TMA = Trinchera Meso Americana; ETM = Escarpe Tres Marías, ZFT = Zona de Fractura Tamayo; TT = Transformante de Tamayo; DSDP = Deep Sea Drilling Project. b) Recuadro con las cuatro islas que conforman el archipiélago Islas Marias.

1.2. Planteamiento del problema y objetivo general.

La isla María Magdalena está conformada por una secuencia sedimentaria de lutitas y areniscas marinas con detritos continentales, intercalada con derrames basálticos e intrusionada por sills gabroicos. Las características geoquímicas de los magmas básicos son de tipo de cordillera meso oceánica (MORB). Magdalena es geológicamente distinta de las otras islas del archipiélago ya que no contiene rocas cristalinas y/o de basamento, y porque las abundantes rocas máficas que presenta no se encuentran en ninguna otra isla (Villanueva-Lascurain et al., 2013). Estas características sugieren que la isla puede tener un origen alóctono respecto

al resto del archipiélago, aunque un origen autóctono o para-autóctono es también posible en un contexto de corteza adelgazada o transicional. Si esto es cierto, ¿en qué contexto tectonomagmático se formó y en qué momento? ¿Cómo llegó a ubicarse en su posición actual en el archipiélago? Para abordar estas preguntas generales, en este trabajo se estudió la petrogénesis de las rocas basálticas y gabroicas de la isla María Magdalena mediante geoquímica e isotopía.

1.3. Actividades generales y específicas a desarrollar.

Para responder las preguntas anteriores se determinó la edad de las rocas magmáticas básicas por el método de Ar-Ar en roca entera, y mediante el método U-Pb en zircones detríticos para constreñir la edad máxima de depósito de la secuencia sedimentaria. Posteriormente, se compararon los resultados obtenidos con estudios geoquímicos de rocas básicas realizados regionalmente por otros autores para discutir el ambiente de generación y posterior emplazamiento de la isla María Magdalena en su posición actual. Se realizaron las siguientes actividades específicas:

1. Se elaboró un mapa geológico de la isla María Magdalena a partir de trabajo en campo realizado durante dos semanas, donde se analizaron un total de noventa puntos de control y muestreo, así como la colecta de treinta y tres muestras para análisis petrográficos y geoquímicos.
2. Se realizó petrografía detallada de once muestras poco alteradas de gabros y basaltos ubicadas en distintas zonas de la isla. De estas muestras también se realizaron análisis geoquímicos por elementos mayores, traza e isotopía de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb, para interpretar la petrogénesis de los magmas básicos que conforman la isla y para entender el contexto tectonomagmático de su formación.
3. Se hizo la petrografía y se analizaron dos areniscas de la secuencia sedimentaria con elementos mayores, traza e isotopía de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb para entender su afinidad continental u oceánica así como para modelar su influencia en la isotopía observada en los magmas básicos que las intrusionan.

4. Se fecharon zircones detríticos mediante el método U-Pb de las dos areniscas para establecer su proveniencia así como establecer su edad máxima de depósito.
5. De las muestras básicas analizadas geoquímicamente e isotópicamente, se fechó por Ar-Ar en matriz de roca entera un gabro porfirítico, un microgabro, un basalto porfirítico, así como la parte interna (no vítrea) y externa (vítrea) de una lava almohadillada (cinco edades).
6. Se comparan y discuten los datos obtenidos en este trabajo con otros realizados por otros autores para establecer las semejanzas y diferencias en la génesis de las rocas básicas de la isla María Magdalena en un contexto regional.
7. Se propone un posible escenario de formación y emplazamiento para explicar la ubicación actual de la isla María Magdalena en el archipiélago de las Islas Marías.

Capítulo 2. Marco teórico.

2.1. Generación de magmas básicos.

Los magmas básicos se forman a partir de la fusión parcial del manto (Winter, 2014). A partir de la fusión parcial de una lherzolita (con granate como fase aluminosa en este caso), tendremos un fundido basáltico (que puede llegar a ser de composición toleítica) y un residuo refractario de composición harzburgítica o dunítica a medida que aumenta la extracción del fundido basáltico (20% y 60% de extracción aproximadamente, respectivamente; Brown y Musset, 1993).

Es ampliamente reconocido que el manto es heterogéneo. Sin embargo, si suponemos que tenemos una fuente mantélica de composición homogénea, se pueden obtener fundidos basálticos de distinta composición al variar las condiciones de presión (P) y temperatura (T) a partir de una misma fuente (Winter, 2014).

La variación de P a una misma T implica que se tendrán distintos gradientes geotérmicos. Gradientes de alta T/P comienzan a fundir la fuente a alta P, mientras que gradientes de baja T/P comienzan a fundir a menor P.

La variación de T a una misma P se traduce en qué tanto se alcanza el solidus y por lo tanto, afecta el porcentaje de fundido parcial producido.

Los cambios en la P tienen un efecto diferencial al fundir minerales, debido a sus distintas compresibilidades y a su estabilidad en esas condiciones (e.g. presencia de plagioclasa, espinela o granate en una roca de la misma composición). Lo anterior provoca que cambie la posición del eutéctico, y por lo tanto la composición del primer fundido (e.g. Figura 2a). Así, en el sistema ternario Nefelina-Forsterita y Cuarzo, el eutéctico cambia conforme aumenta P, de fundidos saturados o sobresaturados en sílice (toleíticos) a altamente sub-saturados en sílice (alcalinos) (Kushiro, 1968). Lo observado en este simple sistema ternario de basaltos implica que los magmas toleíticos son favorecidos por la fusión somera del manto, mientras que los alcalinos son favorecidos por mayores profundidades (Winter, 2014).

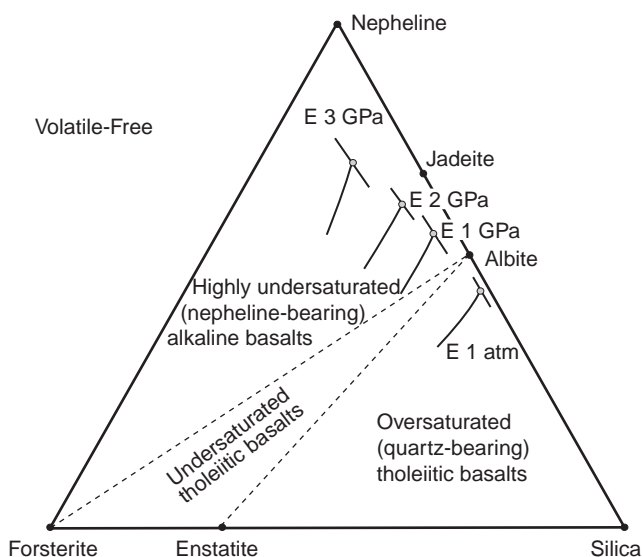


Figura 2a. Cambio en la composición del eutéctico (primer fundido) con el aumento de la P (1 a 3 GPa) a partir de una fuente de composición homogénea, proyectado a la base del tetraedro del basalto (de Kushiro, 1968; en Winter, 2014).

En los experimentos de fusión de materiales de composición mantélica se observa además de lo anterior, que a una cierta profundidad y variando la T, se producen distintas fracciones y composiciones de fundido (Green and Ringwood, 1967). Así,

a bajos grados de fusión se producen magmas más alcalinos ya que el álcali tiende a ser muy incompatible, mientras que mayores grados de fusión producen magmas de carácter más saturado en sílice (toleíticos). En el mismo sentido, los fundidos parciales alcalinos producidos a alta P y/o baja fusión, pueden transformarse en fundidos más toleíticos conforme P disminuye y la fusión aumenta.

Por otro lado, el efecto de la cristalización fraccionada en niveles corticales someros, puede provocar que los magmas basálticos evolucionen a líquidos más silíceos (andesitas, riolitas, etc.) y tanto las series toleíticas como las alcalinas, lo hacen de manera independiente (Green and Ringwood, 1967). Sin embargo, la evolución de magmas basálticos a líquidos más silíceos puede ser también producida por la asimilación de material cortical profundo (Winter, 2014). Por el contrario, cuando la cristalización fraccionada se lleva a cabo a alta presión y a la misma profundidad que la fusión, la cristalización se vuelve el proceso inverso de la fusión parcial pues se pueden producir series alcalinas a partir de la cristalización fraccionada de basaltos toleíticos a altas presiones, lo que implica que no evolucionan independientemente en estas condiciones (Wyllie, 1971). Sin embargo, al crearse fundidos a una cierta profundidad y posteriormente fraccionarse en niveles más someros conforme migran de la fuente, se pueden generar una mayor variedad de magmas. Además, la naturaleza de las fases que cristalizan y se fraccionan también varía con la profundidad; por ejemplo, a alta profundidad, piroxenos de alto aluminio (Al) se fraccionan y producen magmas sub-saturados en Al (nefelinitas), mientras que a niveles someros, piroxenos de bajo Al se fraccionan y provocan que los líquidos se enriquezcan en Al (Winter, 2014).

Adicionalmente, la fusión del manto a altas P y/o al altos grados de fusión, producirá picritas (basaltos con alto % MgO). Éstas serán alcalinas (a bajos grados de fusión) o toleíticas (a altos grados de fusión) (e.g. Kushiro, 2001; Gill, 2010). Al ascender, un basalto picrítico también puede evolucionar a un basalto toleítico por fraccionamiento de olivino (Wyllie, 1971; Winter, 2014).

La cristalización fraccionada es un proceso común durante el ascenso de un magma basáltico desde su fuente, e incluso puede ser un factor que ocurre siempre (O'Hara, 1965; 1968). Esto implica que los magmas que llegan a la superficie son líquidos residuales de dicho fraccionamiento y que rara vez, o nunca, se observan magmas primarios.

Un magma primario es aquel que no se ha diferenciado a partir de su formación por fusión parcial del manto a cierta profundidad. Por la dificultad para determinar si un fundido es realmente primario, el término magma parental se aplica para los fundidos más primitivos dentro del espectro de magmas presente en un área dada. Así, el magma parental puede ser primario o derivativo si ha evolucionado en mayor o menor grado (Winter, 2014).

Varios criterios deben ser considerados para evaluar si un magma es primario. El más sencillo y robusto parte de un bajo contenido de sílice, alto número de magnesio (Mg#), alto contenido de cromo (>1000 ppm), níquel (>400 ppm) y bajo en álcalis. También debe haber sido extrusionado a una alta T. Otro criterio es que el magma o roca no se encuentre multi-saturado en fases minerales (con fenocristales). El hecho de que un magma primario pueda ser producido por lo menos a bajos grados de fusión, implica que éste se encontraría cercano a la T del eutéctico. Por lo tanto, si la roca está multi-saturada en fases minerales indica que el fundido se encontraba en o ligeramente debajo de la T del liquidus (un magma de alta T, pero no sobrecalentado), y a su vez, cerca de la T del eutéctico. Así, un magma multi-saturado sería en principio un buen candidato de un magma primario. Sin embargo, este criterio es válido sólo a las P de su formación, no a las P de su erupción: las fases que cristalizan en el eutéctico a una P de 1 atm son distintas a las que cristalizan en los eutécticos a mayores P (e.g. ≥ 1 Gpa ≈ 30 km) (Kushiro, 1968; Figura 2a). Por lo tanto, es casi imposible que un magma multi-saturado a baja P también lo esté de igual manera a altas P, si se considera al magma como un sistema cerrado y en equilibrio. Así, el que un magma se encuentre multi-saturado a baja P (e.g. 1 atm) sugiere que éste estaba en equilibrio con las fases sólidas a una profundidad tan baja, que no se habría podido formar. Por lo tanto,

se requeriría que distintas fases minerales cristalizaron conforme cambió el eutéctico durante el ascenso desde la profundidad de generación. Dicho magma multi-saturado tendría que haber sido modificado por cristalización fraccionada desde su formación y por lo tanto no puede ser primario (Winter, 2014).

Por modelado inverso a partir de la fusión de vidrios basálticos de cordillera meso-oceánica a distintas P, considerados candidatos a ser magmas primarios (vidrios sin multi-saturación mineral), se puede determinar si en efecto un magma es primario o no. Al construir un diagrama de fases a partir de los experimentos de fusión a distintas P, se muestra la intersección de las curvas de estabilidad de los distintos minerales, lo que indica a qué profundidad ese magma estuvo multi-saturado y en equilibrio por última vez (Figura 2b). Entre más profunda sea la multi-saturación, más probablemente se tratará de un magma primario.

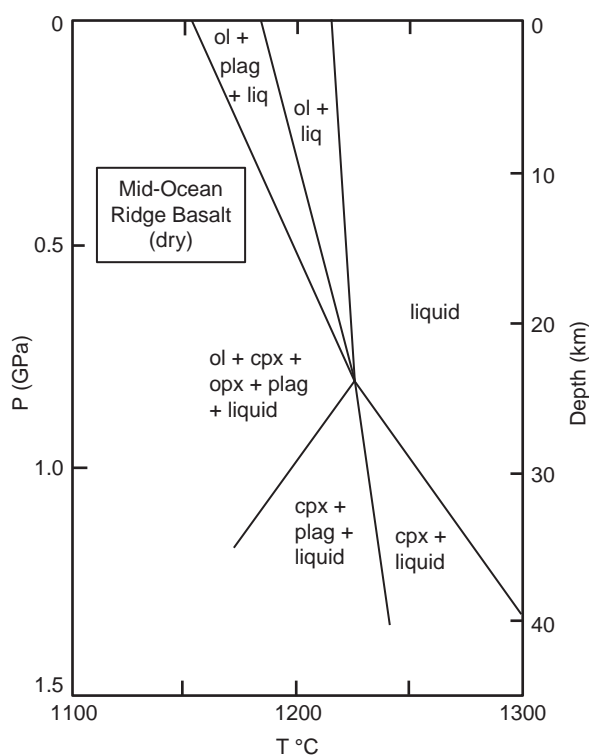


Figura 2b. Relaciones P-T anhidras de un basalto de cordillera meso-oceánica, que se cree es un magma primario (de Fujii y Kushiro, 1977; en Winter, 2014).

Sin embargo, un magma que no está multi-saturado en la superficie, tampoco es prueba de ser primario, ya que puede darse un caso así por altos grados de cristalización fraccionada. Por otro lado, los magmas primarios que resultan de altos grados de fusión parcial del manto pueden no estar multi-saturados a ninguna P, ya que la alta fusión impediría la saturación de fases minerales a cualquier profundidad.

Otros petrólogos también cuestionan el hecho de lo que se asume sobre magmas multi-saturados (e.g. McBirney, 1993), indicando que es muy probable que los magmas multi-saturados hayan perdido sus fenocristales iniciales al ser separados por gravedad. Por otro lado, es posible que algunas lavas ricas en fenocristales, sobre todo picritas ricas en olivino, conserven sus fases iniciales y que el ensamble mineral en su conjunto sí represente la composición de un magma primario. Desafortunadamente, no es posible saber si algunos fenocristales se han perdido. Por otro lado, las picritas ricas en olivino pueden representar acumulación de fenocristales en el fondo de una cámara magmática o en una intrusión bandeada y por lo tanto ser más magnésicas que los magmas primarios.

Otro criterio a considerar para que un magma pueda ser primario es si se tienen magmas alcalinos que contienen xenolitos de peridotitas y dunitas. Ello implica que el magma no llegó al equilibrio y que ascendió rápidamente, por lo que no tendría tiempo suficiente para fraccionarse significativamente. Finalmente, el olivino en peridotitas mantélicas residuales generalmente tiene una composición de FO_{89} a FO_{91} . Un líquido basáltico en equilibrio con ese olivino tendría una relación $MgO/(MgO + FeO)$ o $Mg\#$ en un rango de 0.66 a 0.75 (Roeder y Emslie, 1970; Green, 1971) ó 68 a 77 (Gill, 2010).

La evidencia mostrada por elementos traza e isotopía de fundidos del manto, así como de xenolitos mantélicos (fértiles y empobrecidos), indica que el manto es heterogéneo y que se compone grosso modo de un manto empobrecido y uno no empobrecido (e incluso enriquecido) (DePaolo and Wasserburg, 1977; Zindler et al., 1982). De esta manera, adicionalmente al espectro de magmas producidos por variaciones de P, el porcentaje de fusión parcial y de cristalización fraccionada a

partir de una fuente homogénea, se debe considerar la heterogeneidad del manto. Se sabe por experimentos de fusión que magmas toleíticos saturados en sílice pueden ser producidos por 10 a 40% de fusión parcial de una fuente empobrecida o enriquecida a profundidades de 30 a 40 km. Los basaltos alcalinos son producidos a mayor profundidad y menores porcentajes de fusión parcial a partir de una lherzolita fértil. Sin embargo, pueden ser muy difícilmente producidos a partir de fuentes empobrecidas (Jacques and Green, 1980; Winter, 2014).

2.2. Rocas basálticas y gabroicas toleíticas.

Un basalto es una roca ígnea de grano fino ($< 1\text{ mm}$) que consiste esencialmente de augita y plagioclasa cálcica. Un basalto toleítico presenta enstatita normativa (saturación de sílice) y puede presentar olivino normativo o algo de cuarzo normativo (sobre-saturación de sílice) (Gill, 2010). Un gabro es composicionalmente igual a un basalto pero presenta grano grueso ($> 3\text{ mm}$; un microgabro tiene un tamaño de grano de 1 a 3 mm) y consiste esencialmente de augita y plagioclasa cálcica ($An > 50\%$). Los gabros representan magmas que se han enfriado lentamente a profundidad, sin embargo, no se limitan a cuerpos plutónicos ya que pueden encontrarse en las facies gruesas dentro de paquetes de lavas de cierto espesor (Gill, 2010). De manera análoga al basalto, un gabro toleítico presenta enstatita en la norma además de augita. Puede presentar olivino o incluso un poco de cuarzo intersticial.

2.3. Características mineralógicas de basaltos y gabros.

Dependiendo de la composición del magma (principalmente Mg, Fe, Ca y Si en el sistema), al enfriarse un fundido del manto puede cristalizar un piroxeno cálcico, o uno bajo en calcio (pigeonita, enstatita, o pigeonita invertida), o bien ambos al mismo tiempo. La presencia de los dos piroxenos en un basalto o gabro toleítico suele ser común por su composición y porque el solidus de los basaltos trunca la curva del solvus en el sistema Mg, Fe y Ca de los piroxenos (Gill, 2010). Los dos piroxenos reflejan la solubilidad limitada mutua entre piroxeno de bajo y alto Ca:

los dos cristalizan con composiciones que reflejan un equilibrio químico entre ambos que depende de T (Lindsley, 1983). Así, el piroxeno de bajo calcio está saturado en un componente rico en Ca y la augita está saturada en un componente de bajo Ca. Esta saturación mutua puede observarse petrográficamente cuando los piroxenos cristalizan lentamente y tienden al equilibrio, ya que se sobre-saturan el uno con el otro y desarrollan lamelas de exsolución.

La estabilidad del piroxeno de bajo calcio depende de T y de la composición: en dicha solución sólida, la pigeonita es el polimorfo de alta T con una composición más rica en Fe y Ca y la estatita el de menor T (Philpotts y Ague, 2009). Sin embargo, la enstatita cristalizará directamente en fundidos muy ricos en Mg y a menor T. De esta manera, al enfriarse lentamente el sistema, la pigeonita se invertirá a enstatita a una T que depende de la composición del sistema (Gill, 2010).

La presencia de olivino en los basaltos y gabros ocurre cuando los magmas son ricos en Mg o Fe y pobres en sílice. A medida que un magma se enfría, puede reducirse la cantidad de olivino o desaparecer (dependiendo de la composición y del comportamiento abierto o cerrado del sistema), formándose piroxeno de bajo Ca por la reacción peritética Forsterita (Fo) + fundido \rightarrow Enstatita (En). Inversamente, al fundir una fuente rica en piroxeno de bajo calcio produciríamos olivino y un fundido con mayor contenido de sílice (En \rightarrow Fo + fundido) llamada fusión incongruente. Sin embargo, si la composición del sistema es más evolucionada (rica en Fe y pobre en Mg), la reacción anterior no se lleva a cabo (Bowen y Schairer, 1935; en Gill, 2010). En un sistema así, al enfriarse un magma el olivino no se reduce o desaparece produciendo enstatita. Al fundir una fuente rica en Fe tampoco se producirá olivino a expensas del piroxeno de bajo calcio, pero dependiendo de la temperatura, podrá cristalizar olivino rico en Fe (Fayalita) directamente del fundido. Por otro lado, si se tiene alta presión (>1.2 GPa ó 12 kb ó aproximadamente 36 km de profundidad) no habrá reacción peritética y la enstatita tampoco se fundirá incongruentemente (Chen y Presnall, 1975; en Winter,

2014). Por lo tanto, a alta presión no se podrá observar texturalmente la reducción del olivino al enfriarse el fundido a expensas de la producción de piroxeno de bajo calcio, ni tampoco se producirán líquidos más ricos en sílice a partir de una fuente con una mezcla de olivino y piroxeno de bajo calcio (Winter, 2014).

Adicionalmente, se pueden tener acumulaciones de minerales ferromagnesianos (olivino, piroxeno, etc.) y de óxidos que son separados del fundido por la gravedad debido a que éstos son más densos que el fundido que los contiene. Petrográficamente, se observarán texturas cumulíticas en gabros.

2.4. Intrusiones máficas estratificadas.

Los gabros que no son producto del enfriamiento lento en cámaras magmáticas o en gruesos paquetes de lavas, pueden encontrarse como intrusivos. Por sus dimensiones, las intrusiones gabroicas pueden formar complejos de diques y sills con espesores individuales que varían de centímetros a cientos de metros, o plutones de algunos kilómetros de diámetro hasta 450 km de extensión. En ambos casos, las intrusiones gabroicas rara vez son homogéneas y exhiben una distribución química y mineralógica llamada estratificación ígnea (igneous layering en inglés) que preserva muchos detalles de la historia del emplazamiento y cristalización del magma, e indirectamente, es un registro de la evolución química del fundido (Gill, 2010).

La mayoría de las intrusiones menores que son emplazadas a profundidades someras en una roca encajonante fría, presentan contactos con bordes de enfriamiento donde no hay crecimiento cristalino debido al enfriamiento súbito. Algunos sills gruesos (de 125 a 300 m de espesor) contienen una capa de olivino en la base de la intrusión. Se pensaba que esta capa era producto de la separación gravitacional del olivino por su alta densidad a partir un cuerpo de magma homogéneo. Sin embargo, estudios detallados indican que esas capas son el producto de intrusiones múltiples (i.e. Gibb y Henderson, 2006) o una inyección distinta con cristales en suspensión (i.e. Husch, 1990; Gorrington y Naslund, 1995). Algunos diques y sills reflejan una arquitectura compuesta, ya que su zona central

contiene una mineralogía distinta a sus márgenes, lo que sugiere que una segunda intrusión de magma de diferente composición ha utilizado la misma fisura u horizonte de debilidad, posiblemente antes de que la primer intrusión hubiese solidificado (Gill, 2010).

En este trabajo se realizó el análisis petrográfico de algunas muestras que permitió hacer inferencias sobre los procesos del emplazamiento de uno de los sills estudiados, que se presenta en la sección de petrografía (i.e MM-11-12A y B). Sin embargo, el alcance de los objetivos de este trabajo no contempló el estudio detallado mediante petrografía y la variación en la química mineral de la estructura interna de cada sill, sino que se comparan los distintos sills y coladas basálticas analizadas para ver sus variaciones texturales y mineralógicas a nivel regional.

2.5. Geometría y características de las intrusiones.

Las intrusiones gabroicas tienden a formar diques o sills dependiendo de la profundidad de emplazamiento y de la estructura de la roca encajonante. Los diques son capas intrusivas discordantes, casi verticales al emplazarse, que frecuentemente ocurren como enjambres paralelos o radiales. Diques individuales tienen grosores de centímetros a cientos de metros y pueden extenderse desde decenas y hasta más de 1000 km (Gill, 2010). Los diques no sólo transportan magma hacia arriba desde una fuente dada, lo que puede producir erupciones fisurales, sino que pueden transportar magma lateralmente a distancias considerables (Ernst et al., 1995).

Los sills son intrusiones en capas sub-horizontales principalmente concordantes a la estratificación de la roca encajonante, que usualmente son secuencias sedimentarias o volcánicas sin deformación. Pocos sills tienen espesores de más de 100 metros, pero muchos de ellos son capas individuales delgadas cuyo espesor en conjunto puede alcanzar varios kilómetros. Los sills son usualmente transgresivos pues si se observan lateralmente, suben o bajan de un horizonte estratigráfico a otro (Francis, 1982). Algunos complejos de sills pueden transportar

magmas básicos lateralmente hasta por 4000 km a partir de una sola fuente (i.e Storey y Kyle, 1997; en Gill, 2010).

Hay varios factores por los cuales un magma básico se emplaza como dique o sill, además de la profundidad. Un cuerpo magmático se expande en la dirección de mínima resistencia. La punta de un dique o sill se propagará si la presión interna del magma (P_m) es mayor a los factores que oponen dicha resistencia, que son a) el componente menor del campo regional de esfuerzos (σ_3) y b) el esfuerzo tensional de la roca encajonante (k), que deberá ser superado para que una fisura pueda extenderse. Así, una intrusión magmática se propagará sólo si $P_m > \sigma_3 + k$. En aquellas rocas donde k es independiente de la dirección (rocas sin estratificación o conformadas por material isótropo), la componente normal a la superficie de un cuerpo intrusivo (que se propaga verticalmente hacia arriba, en forma de dique) se aproxima a σ_3 al momento de emplazarse. Por lo tanto, σ_3 debe ser un esfuerzo horizontal que además debe tener una magnitud menor a la carga litostática vertical (ρgh). Por lo tanto, un dique se propagará hacia arriba si $P_m > \sigma_3 + k$, donde $\sigma_3 < \rho gh$ (Gill, 2010).

Por otro lado, un magma se emplaza en forma de sill a profundidades someras, cuando la carga litostática coincide con σ_3 (que en este caso es vertical). Así, $P_m > \sigma_3 + k = \rho gh + k$. En rocas sedimentarias someras, el vapor generado por el contacto entre el magma y el agua de poro puede ayudar a minimizar o eliminar k de la roca encajonante. Por lo tanto, la propagación de un sill ocurre en este tipo de roca si la presión del magma excede la carga litostática ($P_m > \approx \rho gh$).

Capítulo 3. Geología.

3.1. Geología de las islas San Juanito, María Madre y María Cleofas.

El archipiélago de las Islas Marías está conformado por cuatro islas que de norte a sur son San Juanito, María Madre, María Magdalena y María Cleofas (Figura 1b). Como lo resume Pompa-Mera et al. (2013) y Rodríguez-Alfaro et al. (2014), desde finales del siglo XIX se realizaron diversos estudios enfocados a la caracterización

paleontológica de las secuencias sedimentarias del archipiélago (e.g. Grayson, 1871; Stearns, (1894); Nelson (1899)). Posteriores estudios paleontológicos describieron también algunos aspectos geológicos de las islas (e.g. Hanna, 1926; 1927; Hanna y Grant, 1926; Jordan y Hertlein, 1926). Más tarde se realizó una descripción geológica general de las dos islas más grandes del archipiélago, María Madre y María Magdalena, así como la parte norte de María Cleofas (Strong y Hanna, 1930; Hertlein, 1934). Años después, se estudiaron los megafósiles de las tres islas más grandes asignándoles una edad del Plioceno-Pleistoceno (Hertlein y Emerson, 1959). Más tarde, se realizó un reconocimiento geológico principalmente en María Cleofas (Foose, 1962). Sin embargo, la descripción geológica más completa de las cuatro islas fue realizada por primera vez por Chiñas (1963), en cuyo estudio elabora el primer mapa geológico de María Madre y establece con base en sus observaciones, que las rocas más antiguas del archipiélago son rocas metamórficas de edad pre-Cretácica, y que los granitoides observados son cretácicos. Posteriores estudios paleontológicos y micropaleontológicos en las secuencias sedimentarias de María Madre les asignaron edades del Mioceno al reciente (Swain, 1967; Brunner, 1971). Estudios micropaleontológicos detallados para establecer un marco bioestratigráfico y paleoecológico fueron realizados en el archipiélago, principalmente en María Madre (Carreño et al., 1979; Weaver et al., 1981; McCloy e Ingle, 1982; Pérez-Guzmán, 1983; 1985; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988). Sin embargo, la elaboración de mapas geológicos detallados así como los primeros estudios geocronológicos, geoquímicos e isotópicos han sido elaborados recientemente (Pompa-Mera et al., 2013; Peralta y García, 2013; Pompa-Mera, 2014; Rodríguez-Alfaro et al., 2014).

La isla San Juanito, estudiada por Peralta y García (2013), contiene rocas de basamento conformadas por un esquisto de muscovita con una edad máxima de depósito del Pérmico (285 Ma), obtenida por U-Pb en zircones detríticos. Dicha población también presenta picos importantes de edades Pan-Africanas y Grenvillianas. La secuencia metamórfica es intrusionada por granitoides con edades obtenidas en zircones por U-Pb del Cretácico Superior (\approx 80 Ma). Las

rocas anteriores están coronadas por rocas volcánicas ácidas no fechadas aún. Todo el ensamble está cubierto por una secuencia sedimentaria que no ha sido estudiada hasta el momento.

En la isla María Madre, estudiada por Pompa-Mera et al. (2013) y Pompa-Mera (2014), afloran rocas de basamento compuestas por ortogneises y migmatitas con edades del Jurásico Medio (170 a 163 Ma) obtenidas por U-Pb en zircones, así como paragneisses de edad desconocida que han sido interpretados como colgantes. Los granitoides de composiciones que varían de tonalitas a granitos tienen edades del Cretácico Superior (\approx 83 a 80 Ma) por U-Pb en zircones, y se encuentran ampliamente expuestos sobre todo en la zona costera occidental de la isla (Figura 1b). De manera similar, se encuentran expuestas ignimbritas, brechas volcánicas y flujos de lavas de composición riolítica con edades del Cretácico Superior al Paleógeno (\approx 81 a 72 Ma y una 55 Ma), obtenidas por ^{40}Ar - ^{39}Ar en sanidino. La semejanza en las edades obtenidas sugieren que hubo actividad plutónica y volcánica simultánea. Una secuencia sedimentaria siliciclástica y marina, a marina somera con intercalación de tobas en varios sectores y poco consolidada (secuencia Ojo de Buey inferior y superior, respectivamente), se observa cubriendo a las rocas plutónicas y volcánicas de la isla, y sobre todo en la zona oriental de ésta. Mientras que en el occidente, una secuencia sedimentaria también siliciclástica y marina consolidada (llamada secuencia Isla Magdalena descrita adelante) con una edad máxima de depósito del Mioceno temprano, aparentemente cubre a la secuencia ígnea anterior y está cubierta a su vez por la secuencia Ojo de Buey. La secuencia Ojo de Buey tiene un pico principal de edad U-Pb en zircones detríticos de 83 Ma a partir del fechamiento de dos muestras sin contener zircones más jóvenes. Por otro lado, una muestra de la secuencia Isla Magdalena tiene un pico principal de edad de \approx 21 a \approx 30 Ma sin la presencia de zircones de edad cretácica. Estos resultados sugieren una fuente plutónica y volcánica cretácica para la secuencia Ojo de Buey, al menos para las muestras analizadas, y una fuente magmática del Mioceno temprano para la secuencia Isla Magdalena subyacente que no fue identificada en la isla María Madre. Los

estudios micropaleontológicos detallados realizados por otros autores en secciones de la secuencia Ojo de Buey en la isla María Madre (e.g. McCloy et al., 1988) indican repetidas transgresiones y regresiones marinas debidas a episodios de levantamiento y subsidencia de la isla del Mioceno tardío al Pleistoceno. Hay diques máficos de composición andesítica que intrusionan a los granitoides que afloran en el flanco occidental de la isla, sin embargo, no se encontraron rocas de composición basáltica (Pompa-Mera et al., 2013).

En la isla María Cleofas, estudiada por Rodríguez-Alfaro et al. (2014), una serie de granitoides de composición granodiorítica a granítica del Cretácico Superior (84 a 80 Ma, por U-Pb en zircones) está ampliamente expuesta. Sin embargo, no se encontraron afloramientos de rocas de basamento. Sobreyaciendo a los granitoides, grandes volúmenes de rocas volcánicas efusivas y piroclásticas de composición principalmente riolítica están también expuestos. Una edad de 78 Ma obtenida por U-Pb en zircones en una muestra volcánica sugiere que hubo actividad plutónica y volcánica contemporánea durante el Cretácico Superior. Existen diques máficos, incluyendo uno basáltico, que cortan a las secuencias volcánicas en la parte occidental y suroccidental de la isla. Una porción considerable de la parte oriental de la isla está cubierta por una secuencia siliciclástica marina de edad pliocénica al reciente, determinada por estudios paleontológicos. Las edades U-Pb en zircones detríticos de las areniscas tienen picos de edad principales de 20 y 30 Ma, y un pico secundario de 80 Ma, lo que indica una proveniencia de una fuente principal del Oligoceno tardío al Mioceno temprano, y una secundaria del Cretácico Superior. Los foraminíferos de una arenisca en un estrato superior fueron fechados por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con una edad del Mioceno medio (15.5 Ma). Esta edad es mucho más antigua de lo determinado paleontológicamente, posiblemente debido a un cierto grado de cristalización observado en algunos foraminíferos (Rodríguez-Alfaro et al., 2014). Sin embargo, esta edad es sólo un poco más antigua que el rango de edad obtenido en la secuencia Ojo de Buey inferior y superior (Mioceno tardío a Pleistoceno) determinado por micropaleotología (McCloy et al., 1988).

3.2. Geología de María Magdalena.

La geología de la isla María Magdalena se resume en el mapa de la Figura 3 elaborado a partir de trabajo de campo que se realizó mediante travesías a pie durante quince días. El mapa fue elaborado de la descripción de noventa puntos de control y la colecta de treinta y tres muestras, de las cuales se escogieron trece representativas para análisis petrográficos y geoquímicos, mostradas en el mapa. La ubicación y clasificación de todas las muestras analizadas puede ser consultada en la Tabla 1 del Anexo.

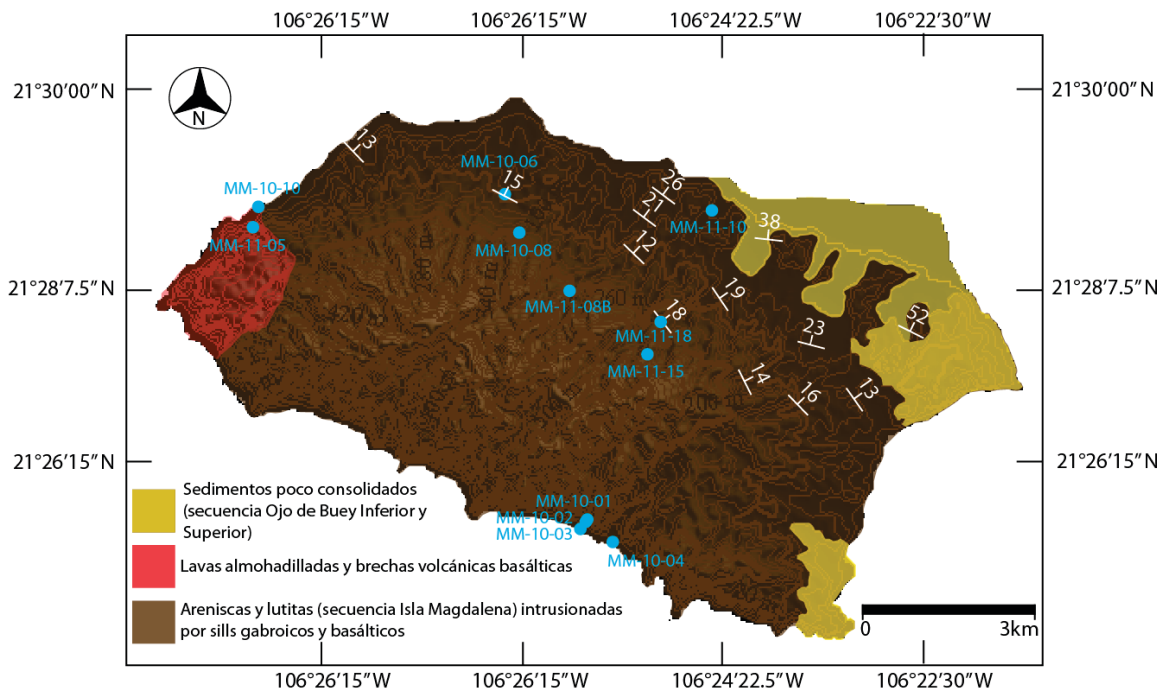


Figura 3. Mapa geológico de la isla María Magdalena. Las muestras analizadas geoquímicamente se presentan con su ubicación y clave en color azul (ver Tabla 1).

La Figura 4 muestra una sección esquemática de lo que se observa en la zona escarpada al sur de la isla y que contiene las principales litologías de ésta y su relación espacial. La geología de la isla se forma por una secuencia sedimentaria silicicástica y marina intrusionada por una serie de sills gabroicos y basálticos, sin la presencia de rocas cristalinas o de basamento.

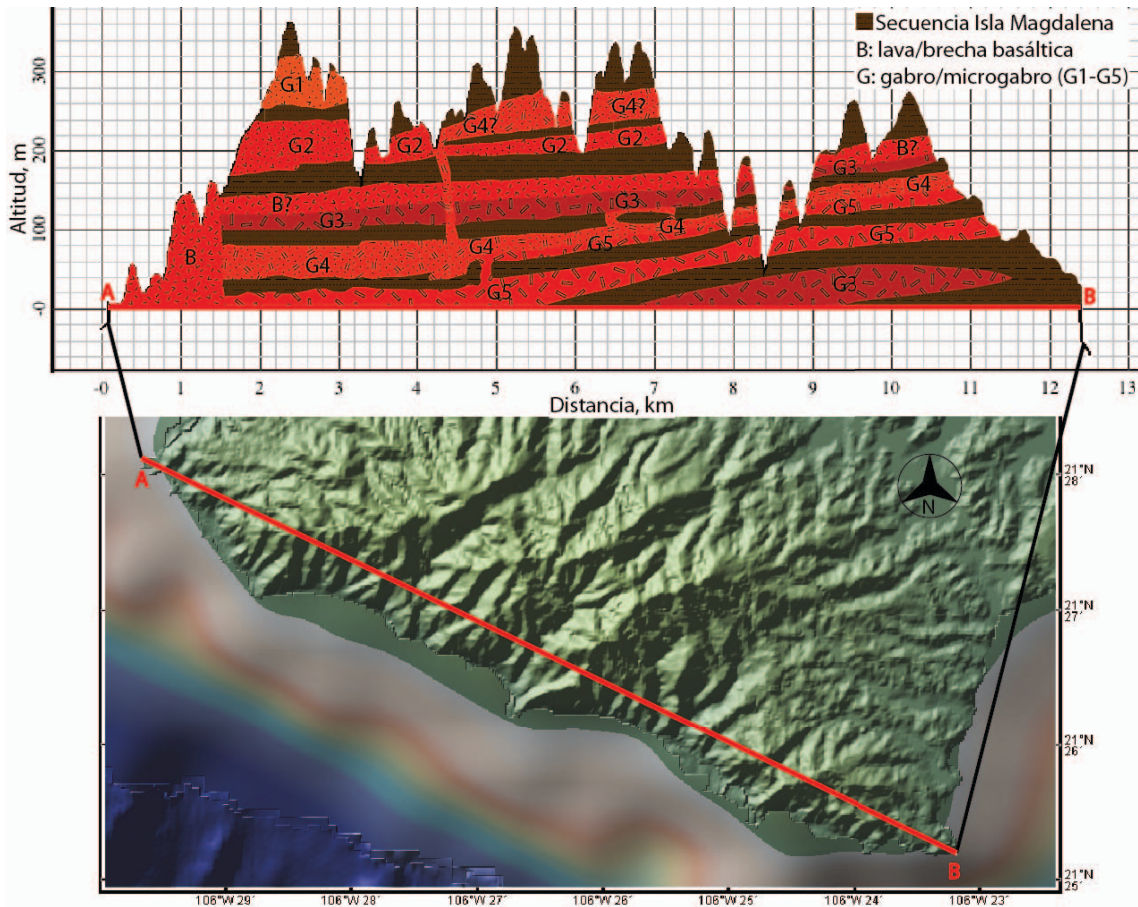


Figura 4. Sección esquemática del sur de la isla María Magdalena basado en el modelo de relieve obtenido de GeoMapApp (Liga 3). Tanto los espesores de los sills como la longitud de la secuencia Isla Magdalena no son reales. El perfil muestra esquemáticamente las litologías y sus características con base en lo observado en el trabajo de campo, donde se identificaron gabros y basaltos, y desde la lancha usada como transporte.

3.2.1. Secuencia sedimentaria Isla Magdalena.

En la isla María Magdalena, la secuencia sedimentaria denominada Isla Magdalena está conformada por intercalaciones de areniscas siliciclásticas y marinas y en menor proporción, lutitas y limolitas bien consolidadas (e.g. MM-10-01 y MM-11-18 descritas en la sección de petrografía, ver también Tabla 1, Anexo), la cual está inclinada aproximadamente $\approx 20^\circ$ al NE sobre todo en la zona N-NE de la isla (Figura 3). En algunas localidades se observaron coquinas, conglomerados y posibles tobas intercaladas entre las rocas sedimentarias, así como estratos plegados. Estas últimas litologías están sólo presentes en algunos estratos superiores de la secuencia Isla Magdalena y aparentemente están

separadas por una discordancia. Por otro lado, la presencia de marcas fósiles en dos areniscas de la secuencia Isla Magdalena (sin la presencia de coquinas y conglomerados), como bioturbación de moluscos, trazas de aves y gusanos, así como concreciones de Fe e impresiones de hojas (e.g. Figura 5j) (Vega-Vera, comunicación personal, 2011), confirman el depósito somero de la secuencia, al menos en ciertas zonas. Por otro lado, Chiñas (1963) reporta calizas microcristalinas silicificadas debajo de areniscas y lutitas.

En la isla María Madre, la secuencia Isla Magdalena está sobreyacida discordantemente por la secuencia Ojo de Buey (inferior y superior) y contrastan litológicamente. La secuencia Ojo de Buey está conformada por coquinas y conglomerados en las capas superiores e intercalaciones de areniscas, limolitas y lutitas siliciclásticas y calcáreas marinas, así como tobas. Estas litologías están poco consolidadas y se encuentran plegadas (Ojo de Buey Inferior) o no plegadas (Ojo de Buey Superior). En contraste, la secuencia Isla Magdalena tiene una litología similar pero no se observan coquinas, conglomerados o posibles tobas, está bien consolidada, no presenta plegamiento y buza $\approx 28^\circ$ hacia el NE. Eso indica que en la isla María Madre la secuencia Isla Magdalena es anterior a la secuencia Ojo de Buey y sugiere que la secuencia Isla Magdalena fue depositada en un ambiente más profundo que la secuencia Ojo de Buey.

Por otro lado, la secuencia Isla Magdalena es semejante a la observada en la isla María Cleofas, ya que en ambas se encuentran secuencias de areniscas y lutitas bien consolidadas. A diferencia de la isla María Cleofas, no se lograron obtener foraminíferos en varias muestras analizadas. Esto podría indicar un ambiente más profundo de depósito para esos estratos de la isla María Magdalena.

Las edades U-Pb en zircones de la secuencia Isla Magdalena en la isla María Magdalena se presentan en la sección de geocronología.

3.2.2. Sills gabroicos y basálticos, lavas almohadilladas.

Las rocas básicas se emplazan como sills gabroicos (gabros, microgabros) y uno basáltico (en función del tamaño de grano) de 1 hasta 5 m de espesor dentro de la secuencia sedimentaria. Esto es particularmente claro al observar la zona escarpada al sur de la isla desde el mar (Figura 4), donde se observa una intercalación de estratos de rocas sedimentarias y sills básicos con relaciones de contacto que indican intrusión (Figura 5a a 5d). En muchos casos la intercalación es sub-horizontal (Figura 5e), pero también presenta basculamiento (Figura 5d). La longitud de los sills llega a ser hasta de varios km, de manera aparentemente continua en algunos casos, aunque en otros se interrumpe (Figura 5a) o presenta acuñamiento (Figura 5f). En otros casos hay migración de un estrato inferior a uno superior por la propia intrusión (Figura 5c), o por fallas posteriores (Figura 5a). También se observaron afloramientos donde los gabros se emplazan discordantemente (en forma de diques) en los estratos sedimentarios (Figura 5c). Además de las relaciones de contacto descritas anteriormente, a nivel afloramiento se observó que un sill intrusiona a la secuencia sedimentaria con pequeños apófisis angulosos en ambos flancos. En otro caso, una arenisca está recrystalizada y silicificada (desaparece la estratificación) en ambos contactos con el sill, y se observa una apófisis de gabro intrusionando a la arenisca. Adicionalmente hay presencia de vetillas de calcedonia azul brechándola en ambos flancos.

En varios puntos se observan en contacto dos sills de distinta textura y/o composición: un cuerpo porfirítico (MM-10-03) está en contacto con otro sill con textura fanerítica y aparente intemperismo esferoidal. Esto indica que en algunos casos los sills no están necesariamente separados entre sí por la secuencia sedimentaria. En otro sitio, se observa un sill cloritizado en contacto concordante y emplazado entre un sill gabroico poco alterado y una arenisca silicificada. Esto sugiere que hay varios eventos intrusivos. Sin embargo, en otros sitios no es tan evidente si se trata de uno o más sills; en algunos paquetes gruesos se observa bandeamiento modal (e.g. MM-11-12A y B). Esto puede indicar que se trata de

distintos sills, en este caso contemporáneos, ya que no se aprecian sus contactos, o bien, de un sólo sill con una arquitectura compleja, producto de procesos como sedimentación de cristales asociados a cristalización fraccionada.

En la zona más occidental de la isla María Magdalena (Figura 3) hay evidencia clara de extrusiones sub-acuáticas. Hay abundantes afloramientos de lavas almohadilladas (Figura 5g y 5h) con vidrio en los bordes (Figura 5i) y fracturamiento radial que está por lo general relleno de calcita (Figura 5g y 5h). Hay una variedad de brechas vítreas de composición basáltica.

Las texturas observadas a nivel de afloramiento permiten identificar tres tipos de sills y diques. La mayoría presentan textura porfirítica y fanerítica, pero hay también algunos con textura afanítica. Los porfiríticos contienen matriz tanto afanítica como fanerítica. En algunas muestras (e.g. MM-11-10 y MM-11-15) se observaron megacristales de piroxeno de hasta 2.3 cm de longitud y de plagioclasa de hasta 6 cm de longitud. En otras muestras, los fenocristales de plagioclasa están redondeados. Varias de las muestras observadas contienen vesículas, usualmente rellenas de zeolitas.

El índice de color de los gabros es melanocrático y en ocasiones tiene coloración verde producto de cloritización por alteración.

La mineralogía esencial observada en muestra de mano de los gabros y basaltos está conformada por piroxeno (PX), plagioclasa (Plag.) ± olivino (Ol) y en una muestra, aparentemente anfíbol. Un sill presenta textura porfirítica con fenocristales de Ol + PX + Plag. y aparentemente espinela (e.g. MM-10-03).

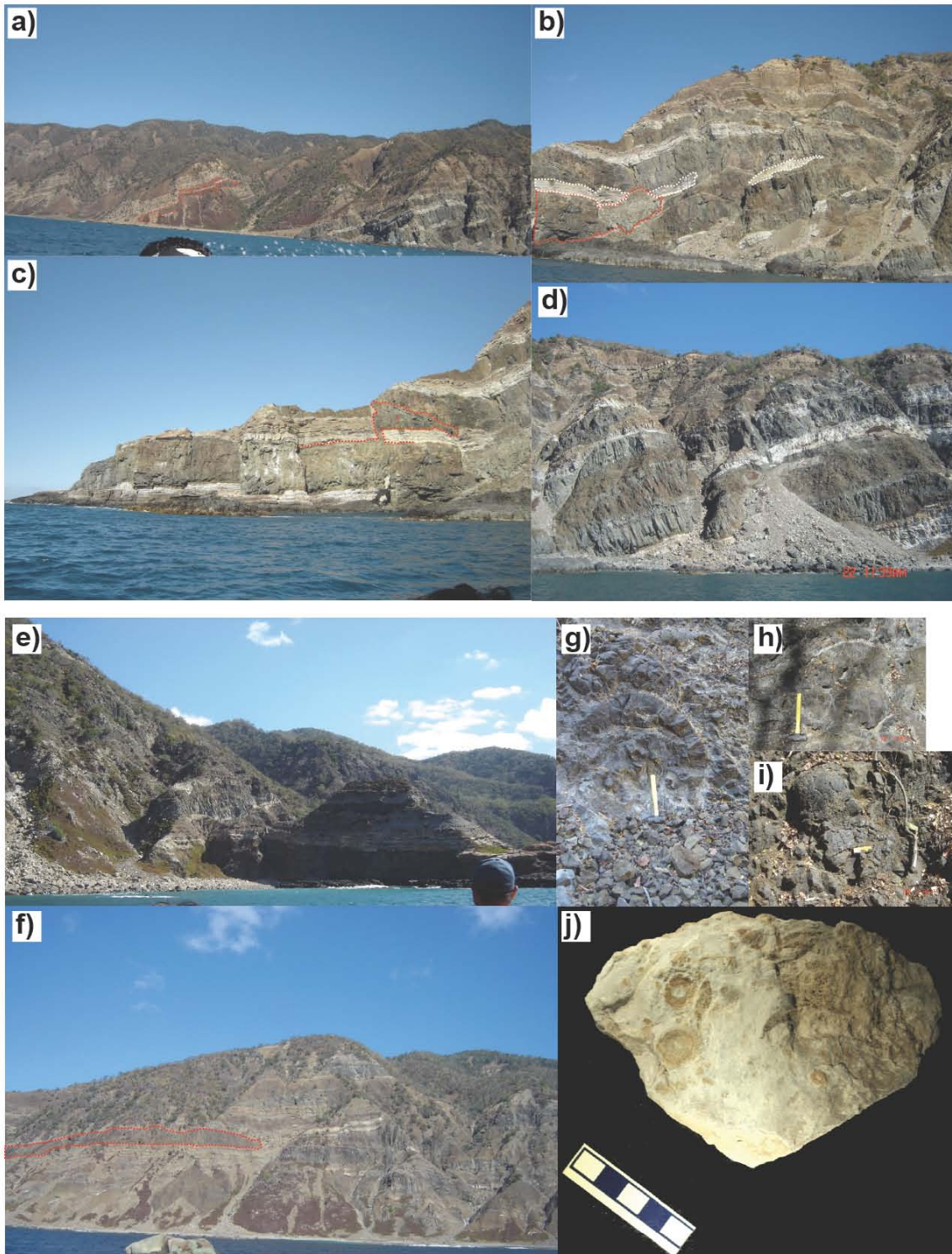


Figura 5. Fotografías de las vistas observadas en el flanco sur de la isla María Magdalena desde la lancha usada como transporte, así como del trabajo de campo. a) Vista donde se observan intercalaciones de las rocas sedimentarias de la secuencia Isla Magdalena y de las lavas básicas que conforman las litologías observadas en campo. Un estrato de la secuencia sedimentaria bordeado por lavas básicas. b) Zona donde un sill básico corta a un estrato de la secuencia Isla Magdalena y otro fragmento de dicha secuencia se

encuentra embebido en la lava básica. c) Dique que corta a un estrato de la secuencia Isla Magdalena y que aparentemente fue alimentado por magma proveniente del sill inferior y que alimenta a un cuerpo superior. d) Intercalaciones de magmas básicos y estratos de la secuencia Isla Magdalena fuertemente basculados en ese sitio. e) Vista de sills horizontales y basculados intrusionando a la secuencia sedimentaria Isla Magdalena. f) Vista de un sill que se acuña en la secuencia Isla Magdalena. g) Lava almohadillada con fracturamiento radial y bordes rellenos de calcita. h) Lava almohadillada con fracturamiento radial y calcita coronando el borde exterior. i) Zona exterior de una lava almohadillada conformada por vidrio. j) Marcas de fósiles y concreciones de Fe encontradas en algunas muestras de areniscas.

Capítulo 4. Petrografía.

4.1. Generalidades.

Los minerales principales de las rocas básicas estudiadas son la plagioclasa, el clinopiroxeno y el olivino. En muy pocas muestras se observaron pocos cristales de ortopiroxeno (e.g. MM-10-06, MM-11-08B). Muchos piroxenos con birrefringencia de primer orden tienen figuras ópticas centradas y no tienen extinción recta, lo que indica que son clinopiroxenos. La mayoría de las muestras contienen olivino y algunas espinela. Todas las muestras contienen opacos que en su mayoría deben ser óxidos, como lo evidencia la presencia de titanita cristalizando alrededor de éstos. Los minerales de alteración incluyen clorita, serpentina, mica oscura, sericita, zeolitas y calcita.

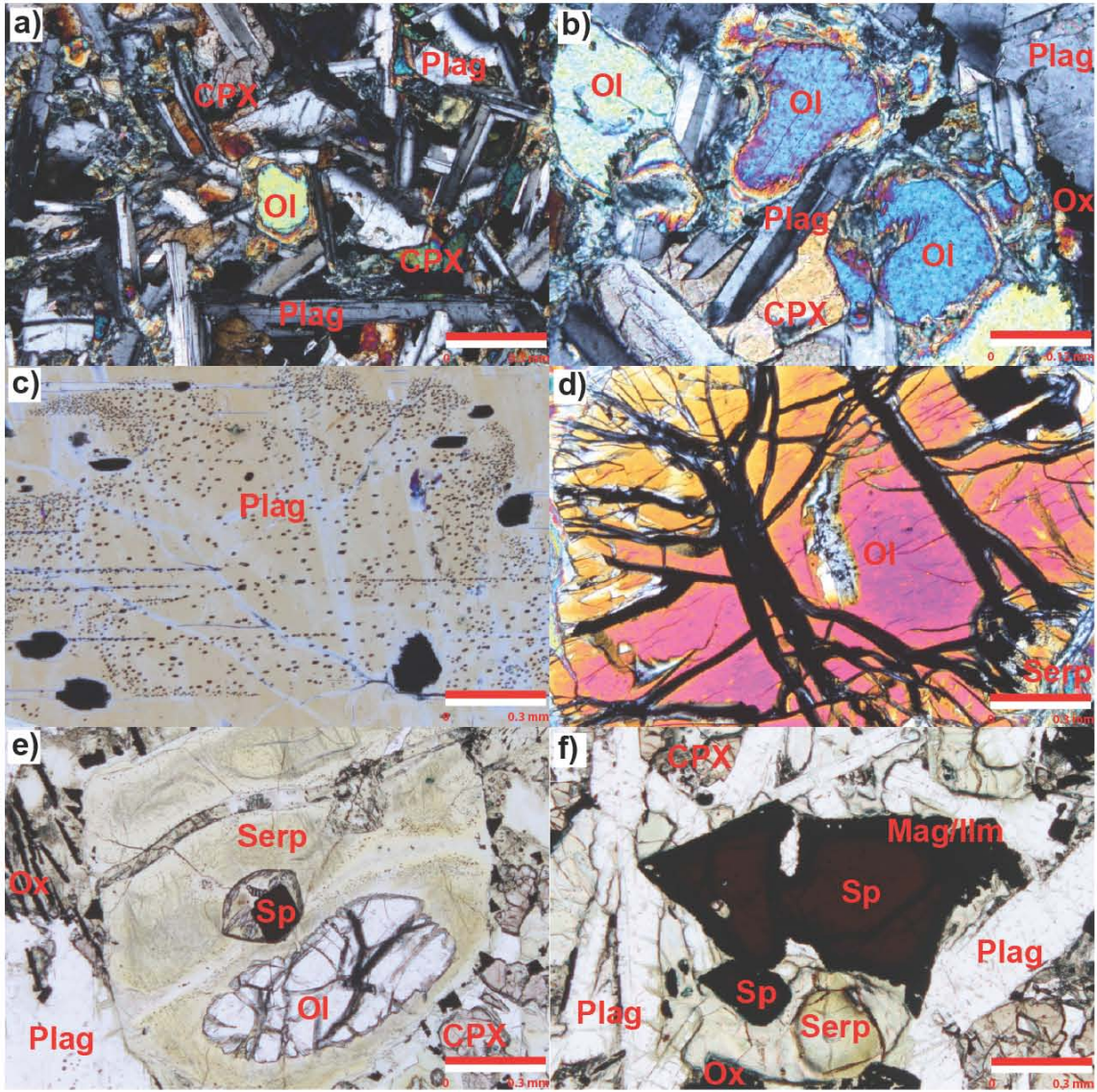
La mayoría de las muestras contiene fenocristales de tamaño grueso a medio de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, cuando está presente. Por otro lado, la mayoría de las muestras también presentan matriz de tamaño fino, pero nunca es microcristalina, excepto en el basalto almohadillado. De esta manera, si la proporción de fenocristales es mayor que la de matriz, la roca fue clasificada como gabro (grano grueso) o microgabro (grano medio) porfírico. Cuando la proporción de matriz fue mayor a la de fenocristales, se clasificó como basalto porfírico. Se utilizó el mismo criterio de tamaño de grano y su proporción para clasificar a las muestras sin fenocristales.

De las once muestras analizadas, nueve son porfiríticas y dos no contienen fenocristales. Hay gabros, microgabros y dos basaltos, incluyendo el basalto almohadillado (ver Tabla 1, Anexo).

La secuencia de cristalización de las rocas estudiadas, determinada a partir de las observaciones texturales, fue espinela, olivino, óxidos, plagioclasa, clinopiroxeno-pigeonita/ortopiroxeno. En algunas ocasiones es incierto el momento en que cristalizan los óxidos por las relaciones de contacto observadas y porque podrían ser producidos o bien por la desintegración magmática del olivino al formarse ortopiroxeno, o por la serpentización observada en muchas láminas.

Las muestras MM-11-12A y B no fueron analizadas geoquímicamente, pero se describieron petrográficamente para tratar de entender el origen del bandeamiento observado en el sill donde se colectaron.

Se describen dos areniscas (MM-10-01 y MM-11-18) analizadas geoquímicamente y de las cuales se fecharon zircones, para saber su posible proveniencia y ambiente de depósito.



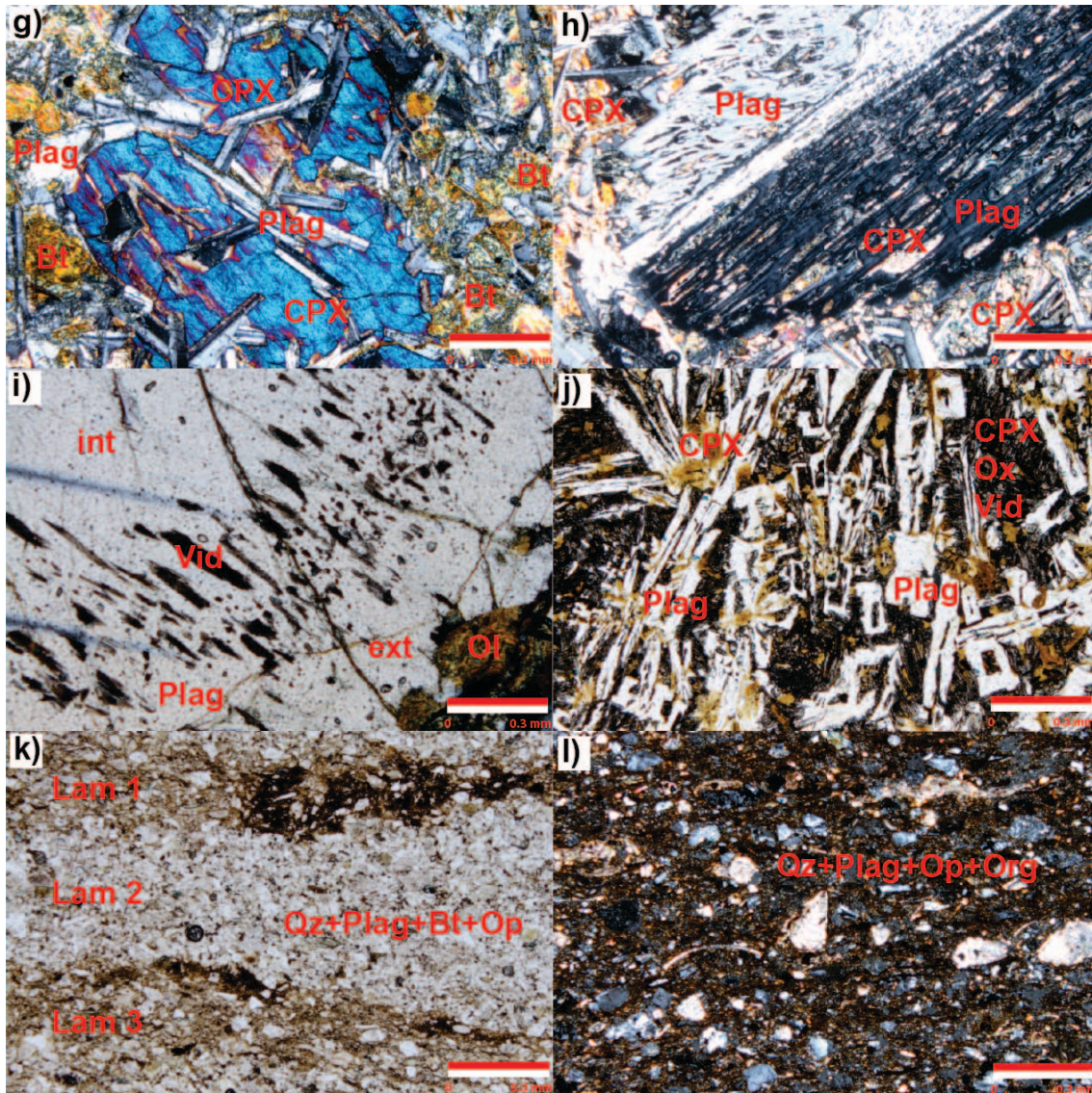


Figura 6. Fotografías micro. a) MM-10-02. Nícoles cruzados (XP). Barra de escala = 0.3 mm. Se observa olivino (Ol), plagioclasa (Plag), clinopiroxeno (CPX). b) MM-10-02. XP. Barra de escala = 0.12 mm. Se observan cristales de olivino alterados en sus bordes a serpentina (Serp); óxidos (Ox) y plagioclasas en contacto con olivino. El clinopiroxeno embebe parcialmente a la plagioclasa. c) MM-10-03. Luz paralela (PP). Barra de escala = 0.3 mm. Megacristal de plagioclasa con abundantes microlitos de minerales no identificados y probable vidrio (cristales isotrópicos de mayor tamaño) en la parte central, lo que produce una textura de tamiz. Alrededor de esta textura continúa el crecimiento del cristal de plagioclasa sin inclusiones. d) MM-10-03. XP. Barra de escala = 0.3 mm. Megacristal de olivino con abundante fracturamiento y bordes de serpentinizados. e) MM-10-03. PP. Barra de escala = 0.3 mm. Se observa un cristal de olivino parcialmente sustituido por serpentina y un cristal de espinela (Sp) dentro de dicho pseudomorfo de olivino. Rodeando al cristal se observa plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos. f) MM-10-03. PP. Barra de escala = 0.3 mm. Un fenocristal de espinela con una corona de magnetita (Mag) o ilmenita (Ilm). Alrededor del la espinela se observa un pseudomorfo de olivino sustituido por serpentina, además de clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos.

g) MM-10-06. XP. Barra de escala = 0.3 mm. Textura ofítica donde cristales de plagioclasa están inmersos en fenocristales de clinopiroxeno. Se observa mica oscura (Bt) alterando a probablemente piroxenos. h) MM-10-08. Barra de escala = 0.3 mm. XP. Fenocristal de plagioclasa con bordes corroídos y textura de tamiz. Dentro del cristal se observan inclusiones de clinopiroxeno y óxidos así como otras fases minerales no identificadas. Alrededor se observa un intercrecimiento de cristales de plagioclasa y clinopiroxeno de grano fino. i) MM-10-10. Barra de escala = 0.3 mm. XP. Fenocristal de plagioclasa (int) con una corona de textura de tamiz con inclusiones de vidrio (Vid) o otros minerales. En la parte exterior (ext) continúa cristalizando la plagioclasa sin presentar corrosión. Se observa un cristal de olivino serpentizado. j) MM-11-05. Barra de escala = 0.3 mm. PP. Plagioclasa esquelética con terminaciones con forma de “cola de golondrina”. Cristales de clinopiroxeno también presentan forma esquelética. Se observa una matriz microcristalina compuesta por olivino alterado, plagioclasa, clinopiroxeno, óxidos y vidrio. Algunos de los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno contienen en su interior parte del fundido o matriz. k) MM-10-01. Barra de escala = 0.3 mm. PP. Se observan tres - laminaciones (Lam 1, Lam 2, Lam 3) en esta muestra de arenisca, algunas capas conteniendo menos matriz (Lam 2) que otras. Contiene cuarzo (Qz), plagioclasa (Plg), mica oscura (Bt) y opacos (Op). l) MM-11-18. Barra de escala = 0.3 mm. XP. Se observa una arenisca con cuarzo, plagioclasa, opacos y organismos (Org) sustituidos por calcita, todos embebidos en matriz.

4.2. Descripciones petrográficas.

Las coordenadas de las muestras pueden ser consultadas en la Tabla 1 (Anexo), y su ubicación en la Figura 3.

Muestra: MM-10-02.

Clasificación: Microgabro.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Plagioclasa eudral y subedral de tamaño medio a fino (1.38 mm a 0.62 mm, aunque hay más pequeños); con muy pocos fenocristales. Clinopiroxeno anedral de tamaño fino (0.75 mm a <0.38 mm). Algunos cristales de olivino anedral de tamaño fino (promedio de 0.25 mm). Algunos clinopiroxenos se confunden con posible ortopiroxeno (baja birrefringencia pero figura óptica centrada, sin extinción recta en su mayoría, sin pleocroísmo), anedral de tamaño fino (promedio de 0.25 mm). Se observan opacos así como clorita y serpentina alterando a las fases máficas. Hay calcita y probables zeolitas.

Descripción textural: Roca holocristalina con textura fanerítica (plagioclasa) a afanítica (resto de las fases), forma hipidiomórfica. El clinopiroxeno y posible

ortopiroxeno rellena intersticios entre la plagioclasa (textura subofítica), la cual cristaliza como fenocristales y matriz (Figura 6a y b). La plagioclasa está en contacto con el olivino y es el mineral más abundante.

Muestra: MM-10-03.

Clasificación: Gabro porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Cristales de olivino anedral de tamaño grueso a fino (3.25 mm a <1 mm). Cristales de plagioclasa subedrales a anedrales de tamaño grueso a fino (7.5 mm a <1 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de tamaño grueso a fino (2.25 mm a <1 mm). Algunos clinopiroxenos se pueden confundir con ortopiroxeno (baja birrefringencia pero figuras ópticas centradas, sin extinción recta en su mayoría, sin pleocroísmo). Se observan algunos cristales de espinela café euedrales a subedrales de tamaño fino (0.88 mm y de menor tamaño). Hay presencia de opacos, titanita y minerales de alteración como serpentina, clorita y calcita.

Descripción textural: Roca holocristalina con textura porfirítica y forma hipidiomórfica. Fenocristales de plagioclasa presentan zoneamiento con abundantes inclusiones de minerales no identificados y probable vidrio (isotrópico), produciendo una textura de tamiz (Figura 6c). Los bordes de las zonas con inclusiones se encuentran subredondeados y bordeados por un subsecuente crecimiento de plagioclasa subedral sin textura de tamiz. Los fenocristales de olivino están parcialmente serpentinizados. (Figura 6d y e). Aunque la mayoría de los escasos cristales de espinela son euedrales, hay otros que están coronados por un mineral opaco (posible magnetita o ilmenita, Figura 6f). Algunos cristales euedrales de espinela se encuentran embebidos en olivino serpentinado (Figura 6e). Hay opacos (posibles óxidos) corroídos. Los intersticios de los fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno están rellenos por una matriz también de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno con formas euedrales (plagioclasa) hasta anedrales (olivino) de grano fino (de 1mm y menor). En esta matriz se observa textura ofítica con cristales de plagioclasa embebidos en clinopiroxeno. La

proporción de cristales de tamaño grueso es mayor a la de medio y fino por lo que esta roca se considera un gabro.

Muestra: MM-10-04.

Clasificación: Microgabro porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Cristales de plagioclasa euedral a anedral de tamaño medio a fino (3 mm a <1 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de tamaño grueso a fino (3.75 mm a <1 mm). Algunos clinopiroxenos se confunden con ortopiroxeno como se describió antes en otras muestras. Los minerales accesorios incluyen óxidos, titanita y posiblemente espinela. Los minerales de alteración incluyen clorita, serpentina y sercita.

Descripción textural: Roca holocristalina, porfirítica e hipidiomórfica. Abundantes fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos se encuentran en una matriz de grano fino compuesta por plagioclasa sericitizada, clorita y en menor cantidad serpentina (que reemplazó al olivino). Algunas plagioclasas están embebidas en clinopiroxeno. Algunos óxidos son esqueletales y están bordeados por titanita. La posible espinela no es euedral o subedral pero está coronada por óxidos como se observó en la muestra MM-10-03.

Muestra: MM-10-06.

Clasificación: Microgabro porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Plagioclasa euedral a anedral de tamaño grueso a fino (6.25 mm a <1 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de con tamaños de medio a fino (2.5 mm a <1 mm). Un cristal de ortopiroxeno fue identificado (birrefringencia de primer orden, figura óptica no centrada, extinción recta y ligero pleocrosimo), anedral de grano fino. Se observaron óxidos, mica oscura, clorita y titanita.

Descripción textural: Roca holocristalina, porfirítica e hipidiomórfica. Hay fenocristales de plagioclasa, mayormente subedrales, y de clinopiroxeno anedrales.

Se observa en casi toda la roca una textura ofítica (Figura 6g). La mica oscura reemplaza a minerales máficos.

Muestra: MM-10-08.

Clasificación: Basalto porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Plagioclasa eudral a anedral de tamaño medio a fino (1.75 mm a <1 mm). Clinopiroxeno anedral de tamaño fino (<1 mm) y muy poco olivino de tamaño muy fino así como óxidos. Los minerales de alteración son clorita, serpentina y calcita.

Descripción textural: Roca holocristalina, porfirítica, hipidiomórfica. Fenocristales eudrales de plagioclasa, algunos con bordes corroídos y textura de tamiz con posible vidrio y clinopiroxeno (Figura 6h). El clinopiroxeno rellena los intersticios entre las plagioclasas produciendo una textura subofítica. Algunos pequeños y escasos cristales de olivino no presentan alteración pero otros están serpentinizados. Calcita rellena intersticios entre los minerales.

Muestra: MM-10-10.

Clasificación: Gabro porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Plagioclasa eudral a anedral de tamaño grueso a fino (9 mm a <1 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de tamaño medio a fino (2.25 mm a <1 mm). Olivino anedral de tamaño medio a fino (1.25 mm a <1 mm). Se observa espinela subedral de grano fino, óxidos, serpentina, mica oscura y clorita.

Descripción textural: Roca holocristalina, porfirítica e hipidiomórfica. Se observa un fenocristal de plagioclasa que embebe a un pseudomorfo de olivino reemplazado por serpentina. Alrededor del pseudomorfo, cristaliza plagioclasa bordeada por una textura de tamiz que contiene vidrio, óxidos y otros minerales no identificados. En la parte exterior de dicha textura continúa cristalizando plagioclasa sin inclusiones (Figura 6i). Se observa textura ofítica en varias zonas de la lámina. Pequeños cristales rojos de espinela están coronados por óxidos.

Los olivinos contienen óxidos y están serpentinizados. Clorita y mica oscura alteran a las fases máficas.

Muestra: MM-11-01.

Clasificación: Microgabro porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Plagioclasa euedral a anedral de tamaño grueso a fino (5.75 mm a <1 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de grano medio (2.5 mm a 1 mm). Óxidos, titanita y minerales de alteración como clorita y calcita.

Descripción textural: Roca holocristalina, porfirítica e hipidiomórfica. Fenocristales de plagioclasa tienen formas tabulares alargadas y delgadas. El clinopiroxeno está ampliamente cloritizado. Los óxidos están coronados por titanita. Calcita se encuentra en las fracturas de un clinopiroxeno.

Muestra: MM-11-05.

Clasificación: Basalto almohadillado.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Olivino euedral a subedral de tamaños fino. Plagioclasa euedral a anedral de tamaño medio a fino (2 mm a <1 mm). Clinopiroxeno de tamaño fino. Óxidos, serpentina, clorita e idingsita.

Descripción textural: Roca hipohialina, porfirítica y alotriomórfica. La plagioclasa tiene forma esquelética y con terminaciones en forma de “cola de golondrina”; mucha de ella son fenocristales. Fenocristales de óxidos son también esqueléticos (Figura 6j). El olivino se encuentra alterado a serpentina e idingsita por completo. El clinopiroxeno se limita a estar en la matriz junto con plagioclasa, óxidos y posible vidrio.

Muestra: MM-11-08B.

Clasificación: Microgabro.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Plagioclasa subedral a anedral de tamaño medio (2.5 mm a 1.25 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de tamaño

medio (2.25 mm a 1mm). Se observó un cristal de ortopiroxeno. Óxidos, sericita, clorita y serpentina.

Descripción textural: Roca holocristalina, fanerítica e hipidiomórfica. La muestra no presenta fenocristales de ninguna fase, es equigranular. Se observa textura ofítica. El cristal de ortopiroxeno presenta colores de interferencia de primer orden así como extinción recta.

Muestra: MM-11-10.

Clasificación: Gabro porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Olivino euedral de grano medio (1.75 mm a 1 mm). Plagioclasa euedral a anedral de tamaño grueso a fino (10 mm a <1 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de tamaño medio a fino (1.25 mm a <1 mm). Óxidos, serpentina y clorita.

Descripción textural: Roca holocristalina, porfirítica e hipidiomórfica. Los fenocristales de plagioclasa con textura de tamiz e inclusiones de clinopiroxeno, minerales no identificados y vidrio. La mayoría de los cristales de plagioclasa están fracturados y las fracturas rellenas por clorita. El olivino está completamente alterado a serpentina. Se observa abundante textura ofítica.

Muestra: MM-11-12A y B (2 láminas).

Nota: Las dos muestras corresponden a un grueso sill que en campo presenta bandeamiento modal. Así, se muestreo la parte superior con el nombre A(Superior) y la parte inferior como B(Inferior).

Clasificación: A(Superior): Microgabro porfirítico; B(Inferior): Basalto porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano:

A: Olivino subedral de tamaño medio a fino (1.1 mm a <1 mm). Plagioclasa euedral a anedral de tamaño medio a fino (2.25 mm a <1 mm). Clinopiroxeno subedral a anedral de tamaño medio a fino (2.5 mm a <1 mm). Óxidos, serpentina y clorita.

B: Misma mineralogía y forma que la muestra A, pero de tamaño fino equigranular, excepto por plagioclasas de grano medio (1.75 mm).

Descripción textural: Ambas muestras son holocristalinas, porfiríticas e hipidiomórficas. El olivino está totalmente serpentizado y se observa textura ofítica en ambas muestras.

Muestra: MM-11-15.

Clasificación: Gabro porfirítico.

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Olivino euedral a anedral de tamaño medio a fino (2.5 mm a <1 mm). Plagioclasa euedral a anedral de tamaño grueso a fino (3.25 mm a <1 mm). Clinopiroxeno anedral de grano grueso (>3 mm). Óxidos, serpentina y clorita.

Descripción textural: Roca holocristalina, porfirítica e hipidiomórfica. Abundante olivino en fenocristales euedrales parcialmente alterados a serpentina. Fenocristales de plagioclasa, algunos de los más grandes presentan zoneamiento y sorción en las zonas interiores, pero están coronados por plagioclasa que cristaliza posteriormente. El clinopiroxeno embebe tanto a olivinos como a plagioclasa, lo cual produce una textura ofítica.

Muestra: MM-10-01.

Clasificación: Arenisca siliciclástica (Arcosa).

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Contiene cuarzo, plagioclasa, mica oscura, opacos, clorita. Todos los minerales son anedrales y con tamaños que varían de 0.11 mm a 0.06 mm (arena muy fina).

Descripción textural: Roca equigranular de grano fino que presenta laminación. Todas las fases minerales son angulosas, con menos del 15% de matriz en algunas láminas y 20% aproximadamente en otras (Figura 6k). Los cristales no muestran una orientación bien definida. Las micas están cloritizadas.

Proveniencia y ambiente de depósito: La presencia de clastos angulosos de cuarzo, plagioclasa y mica oscura indica una probable fuente ígnea de rocas

graníticas cercana. La poca matriz indica un ambiente de alta energía y poca turbulencia en el depósito.

Muestra: MM-11-18.

Clasificación: Arenisca siliciclástica con microfósiles (Grauvaca).

Fases minerales, forma y tamaño de grano: Se observan cristales de plagioclasa, probable cuarzo y opacos. Todos los minerales son anedrales con tamaños que varían de 0.12 mm a 0.04 mm (arena muy fina a limo). Contiene abundantes microfósiles reemplazados por calcita.

Descripción textural: Roca equigranular de grano fino con minerales angulosos y aproximadamente 30% de matriz. Los microfósiles no fueron estudiados pero entre otros se distinguen gasterópodos (Figura 6l).

Proveniencia y ambiente de depósito: La presencia de clastos angulosos de plagioclasa, probable cuarzo y opacos indican una fuente ígnea cercana, probablemente de rocas graníticas. La cantidad de matriz indica un ambiente de energía moderada y poca turbulencia, como lo indica el depósito y conservación de fósiles.

Capítulo 5. Geoquímica.

La metodología analítica en la preparación de muestras para análisis geoquímicos consistió en el uso de una prensa hidráulica del Instituto de Geología, UNAM, así como una quebradora de quijadas, pulverizador de discos de acero endurecido y las instalaciones del taller de separación de minerales del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geofísica de la UNAM. De este proceso se obtuvieron tres alícuotas para análisis geoquímicos e isotópicos.

Los resultados de elementos mayores y traza de las muestras analizadas se presentan en la Tabla 1 (Anexo). Los análisis de elementos mayores fueron realizados mediante fluorescencia de rayos X (FRX), en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX) del Instituto de Geología de la UNAM. La

metodología analítica empleada es la de Lozano Santa-Cruz y Bernal (2005). Los elementos traza fueron realizados por ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM. La metodología analítica empleada para su determinación es la de Mori et al. (2007). Adicionalmente, se determinó la mineralogía normativa de los gabros y basaltos con la hoja de cálculo de Hollocher (Liga 1). Una andesita (IM-09-25, \approx 56% de sílice) de la isla María Madre se utilizó para fines comparativos (Pompa-Mera, 2014) así como dos basaltos de la placa Rivera (DS-1 y DS-2) que fueron analizados en la zona externa e interna (EXT e INT, respectivamente) por Valdez (2006).

Todos los gabros y basaltos de la isla María Magdalena contienen enstatita normativa y la mayoría tiene una proporción mayor de ésta que de diópsida. Por el contrario, los basaltos de la placa Rivera tienen una proporción mayor de diópsida normativa que enstatita.

Cuarzo normativo se presenta en bajos valores en sólo cinco de las once muestras analizadas de la isla María Magdalena y ninguna contiene nefelina normativa. Todos los basaltos de la placa de Rivera tienen todos cuarzo normativo y en mayor proporción que los de la isla María Magdalena (Valdez, 2006).

5.1. Elementos mayores.

El diagrama de clasificación de álcalis contra sílice de Cox et al. (1979), así como el de discriminación subalcalina de Irvine y Baragar (1971; en Wilson, 1989) se presentan en las figuras 7a y 7b, respectivamente.

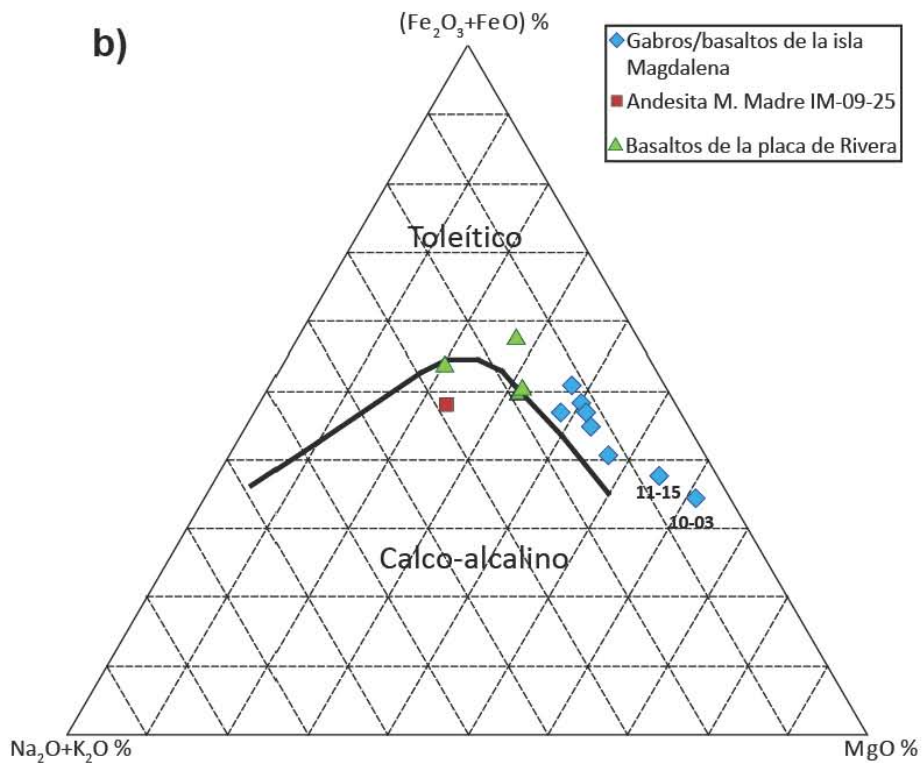
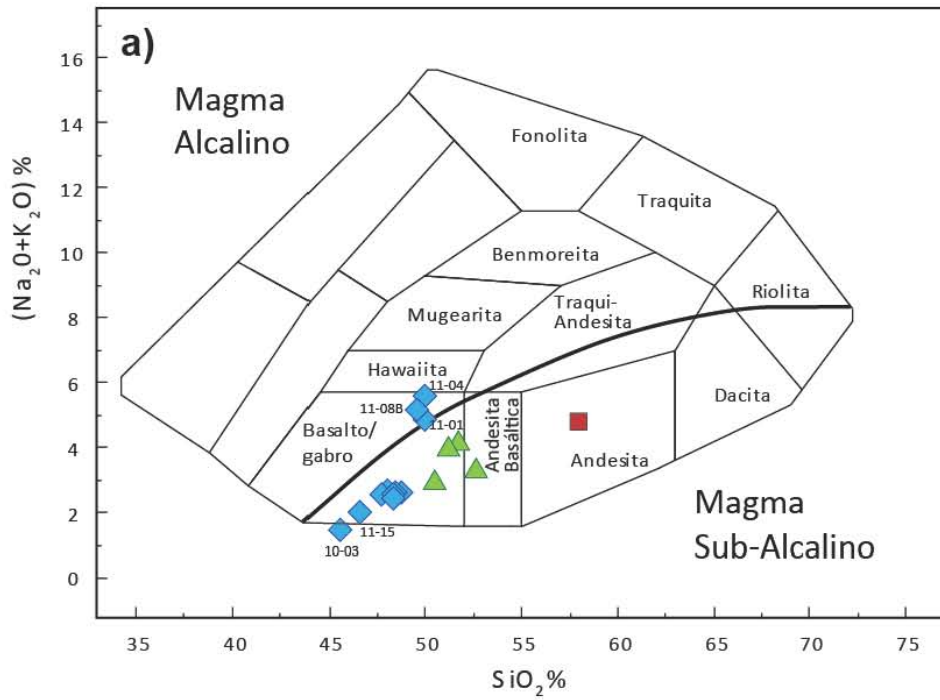


Figura 7. a) Diagrama de clasificación de rocas no potásicas con base en el contenido de álcalis vs sílice según Cox et al. (1979), modificado por Wilson (1989). b) Diagrama de discriminación entre magmas toleíticos y calco-alcálicos de Irvine y Baragar (1971), tomado de Petrelli et al. (2005). En ambos diagramas se presentan las abreviaturas de los números de algunas muestras (e.g. 10-03 = MM-10-03).

Como se observa en la Figura 7a, todas las rocas básicas de la isla María Magdalena clasifican como basaltos o gabros (ver Tabla 1, en el Anexo, para su clasificación modal). Adicionalmente, son mayoritariamente sub-alcálinos, excepto por tres muestras que grafican como magmas alcalinos (MM-11-01, MM-11-04 y MM-11-08B). En el diagrama de la Figura 7b, muestra que todas son toleíticas. Las muestras básicas de la isla Magdalena tienen mayor porcentaje en peso de magnesio (MgO wt%) que los basaltos de la placa Rivera que son más ricos en hierro (FeO wt%). La muestra máfica de la isla María Madre clasifica como andesita.

Los diagramas Harker de ciertos elementos se presentan en la Figura 8. Los gabros y basaltos de la isla María Magdalena contienen números de magnesio (#Mg) con valores de hasta 80 (rango de 58 a 80) y concentraciones de MgO de hasta 20% en peso (rango de ≈ 6 a $\approx 20\%$). La concentración de TiO_2 alcanza poco más de 2% en peso (rango de ≈ 0.8 a 2%). Las concentraciones de Cr son de hasta 900 ppm (rango de ≈ 200 a 900 ppm) y de Ni de hasta 580 ppm (rango de ≈ 70 a 580 ppm). Todas las rocas básicas de la isla Magdalena tienen #Mg y concentraciones de Mg, Cr y Ni mayores, y menor concentración de TiO_2 , en comparación con los basaltos de la placa Rivera. La andesita de la isla María Madre (IM-09-25) tiene valores menores sobre todo de #Mg y concentraciones de Mg que las rocas de la isla Magdalena y la placa Rivera.

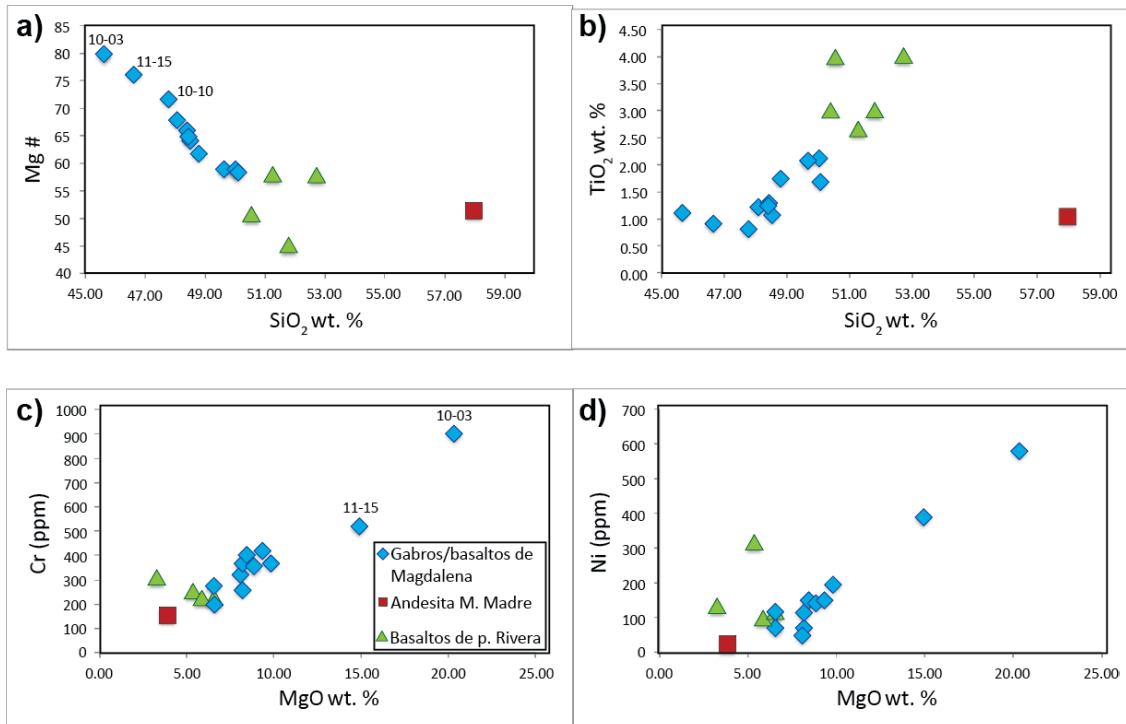


Figura 8. Diagramas Harker normalizados, después de restar el porcentaje de la PXC (Tabla 1). a) Mg# vs SiO₂ (wt.%). b) TiO₂ (wt.%) vs SiO₂ (wt.%). c) Cr (ppm) vs MgO (wt.%). d) Ni (ppm) vs MgO (wt.%). En algunos diagramas se indican los números de algunas muestras con abreviatura (e.g. 10-03 = MM-10-03).

5.2. Elementos traza y Tierras Raras (REE).

La Figura 9 muestra el digrama multi-elemental (de araña) normalizado a los valores N-MORB de Sun y McDonough (1989). Adicionalmente se muestran los análisis de rocas basálticas del margen occidental de la Provincia Extensional del Golfo desde el estado de Sonora a Nayarit realizadas por Ferrari et al. (2013) para fines comparativos. Las rocas básicas de la isla María Magdalena (ver pie de figura) tienen patrones relativamente planos, similares a las composiciones N-MORB e incluso más empobrecidas para los elementos moderadamente a muy poco incompatibles. Las concentraciones para los elementos altamente incompatibles como los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE, por sus siglas en inglés) como Cs, Rb y Ba son en general más altas que N-MORB. Por otro lado, los gabros de Magdalena muestran marcadas anomalías positivas de Pb y Sr. A comparación con los basaltos de la placa de Rivera, las rocas de Magdalena están magmáticamente más empobrecidas. La andesita de la isla

María Madre está muy enriquecida en elementos incompatibles respecto a los menos incompatibles en comparación con las rocas de la isla María Magdalena, y tiene semejanza con algunas de las rocas máficas estudiadas por Ferrari et al. (2013). Éstas últimas a su vez son claramente distintas a las de la isla María Magdalena y de la placa Rivera. Los valores de elementos de alto potencial iónico (HFSE, por sus siglas en inglés) como Nb, Ta, Zr y Hf de las muestras de la isla María Magdalena contrastan claramente con los magmas del margen continental occidental del Golfo de California e indican distintas fuentes y procesos durante su génesis.

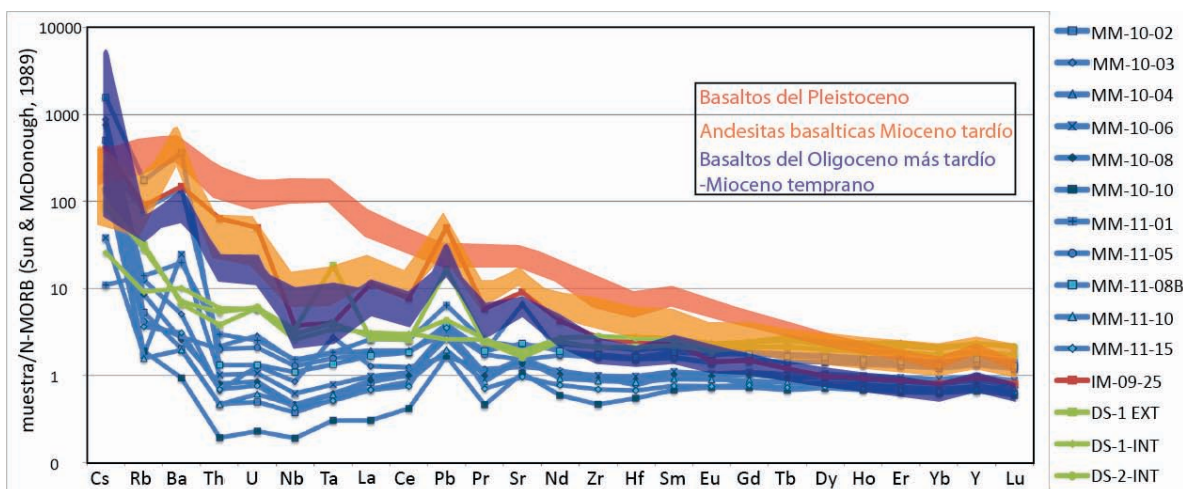


Figura 9. Diagrama multi-elemental (de araña), normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) de las rocas de este y otros estudios. La posición de los elementos tiene un arreglo en el que aumenta la compatibilidad geoquímica de izquierda a derecha. Se muestran las muestras de la isla María Magdalena (líneas azules) así como los basaltos de la placa Rivera (líneas verdes; Valdez, 2006) y la andesita de la isla María Madre (línea roja; Pompa-Mera, 2014). Los patrones con áreas iluminadas son las muestras del magmatismo máfico estudiado por Ferrari et al. (2013) que aparecen en el recuadro de la figura. La leyenda de las muestras aparece a la derecha de la figura.

Los patrones de REE de la Figura 10 muestran que tanto las muestras de la isla María Magdalena como las de la placa Rivera tienen pendientes positivas, ambas están empobrecidas en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las pesadas (HREE). Sin embargo, las muestras de la isla María Magdalena están incluso más empobrecidas que las de los basaltos de la placa Rivera. Por otro lados, los

valores de La/Yb_N , con un rango de 0.3 a 0.1 y de ≈ 0.8 para la placa Rivera (Tabla 1, Anexo) confirman los patrones planos de REE observados en la Figura 10 e indican que el granate no estaba presente en la fuente. La andesita de la isla María Madre está enriquecida e indica una fuente distinta de generación que la de los gabros y basaltos de la isla María Magdalena y la placa Rivera. Líneas de modelado de fusión por lotes también se presentan para el fundido, siguiendo a Shaw (1970) (ver ecuaciones en Villanueva-Lascurain et al., 2016). La composición peridotítica del manto utilizada como fuente es un basalto de la placa de Rivera (DS-2INT) invertido a 10% de fusión por lotes (Figura 10a) y la muestra MM-10-03 invertida a 20% de fusión por lotes (Figura 10b), ambas a partir de una peridotita con espinela (53% Ol, 17% Cpx, 28% Opx, 2% Sp) de Mori et al. (2009). Los coeficientes de partición utilizados fueron tomados de White (2013). Todas las líneas del modelado fueron normalizadas con los valores condriticos de McDonough y Sun (1995). Se utilizaron dos fuentes del manto ya que una sola fuente (e.g. la DS-2INT) no reproducía los patrones observados de todas las muestras, si es que se limitaba el máximo grado de fusión a 30% (Figura 10a y b). Así, todos los patrones de las muestras podrían ser reproducidos, incluyendo los más empobrecidos (e.g. MM-10-10), a partir de una sola fuente (DS-2INT) si el grado de fusión fuese mayor a 40%. Sin embargo, las condiciones para lograr tan altos grados de fusión son improbables dados los procesos de fusión actuales de la Tierra. Se observa en ambos diagramas, que los patrones de las muestras de la isla María Magdalena son mejor reproducidos con grados mayores de fusión que los basaltos de la placa Rivera, incluso al considerar a la placa Rivera como única fuente. No se presentan los resultados del modelado de cristalización fraccionada Rayleigh (Shaw, 1970) del fundido o del residuo ya que no reprodujeron los patrones de las muestras al modificar los grados de cristalización.

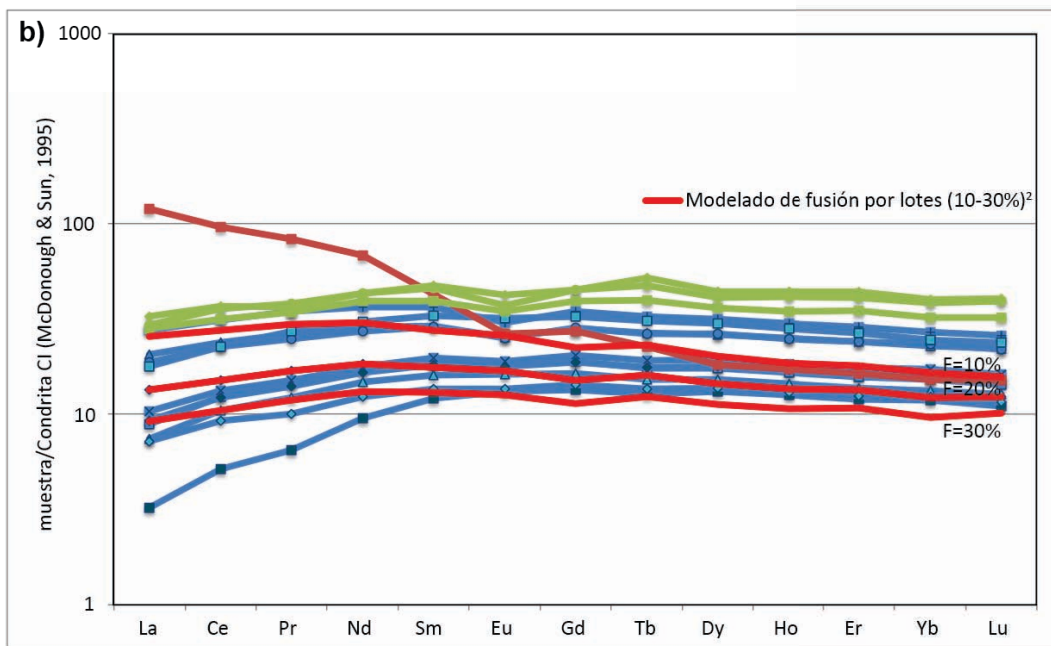
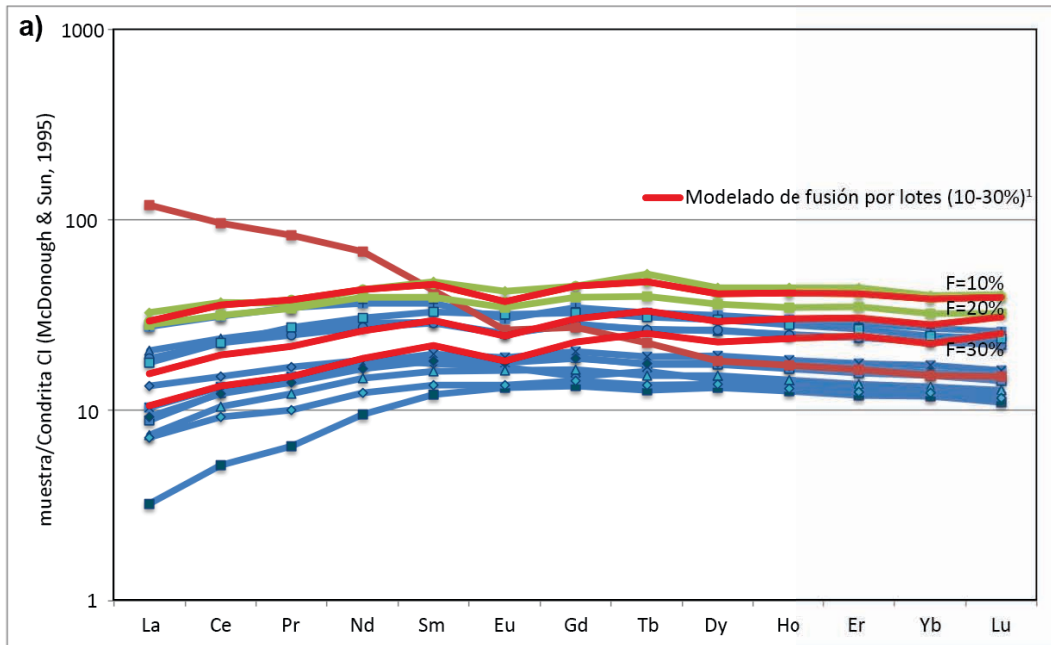


Figura 10. Diagrama de REE normalizado a la Condrita-CI (McDonough y Sun, 1995), con un incremento en la compatibilidad geoquímica de izquierda a derecha, de las muestras de este y otros estudios. Se muestran las rocas de Magdalena (líneas azules), así como los basaltos de la placa de Rivera (líneas verdes; Valdez, 2006) y de la andesita de María Madre (IM-09-25) (línea roja pálida; Pompa-Mera, 2014). Ver la leyenda de las muestras en la Figura 9. También se observan las líneas modeladas de fusión por lotes (rojo fuerte), cuyos porcentajes de fusión (F%) se muestran a la derecha con letra negra. La composición de la fuente fue tomada de: a) ⁽¹⁾ basalto de la placa de Rivera (DS-21NT) invertido al 10% de fusión por lotes y b) ⁽²⁾ gabro porfírico de Magdalena (MM-10-03) invertido a 20% de fusión por lotes. Para ambas fuentes se asumió que se trata de una peridotita mantélica con 53% Ol, 17% Cpx, 28% Opx, 2% Sp (wt.%), de Mori et al. (2009).

Capítulo 6. Isotopía de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb.

Todos los gabros y basaltos de la isla María Magdalena analizados geoquímicamente, fueron también analizados isotópicamente para los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb, además de las dos areniscas presentadas en la sección de petrografía.

Posteriormente a la preparación para análisis geoquímicos mencionada antes, la alícuota seleccionada para isotopía fue utilizada para la digestión química y posterior separación de elementos de los sistemas mencionados. Todos los procesos químicos fueron elaborados en el laboratorio de química ultra-pura del LUGIS, donde además se determinó la concentración de Rb, Sr, Sm y Nd mediante dilución isotópica. Una vez separadas, las muestras fueron analizadas en los dos espectrómetros de masas de ionización térmica (TIMS) del LUGIS, un Finnigan MAT 262 y un Thermo-scientific TRITON PLUS, para determinar las relaciones isotópicas presentadas en la Tabla 2 (Anexo). Detalles de la metodología analítica de los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb pueden ser consultadas en Schaaf et al. (2005).

Las relaciones isotópicas de Sr y Nd se presentan en la Tabla 2 y se observan en la Figura 11. Es evidente a partir de este diagrama que todos los gabros y basaltos de la isla María Magdalena tienen valores isotópicos menos empobrecidos que los basaltos de la placa Rivera. Sin embargo, la mayoría de las muestras caen dentro del rango de valores para el N-MORB del Pacífico (Winter, 2001). Por otro lado dos muestras grafican dentro de los campos del N-MORB del Atlántico, una en E-MORB, y otras tres tienen valores isotópicos altamente anómalos con altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a valores relativamente constantes de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Estas últimas tres muestras son las que grafican como alcalinas en la Figura 7a. Las dos muestras de areniscas fueron también graficadas y muestran valores isotópicos continentales (MM-10-01) aunque ligeramente anómalos (MM-11-18), que indican un origen a partir de rocas continentales poco evolucionadas y con posible alteración.

Para probar si la secuencia sedimentaria afectó los valores isotópicos de las rocas básicas de la isla María Magdalena, se calcularon hipérbolas de mezcla simple entre la composición isotópica promedio de la placa de Rivera como posible fuente, y las dos areniscas como contaminantes (Faure y Mensing, 2005). Las hipérbolas de la Figura 11 indican que las rocas enriquecidas en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron contaminadas entre un 20 y un 30% por la secuencia sedimentaria, o por rocas continentales con esa composición isotópica. Incluso la muestra MM-10-03, considerada un posible magma primario es afectada por contaminación sedimentaria y/o cortical. Sin embargo, no todas las muestras de gabro y basalto están cerca o sobre la hipérbola. Por otro lado, la interacción con agua marina puede ser un importante contaminante en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

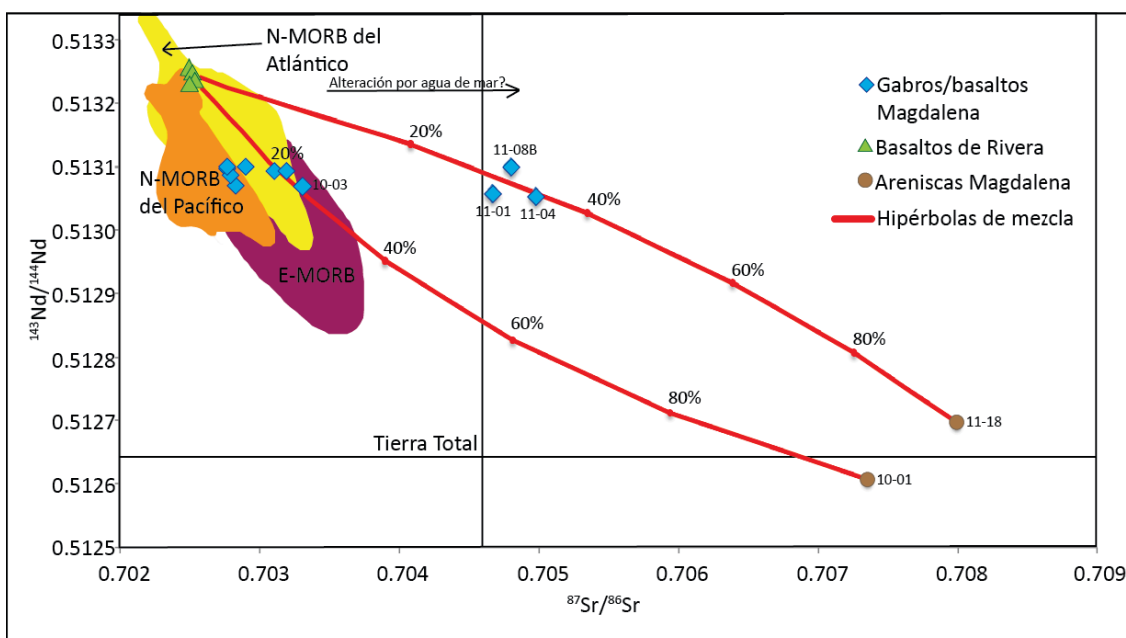


Figura 11. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ donde se muestran las muestras básicas y sedimentarias de la isla María Magdalena así como los basaltos de la placa Rivera. Los campos composicionales de N-MORB del Pacífico y del Atlántico, así como de E-MORB, fueron tomados de Winter (2001). Se observan hipérbolas de mezcla simple entre el promedio de los basaltos de la placa Rivera y de las dos areniscas analizadas (Faure y Mensing, 2005). Si $r < 1$ la hipérbola será convexa hacia arriba, si $r = 1$ será una línea recta y si $r > 1$ será convexa hacia abajo, donde $r = (\text{Nd}/\text{Sr})_{\text{pl. Rivera}} / ((\text{Nd}/\text{Sr})_{\text{rocas sedimentarias}})$.

Un diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las muestras básicas de la isla María Magdalena y de la placa Rivera se muestra en la Figura 12. Se puede confirmar a partir de los valores isotópicos de Pb, que los basaltos de la placa de Rivera provienen de una fuente del manto más empobrecida que los gabros y basaltos de la isla María Magdalena. Algunas muestras de Magdalena tienen composiciones isotópicas que se empalman con las de la dorsal del Pacífico Oriental (EPR; Winter, 2001), con más enriquecimiento en Pb. Otras muestras de la isla María Magdalena tienen aún más enriquecimiento en ^{207}Pb , que puede atribuirse a contaminación con las rocas sedimentarias de la secuencia Isla Magdalena o con rocas continentales. Las dos muestras de areniscas fueron graficadas y se agregó una línea de tendencia entre un basalto de la placa Rivera (DS2-INT) y las dos muestras de arenisca. Dicha línea sugiere que en efecto hay contaminación por dichos sedimentos que modifica la isotopía de las rocas básicas de la isla María Magdalena.

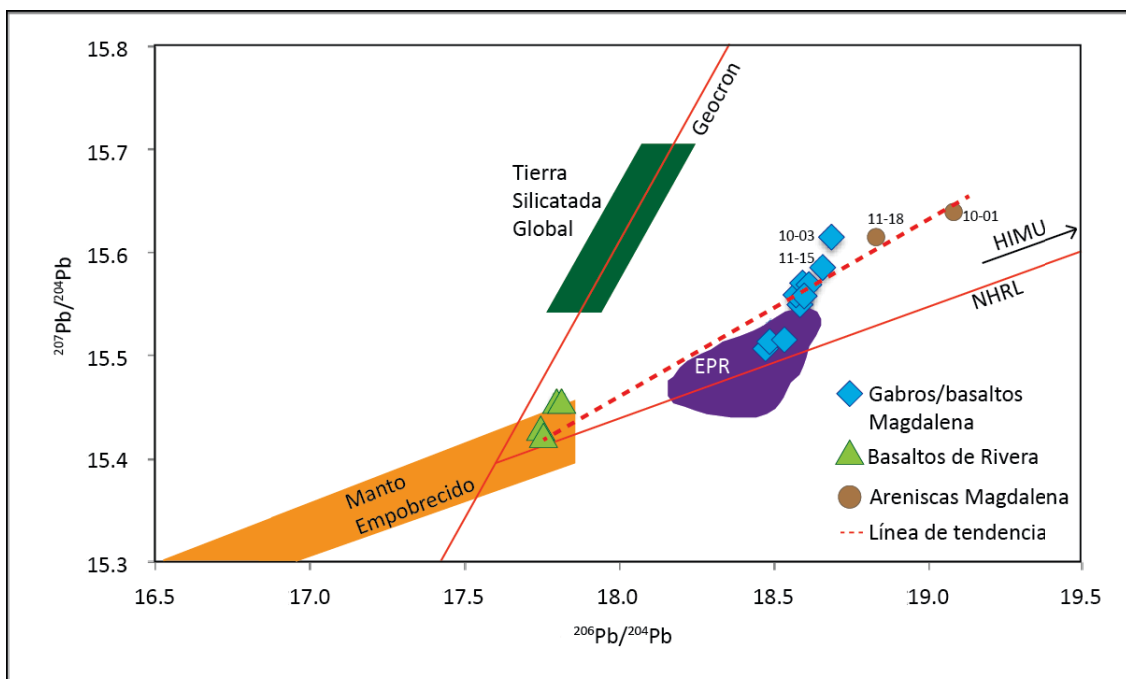


Figura 12. Diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donde grafican los gabros, basaltos y areniscas de la isla María Magdalena, así como los basaltos de la placa Rivera. También se presenta el rango de composición del manto empobrecido y de la dorsal del Pacífico Oriental (EPR), tomados de Winter (2001). Se calculó y graficó una línea de tendencia entre un basalto de la placa Rivera (DS2-INT) y las dos areniscas analizadas.

Para analizar aún más si la asimilación de rocas sedimentarias, combinado con cristalización fraccionada a partir de una fuente hipotética, puede explicar la distribución isotópica de las rocas de la isla María Magdalena, se realizó el modelado de Asimilación y Cristalización Fraccionada (AFC) de DePaolo (1981). Éste se muestra en el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra la concentración de Sr (ppm) (Figura 13).

La composición inicial de los magmas es la composición isotópica promedio de los basaltos de la placa Rivera, y los contaminantes son las dos areniscas analizadas. El coeficiente de partición global ($D = 1.0835$) fue calculado a partir de la mineralogía normativa de los basaltos de la placa Rivera. Para presentar condiciones lo más realistas posibles, el valor de D no fue aproximado al intentar empatar las curvas con las muestras. El valor de r utilizado fue de 0.2 (r = la tasa de asimilación en masa/la tasa de cristalización fraccionada). Esto significa que se consideró un 20% de contaminación y 80% de cristalización fraccionada. Los resultados no muestran un buen empate entre las curvas de AFC y las muestras analizadas. Las curvas únicamente se acercan a las muestras de la isla María Magdalena, con una cantidad de fundido residual de entre 30 y 20% (Figura 13). Por otro lado, la única muestra que presenta un exceso de Sr (ppm) respecto a las demás, es el microgabro porfirítico MM-10-04. Esto puede deberse a que como la muestra contiene abundante plagioclasa cálcica, también concentra abundante Sr. Esto implicaría que es la muestra con más plagioclasa de todas las analizadas.

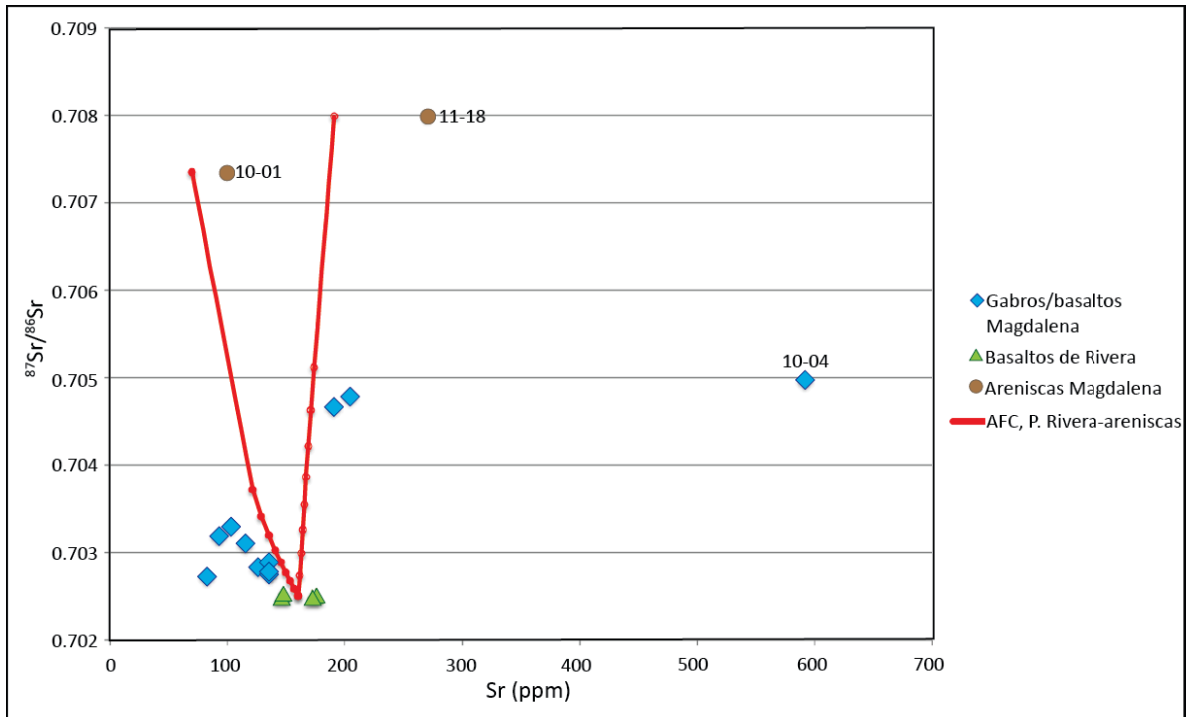


Figura 13. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Sr (ppm) con las curvas AFC de DePaolo (1981) calculadas. La fuente considerada es el promedio de los basaltos de la placa Rivera y el contaminante dos areniscas de la secuencia Isla Magdalena. El coeficiente de partición global calculado es $(D) = 1.0835$. El valor asumido para r es 0.2.

Capítulo 7. Geocronología.

En este capítulo se presentan los resultados geocronológicos obtenidos tanto para conocer la edad de los sills y derrames basálticos de la isla María Magdalena y sus implicaciones geológicas y tectónicas, como para determinar la proveniencia de las rocas sedimentarias y su edad máxima de depósito. Para ello se analizaron cinco muestras básicas de la isla María Magdalena, incluyendo gabros y basaltos por Ar-Ar en matriz de roca entera. Los análisis de roca total corresponden a la matriz de las muestras, se evitó incluir fenocristales. Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Geocronología de Argón de la Universidad Estatal de Oregon, EUA. Algunos de los procedimientos analíticos se pueden consultar en la página web de dicho laboratorio (Liga 2). Los análisis U-Pb en zircones detríticos de las dos areniscas de la secuencia Isla Magdalena analizadas geoquímica e

isotópicamente, fueron realizados mediante LA-ICP-MS en el Laboratorio LaserChron de la Universidad de Arizona. Los procedimientos analíticos pueden ser consultados en Gehrels et al. (2006; 2008).

7.1. Edades U-Pb en zircón.

Los resultados de los análisis se presentan en la Tabla 3 (Anexo) y se resumen en la Figura 14. Para ambas muestras, la población de edad más abundante se encuentra entre 80 y 86 Ma, la cual proviene probablemente de las secuencias volcánicas y plutónicas del Cretácico Tardío, ampliamente observada en el archipiélago. Los escasos zirrones de ≈ 170 Ma provienen de las rocas metamórficas observadas en María Madre (Pompa-Mera et al., 2013). Tres zirrones con una edad de ≈ 21 Ma en la muestra MM-10-01 indican la edad máxima de depósito de esa muestra e implica que debe ser menor a 21 Ma. Los únicos zirrones de ≈ 21 Ma fueron encontrados en los flancos occidentales tanto de la isla María Magdalena como de la María Madre, en ambos casos en la secuencia Isla Magdalena. La ausencia de zirrones de ≈ 21 Ma en la arenisca MM-11-18, que pertenece a la secuencia Isla Magdalena, puede deberse a que la muestra se ubica en la zona central-oriental de la isla, donde no habría aporte de dichos zirrones. Esto implicaría que tanto en María Magdalena como en María Madre, las fuentes que aportan zirrones detríticos de ≈ 21 Ma se ubican solo en la zona occidental del archipiélago, y no depende de la posición estratigráfica como se observó inicialmente en María Madre (e.g. secuencia Ojo de Buey y secuencia Isla Magdalena).

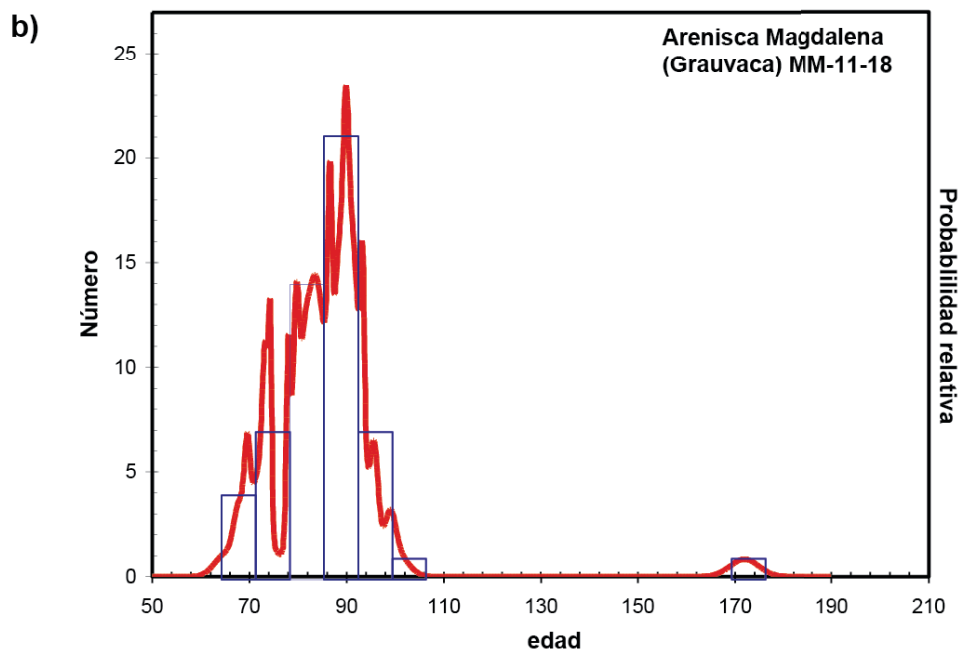
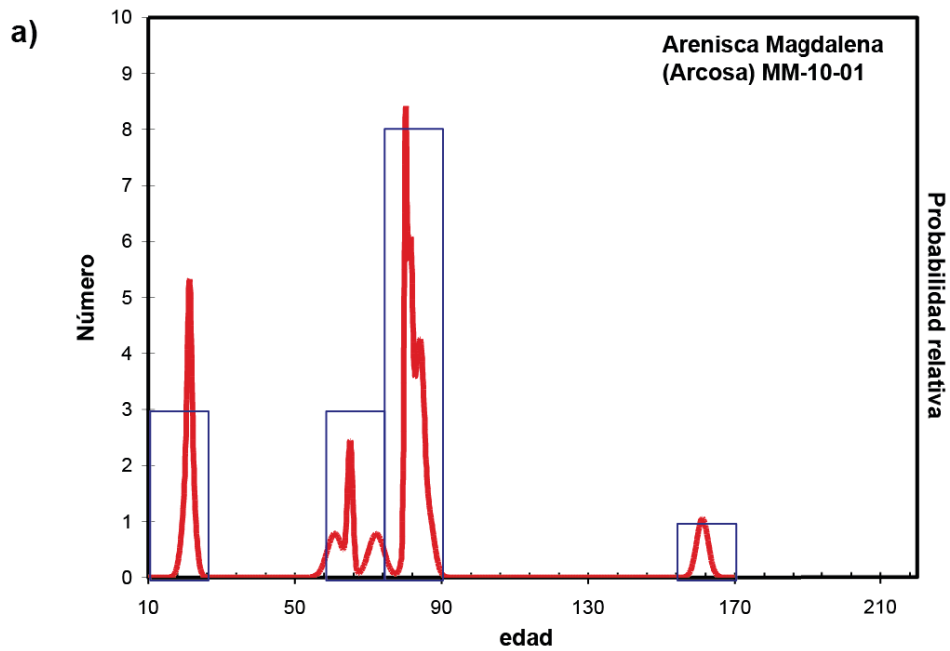


Figura 14. Diagramas de probabilidad de los resultados U-Pb en zircones detríticos de las areniscas de la secuencia Magdalena. Los resultados fueron obtenidos mediante LA-ICP-MS.

7.2. Análisis Ar-Ar en matriz de roca entera.

El resumen de las edades obtenidas en las muestras fechadas se presentan en la Tabla 4 (Anexo). En dicha tabla se muestran las edades de meseta, así como las de la isocrona normal, la invertida y la de fusión total. Las edades de meseta fueron consideradas como las que mejor representan las edades de cristalización debido a que son en general planas y con un amplio espectro. Además, con estas edades se evita incluir las zonas donde hay ganancia o pérdida de Ar que son observadas durante el calentamiento por pasos en horno. La Figura 15 despliega las edades de meseta obtenidas para las muestras analizadas, el error mostrado corresponde a 2σ . El microgabro MM-10-02 tiene una edad 8.92 ± 0.47 Ma. En esta muestra se observa un poco de exceso de Ar inicial y un espectro sinuoso pero relativamente plano. El basalto porfirítico MM-10-08 tiene una edad de 8.69 ± 0.55 Ma y presenta un espectro un poco sinuoso pero una meseta en general concordante. El gabro porfirítico MM-10-10 tiene una edad de 6.84 ± 0.18 Ma y presenta un espectro muy concordante. La muestra MM-11-05 corresponde a un basalto almohadillado, de la cual se obtuvieron dos edades, una de la zona interior que no contiene vidrio (No vítrea), al menos de manera abundante, y otra de la zona exterior o costra, completamente vítrea (Vítrea). Así, la muestra No vítrea tiene una edad de 6.95 ± 0.13 Ma con un excelente espectro plano. La muestra Vítrea tiene una edad de 4.42 ± 0.05 Ma con los pasos de más alta temperatura siendo más discordantes e indicando pérdida de Ar. Las edades obtenidas indican distintos eventos intrusivos y volcánicos, con un rango promedio de 8.9 a 6.8 Ma. Las edades también indican que tanto los eventos intrusivos como el único claramente volcánico, son contemporáneos, con edades idénticas considerando sus errores: de ≈ 6.9 Ma para el gabro porfirítico MM-10-10 como para el basalto almohadillado MM-11-05 No Vítrea. Por otro lado, las edades con los espectros más concordantes son precisamente dichas idénticas edades, lo que sugiere que las demás edades reflejan cierta ganancia o pérdida de Ar. Sin embargo, la edad muy concordante de la muestra de basalto porfirítico MM-10-08 es de ≈ 8.7 Ma. Por lo tanto, considerando las edades más concordantes, hubo claramente dos

pulsos magmáticos (eventos intrusivos/volcánicos), uno de ≈ 8.7 Ma y otro de ≈ 6.9 Ma, separados por ≈ 2 Ma.

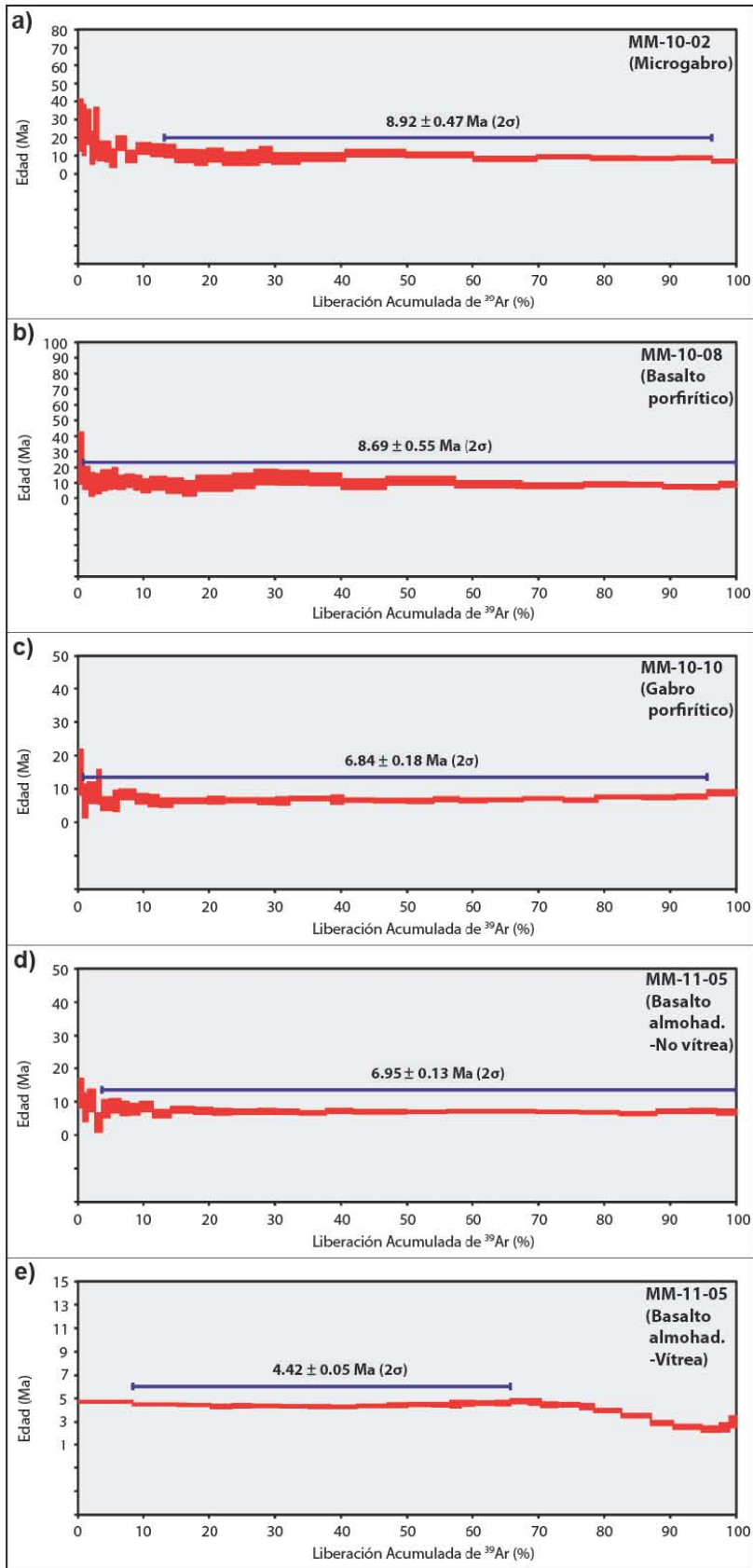


Figura 15. Diagrama con las edades de meseta por Ar-Ar de las muestras básicas analizadas en este estudio.

Capítulo 8. Discusión y conclusiones.

8.1. Múltiples eventos intrusivos.

La evidencia de campo muestra que por lo menos algunos de los cuerpos básicos fueron emplazados como sills y diques. También hay evidencia de que hubo varios eventos intrusivos y de distinta temporalidad. Ciertos sills se emplazan entre un sill preexistente y la secuencia sedimentaria y otros sills presentan bandeamiento modal que puede ser producido por múltiples eventos contemporáneos, o por un solo evento que presenta cierta diferenciación por posible fraccionamiento. La muestra estudiada petrográficamente, donde se observó bandeamiento modal (MM-11-12A y B), indica que se trata de dos eventos intrusivos contemporáneos, ya que la mineralogía más fina (basalto) se encuentra en la zona inferior y la gruesa (microgabro) en la superior, contrario a lo que se esperaría por procesos de cristalización fraccionada y sedimentación por gravedad; además no hay una superficie de contacto. Esto confirma las observaciones en campo e indica distintos eventos intrusivos tanto contemporáneos como con distintas temporalidades.

Las edades Ar-Ar obtenidas confirman que hubo por lo menos dos pulsos magmáticos en la isla, uno de ≈ 8.7 Ma y otro de ≈ 6.9 Ma. También indican que hubo eventos intrusivos y extrusivos contemporáneos, los últimos aparentemente limitados al pulso más joven, ya que fue el único evento claramente sub-acuático.

8.2. Secuencias sedimentarias en el Archipiélago Islas Marías.

En la isla María Magdalena, la secuencia Isla Magdalena aparentemente está cubierta discordantemente por la secuencia Ojo de Buey en algunas zonas. Esto es semejante a lo observado en la isla María Madre, donde la secuencia Isla Magdalena está claramente cubierta discordantemente por la secuencia Ojo de Buey (Pompa-Mera et al., 2013). Dadas estas relaciones estratigráficas, la secuencia Isla Magdalena puede representar la zona basal o profunda de una secuencia sedimentaria que aflora en algunas zonas del archipiélago (isla María

Magdalena, isla María Madre y posiblemente María Cleofas), mientras que la secuencia Ojo de Buey puede ser la zona más somera, presente en todas las islas del archipiélago. Sin embargo, la presencia de moldes de hojas, gusanos, trazas de aves, etc., indican condiciones aéreas, por lo menos en algunos estratos de la isla María Magdalena.

Con base en la información conocida (e.g. McCloy et al., 1988) y lo observado en campo, además de las edades U-Pb en zircones obtenidas en la isla María Magdalena, en comparación con las obtenidas en las islas María Madre (U-Pb en zircones) y María Cleofas (U-Pb en zircones, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en foraminíferos), no se puede asegurar qué tanto más antigua es la secuencia Isla Magdalena con respecto a la secuencia Ojo de Buey y cuál es su relación con la secuencia de María Cleofas: la edad de depósito del Mioceno tardío al Pleistoceno para Ojo de Buey en la isla María Madre (McCloy et al., 1988) es un poco más joven que la edad máxima de depósito del Mioceno temprano (≈ 21 Ma) obtenida en zircones detríticos por U-Pb para la secuencia Isla Magdalena. Esto coincide con la posición estratigráfica observada en ambas islas, sin embargo, no se obtuvo la edad real de depósito de la secuencia Isla Magdalena, la cual debe ser más joven que 21 Ma y por lo tanto puede ser similar para ambas secuencias. La edad del Mioceno medio (≈ 15.5 Ma) obtenida en foraminíferos parcialmente recristalizados de la isla María Cleofas por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Rodríguez-Alfaro et al., 2014) indica una edad máxima de depósito ligeramente más antigua que la secuencia Ojo de Buey pero más joven que la secuencia Isla Magdalena. Sin embargo, al considerar la recristalización de dichos foraminíferos y la edad real de depósito de Isla Magdalena, más joven que la obtenida hasta ahora, las tres secuencias pueden ser semejantes en edad. Por lo tanto, es probable que las tres secuencias sean relativamente contemporáneas y que sus diferencias litológicas representen distintas facies de depósito.

La presencia de gasterópodos y otros fósiles en una de las dos láminas delgadas de las areniscas estudiadas (MM-11-18), sugiere un ambiente marino de depósito para dicha muestra. La fuente de proveniencia de ambas muestras es ígnea, de

composición granítica y no lejana a la zona de depósito. Sin embargo, los valores isotópicos que presentan indican fuentes de tipo continental pero poco evolucionadas. Dichas fuentes pueden ser granitoides emplazados en zonas corticales adelgazadas y/o juveniles, tal vez como las estudiadas por Duque et al. (2015) en ambos márgenes sumergidos del Golfo de California, que además son una probable fuente de los zircones detríticos más jóvenes encontrados (≈ 21 Ma) en las secuencias sedimentarias del flanco occidental del archipiélago (e.g. MM-10-01 de la isla María Magdalena). El ambiente marino de alta a moderada energía y poca turbulencia sugiere que se trata de probables depósitos de talud y de cuenca. La presencia de areniscas y lutitas a nivel regional muestran eso.

8.3. Petrogénesis.

La composición mineralógica de las muestras estudiadas indica composiciones basálticas, la mayoría de tamaño medio a grueso (gabroicas). Algunas muestras donde el olivino es poco abundante (e.g. MM-10-08) o está ausente (MM-10-04 y MM-10-06) son menos primitivas. La reducción de olivino puede explicarse porque éste se habría consumido parcial o totalmente a expensas de producir piroxeno de bajo calcio (ortopiroxeno/pigeonita), o porque éste se ha fraccionado del fundido mediante cristalización fraccionada. Sin embargo, la muy poca cantidad de ortopiroxeno observada petrográficamente sólo en algunas muestras, indica que la cristalización fraccionada es el proceso más probable. La poca cantidad de ortopiroxeno podría deberse a que cristalizó pigeonita, el polimorfo de alta temperatura de los piroxenos de bajo calcio en lugar de enstatita. Sin embargo, dado que se trata de magmas más ricos en Mg que en Fe, es poco probable que haya cristalizado pigeonita. Por otro lado, el alto contenido de magnesio y bajo de sílice en los magmas, sugiere que el piroxeno de bajo calcio nunca cristalizó o lo hizo en muy poca cantidad.

La secuencia de cristalización observada (olivino, plagioclasa y clinopiroxeno) es común en rocas sub-alcálinas. La presencia de enstatita normativa indica que las

rocas estudiadas son toleíticas, lo cual se observa en la clasificación química resumida en la Tabla 1 (Anexo), así como en el diagrama AFM (Figura 7b).

La presencia de fenocristales y multi-saturación en una roca básica ocurre cuando el fundido los arrastra de la fuente, y/o cuando cristalizan directamente del magma debido a la cercanía con la temperatura del liquidus. Ya que todas las muestras analizadas son toleíticas y que no hay evidencia de campo ni petrográfica de xenolitos o xenocristales, los fenocristales en los gabros estudiados son muy probablemente magmáticos. En este sentido, la presencia de texturas porfiríticas y multi-saturación mineral en muchas rocas, así como la abundancia de textura ofítica o subofítica, sobre todo en la matriz, indica condiciones de cristalización no alejadas de la composición eutéctica, respectivamente (e.g. sistema Fo-An-Di).

El hecho de que haya espinela en algunas muestras implica que la fuente se fundió a una profundidad de por lo menos 25 km (Gill, 2010), donde la espinela cristalizó directamente del magma. Su presencia implica que el ascenso del fundido y su enfriamiento fue suficientemente rápido para impedir un re-equilibrio completo del sistema, pese a que algunos cristales de espinela tienen coronas de reacción de posible magnetita o ilmenita, indicando re-equilibrio parcial. Ya que además la espinela se encuentra a veces dentro de los olivinos (e.g. MM-10-03), la espinela cristalizó antes o por lo menos al mismo tiempo que algunos de éstos.

La presencia de fenocristales de plagioclasa zoneados indica cambios en la composición del sistema. La textura de tamiz en sus partes centrales, bordeados por un subsecuente crecimiento de plagioclasa sin texturas de reacción en un mismo fenocristal, indican que hubo episodios de desequilibrio y re-equilibrio en el sistema. La resorción de la plagioclasa puede darse por una reducción en la presión del sistema magmático debido a un ascenso adiabático, que aumentaría la temperatura del magma y por lo tanto el grado de fusión, re-absorbiendo y/o perforando el cristal (Gill, 2010; Winter, 2014). También puede ser debido a la mezcla con un magma de mayor temperatura (Gill, 2010). En ambos casos, la resorción puede provocar corrosión interna y externa de fenocristales. Un sobrecrecimiento subsecuente rápido, puede atrapar paquetes de fundido (vidrio) y

de otros minerales que cristalizaron o se adhirieron a la superficie corroída, produciendo una textura de tamiz, antes de que se formara el sobrecrecimiento (Gill, 2010). Por lo tanto, es probable que estas muestras hayan ascendido súbitamente, hasta en dos fases (e.g. MM-10-10).

La ausencia de matriz microcristalina o vítrea en la mayoría de las muestras, sugiere que esas rocas no se enfriaron súbitamente e indica, como se observó en campo, condiciones subaéreas de emplazamiento en las que el sistema cristalizó cercanamente al equilibrio. Las lavas almohadilladas y las brechas vítreas son las únicas rocas estudiadas que atestiguan condiciones extrusivas subacuáticas y/o aéreas, que se restringen a la zona occidental de la isla (Figura 3). Las formas esqueletales observadas en la plagioclasa y clinopiroxeno indican un enfriamiento rápido (MM-11-05). Cuando esto ocurre, la tasa de difusión es menor que la tasa de crecimiento del cristal. Así, una zona de líquido empobrecido se forma en la interface del cristal-líquido, por lo que el cristal tenderá a crecer hacia zonas ricas en los elementos necesarios para cristalizar. Ya que las esquinas de los cristales tienen contacto con mayor volumen de líquido que sus caras, se espera que los cristales crezcan más rápido en las esquinas que en las caras. Esto produce la forma esquelética, donde en ocasiones las esquinas que han crecido se unen y pueden atrapar paquetes de fundido en su interior o extenderse linealmente y adquirir una forma de “cola de golondrina” (Figura 6j).

8.4. ¿Magmas primarios?

La alta concentración de Mg (hasta 20% en peso), Cr (hasta 900 ppm) y Ni (hasta 580 ppm) observada en algunas muestras (e.g. MM-10-03) (Figura 8) puede deberse a la acumulación de fases que los concentren, como el olivino, el cual es un fenocristal abundante en la muestra más primitiva (MM-10-03). Aunque no hay evidencia petrográfica de texturas cumulíticas en esa muestra, en campo se observó que otros afloramientos presentan bandeamiento modal que puede concentrar preferentemente fases minerales como el olivino. Sin embargo, el alto #Mg de esta (de 80) y otras muestras, implica que esos fundidos estuvieron en

equilibrio con la mineralogía mantélica (con olivino). Dado que es muy poco probable que haya olivino mantélico como se discutió en la sección 8.3, estas rocas pueden ser magmas primarios que tuvieron nulo o muy poco fraccionamiento desde su fuente, a por lo menos 25 km de profundidad, hasta su zona emplazamiento/extrusión. Esto implica que estos fundidos primitivos se comportaron como un sistema cerrado, o casi cerrado, desde su fuente hasta el sitio de emplazamiento y ascendieron relativamente rápido como lo indica el alto #Mg.

Si la temperatura de fusión del magma no es mucho mayor a la del liquidus, es probable que haya fenocristales en el fundido desde la fuente. La migración de un sistema así desde una fuente a cierta profundidad hacia un sitio somero de emplazamiento, sugiere que debe haber fraccionamiento de los fenocristales y una consecuente evolución de los magmas debido a dicho fraccionamiento y/o a los cambios de la mineralogía eutéctica al disminuir la presión.

Una manera de explicar la falta de fraccionamiento considerable, observado en algunas muestras con números de Mg muy altos, es que los fundidos hayan sido afíricos o con pocos fenocristales, evitando el fraccionamiento de fases y la evolución del fundido, y que sólo posteriormente se multi-saturaran y emplazaran sin fraccionarse. Los altos grados de fusión modelados (30 %) hacen probable que el fundido haya sido afírico en un inicio. Otra posibilidad es que el fundido haya tenido multi-saturación a partir de una profundidad donde la mineralogía era ya la que se observa actualmente en lámina delgada, pero que el ascenso haya sido suficientemente rápido hasta el sitio de emplazamiento, impidiendo un fraccionamiento considerable.

Por lo tanto, si se asume que todas las rocas estudiadas provienen de una fuente similar, es muy probable que las muestras menos primitivas hayan tenido fraccionamiento durante su ascenso y/o que hayan tenido un fraccionamiento tardío a presiones menores.

De esta manera, se puede suponer que algunas de las muestras son fundidos primarios (e.g. MM-10-03) mientras que otras son derivados.

8.5. Características de la fuente y comparación con otras rocas mantélicas.

En comparación con los basaltos de la placa Rivera, la mineralogía normativa indica que todos los gabros y basaltos de la isla María Magdalena analizados son toleíticos y saturados en sílice. Los de la placa Rivera son todos toleíticos y sobresaturados en sílice (Tabla 1, Anexo). Por otro lado, las rocas básicas de la isla María Magdalena son más ricas en MgO que las de la placa de Rivera, las cuales son a su vez más ricas en FeO. Todo lo anterior indica que las rocas de la isla María Magdalena son más primitivas que los basaltos de la placa Rivera. El mayor contenido de MgO es explicable porque son magmas poco fraccionados y/o formados por mayores grados de fusión de la fuente. En este mismo sentido, el mayor contenido de FeO puede explicarse si los fundidos están más fraccionados y/o fueron generados por menores grados de fusión.

La menor concentración de TiO_2 en los gabros y basaltos de Magdalena respecto a la placa de Rivera, puede explicarse de igual manera por menor fraccionamiento del fundido y/o mayor grado de fusión en Magdalena debido a que el Ti es bastante incompatible en fundidos basálticos.

En el diagrama multi-elemental se observa que las rocas básicas de la isla María Magdalena están más empobrecidas que los valores N-MORB (Figura 9), así como que los basaltos de la placa Rivera. Esto podría ser explicado por diferencias en los grados de fusión. A mayores grados de fusión, las concentraciones en los elementos traza son cada vez menores ya que los fundidos reflejan cada vez más el carácter primitivo de la fuente, mantélica en este caso. La fusión por lotes modelada sugiere en efecto mayores grados de fusión para las muestras de la isla María Magdalena que para la placa Rivera, como se observa en la Figura 10 a y b. Los diagramas REE en esa misma figura muestran los patrones típicos de N-MORB, con pendientes positivas, lo que indica una fuente empobrecida en las tierras raras más incompatibles (LREE). Los patrones planos indican que no hay granate en la fuente.

Las anomalías positivas de Sr y Pb observadas en el diagrama de araña indican contaminación por sedimentos.

El carácter isotópico menos empobrecido para las rocas básicas de Magdalena respecto a las de la placa Rivera puede deberse a que la fuente de la isla María Magdalena ha sido sujeta a menor cantidad de fusión a través del tiempo que la de la placa Rivera. Esto implica que se tendrían heterogeneidades en el manto empobrecido (DM) por diferencias en la cantidad de fusión a que éste ha sido sometido. Otra posibilidad es la contaminación de los gabros y basaltos por la secuencia sedimentaria, como se modeló y observó para algunas muestras. Dicha contaminación puede también deberse a la interacción de los magmas con rocas corticales con esa misma composición isotópica si se piensa que se formaron y emplazaron en un contexto de corteza continental adelgazada. Aparentemente los tres factores producen los valores observados. La isotopía de Pb también indica que algunas rocas de María Magdalena provienen de una fuente ligeramente más enriquecida que los basaltos de Rivera, pero otras son afectadas por contaminación de sedimentos y/o rocas corticales con esa composición.

El modelado AFC no explica satisfactoriamente la distribución isotópica de las muestras básicas de la isla María Magdalena. Esto puede deberse a que el porcentaje de cristalización considerado fue demasiado alto, dado que las rocas estudiadas no presentan mucho fraccionamiento. La única fuente de asimilación modelada fueron las areniscas, y que está limitada entre 20 y 30%, según lo muestran las hipérbolas de mezcla. En este sentido, se podría considerar la asimilación de una roca (o fundido) de composición básica o ultrabásica para ver si se obtiene un mejor empate.

8.6. Contexto regional.

Las rocas básicas de la isla María Magdalena fueron seguramente formadas en un ambiente magmático de tipo oceánico por hasta 30% de fusión parcial de un manto peridotítico empobrecido, a una profundidad de por lo menos 25 km, en el campo de la estabilidad de la espinela. La fusión de este manto produjo magmas primarios o extremadamente primitivos (e.g. MM-10-03 con $\#Mg = 80$) que fueron posteriormente parcialmente diferenciados por cristalización fraccionada. Estos

magmas toleíticos, N-MORB, fueron emplazados en la secuencia sedimentaria Isla Magdalena y fueron parcialmente contaminados por ésta o por rocas de composición similar. Sin embargo, no hay ninguna evidencia de que componentes corticales evolucionados o componentes de subducción, tuvieran algún papel en la génesis de las rocas básicas de María Magdalena, como las que se encuentran en las demás islas del archipiélago (e.g. Pompa-Mera, 2014; Rodríguez-Alfaro et al., 2014) o en las rocas magmáticas del margen continental oriental del Golfo de California (Ferrari et al., 2013).

Las rocas magmáticas de la isla María Magdalena son geoquímicamente únicas entre las otras rocas básicas del archipiélago, ninguna de las cuales es tan básica (52-57% SiO₂ en la isla María Madre, ≈ 50 a 53% SiO₂ de una andesita recalculada sin volátiles de la isla María Cleofas) o toleítica (todas las muestras máficas son calco-alcalinas). Son también completamente distintas al magmatismo básico del margen continental occidental estudiado por Ferrari et al. (2013). En dicho estudio (ver Figura 9), las rocas basálticas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano son en su mayoría sub-alcalinas y una alcalina. Ninguno de los magmas se considera primario porque el #Mg tiene un rango de 42.1 a 52.5. Los patrones de elementos traza de los magmas sub-alcalinos contienen rasgos geoquímicos de rocas relacionadas a subducción, y se interpreta que fueron formadas por fusión por descompresión de un manto modificado por componentes de la subducción y/o por asimilación cortical. El magmatismo máfico de Mioceno tardío es sub-alcálido, sin la presencia de basaltos, sólo de andesitas. El #Mg es menor que el evento magmático anterior (36.7 a 53.5) con tenues anomalías de Nb-Ta, anomalías positivas de Ba, Pb y Sr y patrones relativamente planos de REE (La/Yb_N = 3.7-5.3). Se interpreta que estas rocas están relacionadas con el desacoplamiento de la parte inferior de la placa subducida, permitiendo así un flujo del astenosférico hacia un manto superior previamente modificado por fluidos relacionados a subducción. Una de las muestras básicas del Pleistoceno contiene hiperstena normativa, mientras que el resto son hawaiiitas con nefelina normativa y basaltos alcalinos. Estas muestras contienen el máximo contenido de MgO, TiO₂ y

Cr de las rocas estudiadas y $\#Mg = 48.2$ a 57.9 , pero no son consideradas magmas primarios, implicando diferenciación durante el ascenso. Los elementos traza semejan los patrones de magmas OIB, y tienen las máximas abundancias de Nb y Ta con fraccionamiento importante de REE ($La/Yb_N = 9.4$ a 13.5). Se interpreta que estos magmas fueron originados en un manto más profundo y enriquecido tipo OIB en el campo de la estabilidad del granate, y diferenciado a niveles corticales.

Por lo tanto, la petrogénesis de las rocas básicas de la isla María Magdalena indica que fueron formadas en un ambiente extensional evolucionado donde el manto está empobrecido y no durante las fases iniciales de la extensión que originó la apertura del Golfo de California. Por otro lado, las rocas de Magdalena tampoco se formaron en un ambiente profundo y a partir de un manto enriquecido, ya que no se identificaron magmas alcalinos u OIB, respectivamente.

En este contexto, todavía no hay un modelo que explique cómo la isla María Magdalena llegó a su ubicación actual en el Archipiélago Islas Marías debido a la falta de investigaciones sísmicas y gravimétricas detalladas en el área, pero es posible que se trate del segmento superior de una secuencia de piso oceánico que fue acrecionada y exhumada a la margen continental (origen alóctono). En este sentido, sólo se observarían las secuencias sedimentarias y los basaltos/gabros (por tamaño de grano), mientras que no se observan los plutones gabroicos y las peridotitas que las subyacen (Bryan y Moore, 1977). Otro escenario del origen de las rocas máficas de Magdalena es que se hayan formado y emplazado en una corteza continental adelgazada (origen autóctono o para-autóctono) producto de un régimen tectónico extensional. Tanto la acreción como la formación y exhumación in situ tuvieron que haber ocurrido posteriormente a 6.9 Ma. De esta manera, la acreción no pudo deberse a la subducción ya que ésta cesó entre 14 y 12.5 Ma (Ferrari et al., 2013; Duque et al., 2015). Por lo tanto, un posible mecanismo de acreción y exhumación puede ser por transpresión en zonas transformantes que ocurren en zonas tectónicas extensionales (Dilek y Furnes, 2014). En el escenario in situ, la subducción no tuvo influencia en la génesis de los

magmas básicos de Magdalena y la exhumación pudo haber ocurrido por un sistema de horsts y grabens producto de la extensión. Dadas las evidencias geocronológicas obtenidas, tanto de los zircones detríticos de la secuencia Isla Magdalena como de las edades de cristalización de los magmas básicos de la Isla María Magdalena, el escenario más probable de formación como de exhumación de la isla María Magdalena es el autóctono o para-autóctono. Es posible que se trate de un escenario similar al recientemente estudiado en la fosa de Tamayo (Abera et al., 2016). Las edades Ar-Ar de las rocas básicas obtenidas en este estudio indican que el régimen extensional que provocó la separación de la península de Baja California era suficientemente maduro para producir magmatismo tipo MORB, por lo menos a partir del Mioceno tardío (8.7 Ma). La litología y la fauna de una de las rocas sedimentarias indica que para entonces ya había incursión marina, pero las edades obtenidas en los basaltos almohadillados permiten asegurar que a partir de 6.9 Ma había magmatismo sub-acuático en la isla María Magdalena.

8.7. Conclusiones.

1. Los gabros y basaltos de la isla María Magdalena son toleíticos y de composición N-MORB, producidos por mayores grados de fusión que los de la placa Rivera, por una fuente empobrecida relativamente similar.
2. La contaminación de los magmas básicos de la isla María Magdalena por la secuencia sedimentaria y/o por rocas continentales de la misma composición isotópica puede explicar algunas de las diferencias observadas respecto a los basaltos de la placa de Rivera. Sin embargo, distintas fuentes para ambos magmas no pueden ser descartadas, la de María Magdalena siendo menos empobrecida que la de la placa Rivera. Esto sugiere una heterogeneidad en el manto empobrecido (DM) en esa región.

3. El magmatismo básico de la isla María Magdalena fue generado en un ambiente extensional evolucionado, del tipo de una cresta meso-oceánica, y sin la participación de componentes de la subducción en su génesis, pero en un contexto de probable corteza continental adelgazada.
4. La falta de afinidad geoquímica con los magmas máficos del Archipiélago Islas Marías, así como con el magmatismo básico oriental del margen continental entre Sonora y Nayarit, indica que la isla María Magdalena se formó en un ambiente tectonomagmático distinto al de las otras rocas básicas en la región.
5. El magmatismo básico de la isla María Magdalena se formó y se emplazó en dos pulsos magmáticos en el Mioceno tardío, uno de ≈ 8.7 y otro de ≈ 6.9 Ma.
6. La isla María Magdalena es geológicamente distinta respecto a la historia común del archipiélago Islas Marías; las edades más jóvenes de cristalización (≈ 6.9 Ma) indican que su origen y emplazamiento son post-subducción (14-12.5 Ma). Su acreción y exhumación a la margen continental en un escenario alóctono, pudieron ser provocadas por procesos transpresivos asociados a fallas laterales en zonas transformantes, frecuentes en zonas tectónicas extensionales. La exhumación de la isla en un más probable escenario autóctono/para-autóctono, se pudo dar por un sistema de horsts y grabens asociados a extensión.

Anexo.

Muestra	MM-10-02	MM-10-03	MM-10-04	MM-10-06	MM-10-08	MM-10-10	MM-10-11	MM-10-11-01	MM-11-05	MM-11-08B	MM-11-15	IM-09-25	DS-1 EXT	DS-1 INT	DS-2 EXT	DS-2 INT	MM-10-01	MM-11-18
Tipo de roca	Microgabro	porfírico	Microgabro	porfírico	Basalto	Microgabro	porfírico	Microgabro	Basalto	Microgabro	porfírico	Andesita	Basalto de	Basalto de	Basalto de	Basalto de	Arenisca	Arenisca
Longitud (W)	106°25'35.7"	106°25'39.2"	106°25'21.3"	106°26'23.4"	106°26'15.2"	106°26'42.7"	106°25'36.3"	106°28'44.7"	106°25'46.7"	106°24'27.9"	106°25'03.6"	106°38'08.9"	-	-	-	-	106°25'35.7"	106°24'54.8"
Latitud (N)	21°26'10.3"	21°26'05.6"	21°25'58.7"	21°26'00.6"	21°26'39.9"	21°26'53.0"	21°26'08.7"	21°26'41.1"	21°26'10.0"	21°26'52.6"	21°27'37.2"	21°37'42.3"	-	-	-	-	21°26'10.3"	21°27'55.3"
Altitud (m.s.n.m.)	27	21	5	85	164	8	23	63	221	26	280	-	-	-	-	-	27	-
Elementos mayores (wt.%)																		
SiO ₂	46.494	43.688	47.496	46.806	46.963	46.179	47.341	47.66	47.403	46.398	45.127	56.83	48.64	49.68	48.66	50.5	62.513	72.244
TiO ₂	1.176	1.078	1.607	1.265	1.209	0.789	2.016	1.706	1.978	1.031	0.876	1.103	3.72	3.93	2.53	2.95	0.766	0.173
Al ₂ O ₃	16.948	11.808	17.515	17.336	16.89	17.917	14.737	15.226	13.781	20.08	14.864	16.62	12.94	13.7	13.92	16.54	15.399	11.969
Fe ₂ O _{3t}	9.352	10.904	9.851	9.483	9.74	8.201	11.873	11.12	11.8	7.665	9.863	7.87	8.629	11.166	9.885	8.512	6.042	1.759
MnO	0.15	0.173	0.156	0.15	0.148	0.131	0.14	0.172	0.234	0.124	0.159	0.11	0.35	0.3	0.2	0.2	0.051	0.014
MgO	9.003	19.481	6.263	7.902	8.575	9.496	7.71	8.219	7.696	6.238	14.412	3.8	5.4	5.24	6.22	3.18	2.366	0.089
CaO	11.029	7.079	6.534	11.323	10.98	11.456	6.033	10.912	7.537	11.566	9.514	6.79	10.15	11	9.46	11.24	1.022	0.322
Na ₂ O	2.485	1.319	3.213	2.218	2.355	2.395	4.275	2.438	1.861	2.394	1.819	2.55	2.2	2.55	3.05	3.65	4.403	1.409
K ₂ O	0.057	0.056	2.063	0.08	0.077	0.04	0.32	0.075	3.023	0.061	0.086	2.14	0.84	0.37	0.71	0.42	3.972	3.567
P ₂ O ₅	0.093	0.129	0.172	0.097	0.106	0.069	0.216	0.163	0.167	0.084	0.067	0.29	0.3	0.36	0.27	0.31	0.162	7.748
PXC	2.2	4.31	3.81	2.99	1.92	1.38	4.14	1.59	2.89	2.69	1.32	1.56	0.61	0.07	0.36	0.04	3.81	0.67
Total	98.887	100.025	98.68	99.651	98.963	98.053	98.801	99.28	98.37	98.331	98.107	99.59	92.879	98.366	95.285	97.542	100.506	99.964
#Mg																		
Li	19.36	-	55.81	46.00	21.22	8.72	24.01	5.39	34.73	20.20	20.12	31.16	-	-	-	-	-	-
Be	0.48	-	0.74	0.44	0.45	0.22	0.84	0.67	0.65	0.42	0.31	1.78	-	-	-	-	-	-
Sc	33.81	-	29.89	37.20	35.85	29.68	39.48	41.26	48.68	16.96	26.90	14.96	-	-	-	-	-	-
Ti	1.22	-	1.78	1.37	1.30	0.92	2.25	1.87	2.15	1.10	0.97	-	-	-	-	-	-	-
V	201.53	162.00	225.20	236.23	211.85	183.48	288.57	279.87	301.79	166.53	182.95	166.15	336	398	442	376	108	169
Cr	419.00	900.00	200.44	366.72	353.70	369.14	260.21	404.94	323.01	273.30	517.88	154.77	226	266	226	310	60	130
Cu	46.74	63.00	36.10	46.16	48.78	51.30	42.50	50.05	44.89	33.81	69.37	19.63	35	85	104	45	8	7
Ni	152.92	580.00	70.94	115.47	144.38	198.98	71.36	150.74	51.42	116.67	389.76	23.06	101	318	118	135	30	70
Cu	91.64	40.00	78.14	85.44	91.31	96.86	76.30	80.59	82.93	70.39	93.89	24.53	-	-	260	64	30	50
Zn	63.81	70.00	80.42	72.64	69.60	57.32	107.23	86.05	95.14	51.27	69.59	89.38	-	-	324	109	130	100
Ga	17.07	13.00	20.07	19.48	18.88	17.28	21.71	21.32	20.11	18.51	15.79	20.54	18	22	-	-	21	15
Rb	3.00	7.00	44.88	0.96	4.79	1.07	7.86	2.37	98.42	0.88	2.05	50.57	18	5.09	5.66	16.01	91	107
Sr	141.16	114.00	600.99	118.87	124.12	96.15	193.89	138.18	209.70	139.58	86.46	818.8	146	172.27	175.5	147.65	97	258
Y	24.43	21.50	37.06	27.39	24.90	18.49	45.50	38.01	43.36	21.05	19.28	26.81	52.6	65.81	75.99	64.55	26.2	23.5
Zr	74.16	70.00	124.95	73.57	67.66	34.65	157.68	120.69	127.74	64.23	51.21	201.64	156	205.13	235.2	209	137	127
Nb	0.87	2.00	3.41	1.44	1.08	0.44	3.55	3.01	2.54	1.05	0.98	8.83	8	6.01	8.28	7.03	7.9	7.5
Mo	0.69	<2	1.23	0.68	0.54	0.95	0.76	0.94	0.73	0.74	0.92	1.83	-	-	-	-	-	9
Sn	0.78	<1	1.07	0.78	0.78	0.43	1.37	1.18	1.08	0.67	0.55	2.21	-	-	-	-	-	3
Sb	0.06	<0.2	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.10	0.06	0.06	1.04	-	-	-	-	-	1.9
Cs	3.52	6.10	1.94	0.27	5.29	1.41	0.08	0.95	10.95	1.33	1.86	2.79	0.6	0.18	0.27	0.68	3.1	6
Ba	12.86	32.00	901.37	155.74	16.34	5.93	125.39	17.67	2328.28	12.43	19.48	937.25	42	64.55	93.65	44.69	644	632
La	2.10	3.20	4.88	2.46	2.20	1.30	6.54	4.43	4.22	1.76	1.71	28.22	6.68	7.74	9.26	6.98	26.4	23.5
Ce	7.59	9.27	14.59	8.12	7.52	3.15	19.24	13.93	13.82	6.41	5.64	58.71	19.4	22.71	26.43	21.88	53.7	40.1
Pr	1.36	1.57	2.46	1.40	1.31	0.60	3.23	2.30	2.52	1.13	0.94	7.73	3.18	3.4	4.21	3.52	6.63	5.09
Nd	7.88	8.37	13.08	8.11	7.57	4.36	16.77	12.43	14.03	6.73	5.64	31.01	17.9	19.78	23.4	19.77	25.7	20
Sm	2.76	2.62	4.30	2.92	2.70	1.79	5.40	4.24	4.89	2.37	2.01	6.33	5.81	7	8.05	6.82	5.55	4.25
Eu	1.05	0.95	1.43	1.06	1.00	0.74	1.70	1.41	1.80	0.91	0.77	1.49	1.96	2.38	2.5	2.1	1.08	1.09
Tb	0.63	0.58	0.96	0.69	0.63	0.46	1.18	0.95	1.11	0.55	0.49	0.81	1.43	1.87	2	1.71	0.69	0.56
Gd	3.76	3.01	5.62	4.05	3.72	2.68	6.86	5.64	6.45	3.26	2.85	5.45	7.8	8.91	10.57	8.94	4.24	3.42
Dy	4.30	3.55	6.47	4.77	4.40	3.23	7.79	6.49	7.36	3.75	3.36	4.47	8.91	10.83	11.88	10.1	4.2	3.41
Ho	0.90	0.74	1.36	1.01	0.94	0.69	1.63	1.36	1.53	0.79	0.71	0.94	1.89	2.4	2.66	2.25	0.88	0.69
Er	2.52	2.18	3.85	2.82	2.62	1.92	4.58	3.94	4.37	2.21	2.01	2.62	5.61	7.03	7.73	6.55	2.48	1.96
Yb	2.46	1.96	3.67	2.79	2.56	1.91	4.33	3.77	3.96	2.14	1.99	2.46	5.2	6.47	7.01	6.18	2.63	1.96
Lu	0.35	0.30	0.54	0.40	0.37	0.27	0.64	0.54	0.59	0.31	0.29	0.37	0.79	1	1.15	0.97	0.375	0.279
Hf	1.89	1.60	3.13	2.02	1.84	1.12	4.03	3.12	3.36	1.72	1.38	4.9	4.4	5.69	6.36	5.53	3.3	3.1
Ta	0.07	0.36	0.24	0.10	0.08	0.04	0.25	0.21	0.18	0.08	0.07	0.53	2.45	0.45	0.61	0.53	0.95	0.75
W	0.12	1.20	0.12	0.07	0.07	0.14	0.11	0.10	0.17	0.06	0.07	0.65	-	-	-	-	2.6	2.8
Tl	0.08	0.16	0.10	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.96	0.00	0.18	0.28	-	-	-	-	0.38	1.57
Pb	0.06	<5	0.92	1.01	0.80	0.50	1.95	1.01	1.17	0.59	1.05	15.15	5	0.78	1.55	1.3	17	7
Th	0.06	0.08	0.26	0.12	0.10	0.02	0.35	0.24	0.16	0.08	0.08	7.6	0.46	0.71	0.71	0.64	10.6	5.97
U	0.02	0.06	0.13	0.05	0.04	0.1	0.12	0.10	0.06	0.03	0.04	2.37	0.28	0.27	0.2	0.29	3.65	8.33
La/Yb _N	1.05	1.1	0.9	0.6	0.6	0.3	1.0	0.8	0.7	0.6	0.6	7.8	0.9	0.8	6.2	0.8	6.8	7.1
Mineralogía normativa																		
Cuarzo	-	-	-	1.91	0.96	-	-	2.96	1.36	1.28	-	15.64	10.55	9.15	4.6	5.53	17.01	-
Plagioclasa	57.59	38.98	57.43	57.79	56.9	60.3	59.44	52.23	3.76	67.06	49.11	50.14	42.38	47.2	50.54	59.87	42.65	-
Ortoclasa	0.35	0.35	12.82	0.47	0.47	0.24	2.01	0.47	18.73	0.35	0.53	12.88	5.38	2.25				

Muestra	Tipo de roca	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr		1 sd*	1 SE(M)	n	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		1 sd*	1 SE(M)	n	eNd	1σ	Concentración (ppm) dilución isotópica			
		⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Nd/ ¹⁴⁴ Nd						Rb	Sr	Sm	Nd
MM-10-02	Microgabro	0.065	0.702778	29	4	57	0.199	0.513069	16	2	68	8.80	0.31	3.10	136.99	2.67	8.11
MM-10-03	Gabro porf.	-	0.703302	30	4	57	0.188	0.513069	12	2	67	8.41	0.23	-	102.50	2.59	8.36
MM-10-04	Microgabro porf.	0.220	0.704974	35	5	59	0.189	0.513053	11	1	67	8.10	0.21	45.05	591.65	4.19	13.42
MM-10-06	Microgabro porf.	0.016	0.703103	36	5	59	0.209	0.513093	14	2	67	8.88	0.27	0.66	115.37	2.81	8.15
MM-10-08	Basalto porf.	0.134	0.702825	32	4	57	0.200	0.513071	20	2	68	8.45	0.39	5.84	126.36	2.73	8.28
MM-10-10	Gabro porf.	0.013	0.703187	38	5	59	0.227	0.513093	13	2	66	8.88	0.25	0.40	92.45	1.76	4.69
MM-11-01	Microgabro porf.	0.098	0.704667	29	4	58	0.184	0.513057	14	2	65	8.17	0.27	6.45	190.43	5.16	16.94
MM-11-05	Basalto almohad.	0.051	0.702898	30	4	57	0.196	0.513100	15	2	67	9.01	0.29	2.37	135.18	4.11	12.65
MM-11-08B	Microgabro	1.191	0.704797	32	4	56	0.201	0.513100	16	2	67	9.01	0.31	84.15	204.35	4.69	14.08
MM-11-10	Gabro porf.	0.014	0.702756	31	4	57	0.200	0.513100	17	2	69	9.01	0.33	0.65	135.93	2.42	7.33
MM-11-15	Gabro porf.	0.070	0.702766	34	5	58	0.216	0.513104	10	1	67	9.09	0.20	2.01	83.32	1.95	5.47
DS-1 EXT	Basalto de Rivera	-	0.702495	39	-	-	-	0.513256	19	-	-	12.06	-	-	-	-	-
DS-1 INT	Basalto de Rivera	-	0.702488	39	-	-	-	0.513234	27	-	-	11.63	-	-	-	-	-
DS-2 EXT	Basalto de Rivera	-	0.702506	39	-	-	-	0.513251	18	-	-	11.96	-	-	-	-	-
DS-2 INT	Basalto de Rivera	-	0.702526	41	-	-	-	0.513239	19	-	-	11.72	-	-	-	-	-
MM-10-01	Arcosa	2.747	0.707351	34	5	57	0.122	0.512607	17	2	67	-0.60	0.33	93.98	99.00	5.40	26.73
MM-11-18	Grauvaca	1.212	0.707988	39	5	57	0.125	0.512697	17	2	68	1.15	0.33	113.07	270.11	4.35	21.12

Muestra	Tipo de roca	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb		1SD %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb		1SD %	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		1SD %	n
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(% std err)		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(% std err)		²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	(% std err)		
MM-10-02	Microgabro	18.5332	0.084	15.5152	0.081	37.9986	0.082	99			
MM-10-03	Gabro porf.	18.6837	0.082	15.6148	0.086	38.4957	0.096	97			
MM-10-04	Microgabro porf.	18.5938	0.077	15.5697	0.080	38.2833	0.079	100			
MM-10-06	Microgabro porf.	18.5969	0.061	15.5579	0.064	38.2182	0.068	87			
MM-10-08	Basalto porf.	18.5833	0.079	15.5547	0.082	38.1715	0.081	99			
MM-10-10	Gabro porf.	18.4837	0.224	15.5138	0.223	38.0510	0.218	96			
MM-11-01	Microgabro porf.	18.6135	0.077	15.5691	0.074	38.3274	0.076	97			
MM-11-05	Basalto almohad.	18.5786	0.056	15.5591	0.058	38.2114	0.064	97			
MM-11-08B	Microgabro	18.5848	0.069	15.5502	0.071	38.2172	0.071	99			
MM-11-10	Gabro porf.	18.4554	0.055	15.5044	0.057	37.9390	0.058	99			
MM-11-15	Gabro porf.	18.6569	0.079	15.5861	0.080	38.3805	0.079	96			
DS-1 EXT	Basalto de Rivera	17.8110	0.06	15.4560	0.069	37.3500	0.082	-			
DS-1 INT	Basalto de Rivera	17.7950	0.059	15.4560	0.067	37.3380	0.088	-			
DS-2 EXT	Basalto de Rivera	17.7540	0.036	15.4240	0.04	37.2270	0.045	-			
DS-2 INT	Basalto de Rivera	17.7440	0.031	15.4300	0.035	37.2340	0.041	-			
MM-10-01	Arcosa	19.0700	0.022	15.6371	0.022	38.8471	0.021	97			
MM-11-18	Grauvaca	18.8228	0.019	15.6118	0.020	38.6342	0.023	97			

Tabla 2. Isotopía de los sistemas Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb de las muestras analizadas en este trabajo y de los basaltos de la placa de Rivera (Valdez, 2006). Las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd fueron obtenidas por dilución isotópica, excepto para el Rb del gabro MM-10-03 y de todos los basaltos de la placa de Rivera, los cuales fueron obtenidos por ICP-MS. Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd por cada muestra. Los valores (1sd = ±1σ_{abs}) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. 1 SE(M) = 1σ_{abs} /raiz n. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 y ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710241 ± 11 (±1σ_{abs}, n = 27); para el estándar La Jolla (Nd): ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511846 ± 7 (±1σ_{abs}, n=20). Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice + ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.89 ± 0.08%, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.44 ± 0.12% y ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.54 ± 0.16% (±1σ_{rel}, n =35). La incertidumbre relativa de ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = ± 2%, y de ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = ± 1.5% (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de ± 4.5%, ± 1.8%, ± 3.2% y ± 2.7% respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.002-0.11 ng Rb, 1.58-7.80 ng Sr, 0.11-3.57 ng Sm y 0.36-3.16 ng Nd (blancos de procedimiento total) y 279 pg Pb (blanco de química). La separación química de Pb fue realizada en el laboratorio ultra limpio Pico-Trace del LUGIS.

Análisis	Relaciones isotópicas										Edades aparentes (Ma)													
	U		²⁰⁶ Pb		U/Th	²⁰⁶ Pb*		±	²⁰⁷ Pb*		±	²⁰⁷ Pb*		±	²⁰⁷ Pb*		±	²⁰⁷ Pb*		±	Mejor edad		±	
	(ppm)	²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb	(%)	²⁰⁶ Pb*	(%)	²⁰⁷ Pb*	(%)	²⁰⁷ Pb*	(%)	²⁰⁷ Pb*	(%)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)	²⁰⁷ Pb*	(Ma)
MM-10-01-1	222	1434	1.1	12.9347	146.7	0.0340	147.3	0.0032	13.5	0.09	20.5	2.8	33.9	49.2	1129.2	513.5	20.5	2.8						
MM-10-01-9	586	1202	1.0	22.0658	26.2	0.0206	26.7	0.0033	5.3	0.20	21.3	1.1	20.7	5.5	-38.5	645.2	21.3	1.1						
MM-10-01-8	219	550	1.7	21.5244	65.2	0.0216	66.1	0.0034	10.8	0.16	21.7	2.3	21.7	14.2	21.5	1754.1	21.7	2.3						
MM-10-01-5	280	465	1.0	15.1911	30.0	0.0862	30.8	0.0095	7.0	0.23	60.9	4.2	83.9	24.8	800.9	641.3	60.9	4.2						
MM-10-01-17	725	3306	1.4	18.7940	10.8	0.0745	11.1	0.0101	2.2	0.20	65.1	1.4	72.9	7.8	337.7	246.1	65.1	1.4						
MM-10-01-15	286	539	1.0	19.9733	21.7	0.0778	22.5	0.0113	5.9	0.26	72.2	4.3	76.0	16.5	198.1	510.1	72.2	4.3						
MM-10-01-16	1169	38287	1.1	21.1219	5.9	0.0816	6.0	0.0125	0.8	0.14	80.1	0.7	79.7	4.6	66.6	141.6	80.1	0.7						
MM-10-01-33	801	5937	1.2	20.6962	4.5	0.0838	4.7	0.0126	1.2	0.26	80.6	1.0	81.7	3.7	114.8	107.2	80.6	1.0						
MM-10-01-31	438	35304	1.5	21.5570	7.2	0.0815	7.3	0.0127	1.2	0.16	81.6	1.0	79.6	5.6	17.8	173.3	81.6	1.0						
MM-10-01-3	454	1323	0.8	20.6420	10.2	0.0852	10.8	0.0128	3.7	0.34	81.7	3.0	83.0	8.6	121.1	240.9	81.7	3.0						
MM-10-01-20	1960	7347	1.8	20.7280	2.5	0.0861	5.0	0.0129	4.4	0.87	82.9	3.6	83.8	4.0	111.2	58.4	82.9	3.6						
MM-10-01-21	275	9112	1.3	23.4514	11.2	0.0765	11.5	0.0130	2.7	0.24	83.4	2.3	74.9	8.3	-188.5	281.1	83.4	2.3						
MM-10-01-29	494	14947	1.1	20.3809	15.3	0.0893	15.5	0.0132	2.1	0.13	84.5	1.7	86.9	12.9	151.0	361.4	84.5	1.7						
MM-10-01-28	664	7106	1.7	19.2539	17.9	0.0967	18.2	0.0135	3.6	0.20	86.4	3.1	93.7	16.3	282.7	411.6	86.4	3.1						
MM-10-01-14	512	18810	1.2	19.6525	4.8	0.1776	5.2	0.0253	2.0	0.38	161.1	3.2	166.0	8.0	235.6	110.9	161.1	3.2						
MM-11-18-23	978	25463	1.5	20.7138	1.6	0.0676	7.1	0.0102	7.0	0.98	65.1	4.5	66.4	4.6	112.9	37.2	65.1	4.5						
MM-11-18-15	314	9778	1.4	20.0484	2.2	0.0727	3.9	0.0106	3.2	0.82	67.8	2.2	71.2	2.7	189.4	52.3	67.8	2.2						
MM-11-18-62	240	4805	2.1	20.8277	4.7	0.0719	5.0	0.0109	1.7	0.35	68.6	1.2	70.5	3.4	93.9	111.4	68.6	1.2						
MM-11-18-29	550	5454	2.4	20.4239	1.4	0.0734	4.4	0.0109	4.2	0.95	69.7	2.9	71.9	3.1	146.0	31.6	69.7	2.9						
MM-11-18-42	836	11984	2.2	20.6098	3.5	0.0745	4.4	0.0111	2.6	0.59	71.4	1.8	73.0	3.1	124.7	83.5	71.4	1.8						
MM-11-18-35	815	11976	2.3	19.9468	2.8	0.0784	3.7	0.0113	2.5	0.67	72.7	1.8	76.7	2.8	201.2	64.4	72.7	1.8						
MM-11-18-49	3495	13744	1.2	20.4040	3.5	0.0770	3.8	0.0114	1.4	0.38	73.0	1.0	75.3	2.7	148.3	81.5	73.0	1.0						
MM-11-18-8	433	3776	1.2	16.3249	29.4	0.0972	29.5	0.0115	1.4	0.05	73.7	1.0	94.2	26.5	648.3	645.3	73.7	1.0						
MM-11-18-51	862	18687	2.2	21.0183	0.9	0.0761	1.2	0.0116	0.8	0.69	74.3	0.6	74.4	0.9	78.3	20.5	74.3	0.6						
MM-11-18-31	98	1828	4.4	19.6683	6.7	0.0814	8.3	0.0116	4.8	0.58	74.4	3.6	79.5	6.3	233.8	155.3	74.4	3.6						
MM-11-18-10	791	6127	2.0	18.6647	9.5	0.0899	9.5	0.0122	0.9	0.10	75.5	0.7	87.4	8.0	353.3	214.6	75.5	0.7						
MM-11-18-63	567	3825	2.4	18.2957	7.5	0.0923	7.7	0.0123	1.8	0.24	75.5	1.4	89.7	6.6	398.2	167.9	75.5	1.4						
MM-11-18-32	157	2034	1.8	17.2983	17.9	0.0989	18.1	0.0124	3.1	0.17	79.5	2.4	95.8	16.6	522.5	394.8	79.5	2.4						
MM-11-18-52	1001	12986	1.0	21.1256	1.3	0.0810	1.9	0.0124	1.3	0.72	79.5	1.1	79.1	1.4	66.2	30.8	79.5	1.1						
MM-11-18-4	453	8317	2.7	19.5278	2.0	0.0881	2.4	0.0125	1.3	0.55	80.0	1.1	85.7	2.0	250.2	46.8	80.0	1.1						
MM-11-18-50	188	4125	1.8	19.3323	5.4	0.0899	7.6	0.0126	5.4	0.71	80.7	4.3	87.4	6.3	273.3	122.8	80.7	4.3						
MM-11-18-2	974	20972	2.1	20.7302	1.4	0.0843	2.3	0.0127	1.9	0.81	81.1	1.5	82.1	1.8	111.0	32.2	81.1	1.5						
MM-11-18-9	732	7844	2.9	20.2676	4.2	0.0865	4.7	0.0127	2.2	0.46	81.5	1.7	84.3	3.8	164.0	97.3	81.5	1.7						
MM-11-18-70	482	6885	2.1	20.4829	2.5	0.0868	3.2	0.0129	2.0	0.62	82.6	1.6	84.5	2.6	139.3	58.3	82.6	1.6						
MM-11-18-13	508	5344	1.9	20.8363	1.2	0.0853	3.8	0.0129	3.6	0.95	82.6	3.0	83.2	3.0	98.9	28.7	82.6	3.0						
MM-11-18-39	774	14625	1.8	20.7351	1.4	0.0864	4.2	0.0130	4.0	0.94	83.2	3.3	84.1	3.4	110.4	33.3	83.2	3.3						
MM-11-18-66	2050	26936	2.2	20.6437	0.8	0.0870	6.7	0.0130	6.7	0.99	83.4	5.6	84.7	5.5	120.9	18.3	83.4	5.6						
MM-11-18-5	670	10493	1.9	20.7423	0.8	0.0866	3.3	0.0130	3.2	0.97	83.4	2.6	84.3	2.7	109.6	19.4	83.4	2.6						
MM-11-18-17	666	10175	3.3	19.4910	10.4	0.0924	10.6	0.0131	2.3	0.21	83.7	1.9	89.7	9.1	254.6	239.7	83.7	1.9						
MM-11-18-37	676	10699	1.1	20.6419	2.5	0.0877	3.3	0.0131	2.2	0.66	84.1	1.8	85.3	2.7	121.1	58.9	84.1	1.8						
MM-11-18-38	765	37624	3.0	20.6273	1.5	0.0890	2.7	0.0133	2.2	0.83	85.3	1.9	86.6	2.2	122.7	34.7	85.3	1.9						
MM-11-18-41	1439	21725	2.7	20.6589	1.4	0.0890	4.9	0.0133	4.7	0.96	85.4	4.0	86.6	4.1	119.1	33.3	85.4	4.0						
MM-11-18-28	148	4678	2.4	19.5320	1.8	0.0944	2.8	0.0134	2.1	0.76	85.7	1.8	91.6	2.5	249.8	42.0	85.7	1.8						
MM-11-18-56	893	7249	1.2	20.8450	2.3	0.0893	2.6	0.0135	1.2	0.45	86.4	1.0	86.8	2.2	98.0	55.0	86.4	1.0						
MM-11-18-21	1352	1326	2.3	10.0721	31.5	0.1852	31.9	0.0135	5.1	0.16	86.6	4.4	172.5	50.7	1610.7	603.0	86.6	4.4						
MM-11-18-55	633	71983	3.1	20.5820	1.4	0.0907	1.7	0.0135	0.9	0.54	86.7	0.8	88.1	1.4	127.9	33.9	86.7	0.8						
MM-11-18-40	274	3097	3.3	19.9573	2.9	0.0946	3.6	0.0137	2.3	0.62	87.7	2.0	91.8	3.2	199.9	66.2	87.7	2.0						
MM-11-18-61	513	7578	1.4	20.6113	1.9	0.0921	2.5	0.0138	1.6	0.65	88.1	1.4	89.4	2.2	124.5	45.4	88.1	1.4						
MM-11-18-57	1133	13814	1.6	21.0068	2.1	0.0904	3.2	0.0138	2.4	0.75	88.2	2.1	87.9	2.7	79.6	50.3	88.2	2.1						
MM-11-18-34	716	18231	1.8	20.5615	1.4	0.0933	4.1	0.0139	3.9	0.94	89.1	3.4	90.6	3.6	130.3	33.0	89.1	3.4						
MM-11-18-46	234	3276	3.2	20.4863	2.5	0.0942	2.9	0.0140	1.6	0.53	89.6	1.4	91.4	2.6	138.8	58.3	89.6	1.4						
MM-11-18-30	1435	23560	1.4	20.7701	0.7	0.0931	2.3	0.0140	2.1	0.95	89.8	1.9	90.4	2.0	106.4	16.7	89.8	1.9						
MM-11-18-27	205	3677	2.1	16.3894	14.0	0.1182	14.3	0.0140	2.8	0.19	89.9	2.5	113.4	15.3	639.8	302.9	89.9	2.5						
MM-11-18-36	928	14701	2.6	20.5023	1.7	0.0945	2.0	0.0141	1.2	0.57	90.0	1.0	91.7	1.8	137.0	39.4	90.0	1.0						
MM-11-18-47	306	5399	1.5	21.1179	2.0	0.0919	3.8	0.0141	3.2	0.85	90.1	2.9	89.2	3.2	67.1	48.4	90.1	2.9						
MM-11-18-26	302	3693	2.5	20.7702	2.6	0.0935	4.9	0.0141	4.1	0.84	90.2	3.7	90.8	4.2	106.4	61.3	90.2	3.7						
MM-11-18-6	274	2927	1.2	14.4870	13.0	0.1344	13.7	0.0141	4.5	0.33	90.4	4.0	128.1	16.5	899.5	268.8	90.4	4.0						

Información					Meseta							
Muestra	Clasificación	Tipo de edad	Interpretación de edad	Tipo de material	Edad $\pm 2\sigma$ (i)	$\pm 2\sigma$ (f)	^{40}Ar	K/Ca $\pm 2\sigma$	MSWD	P	n	N
MM-10-02	Microgabro	Meseta	Cristalización	Matriz	8.92 \pm 0.47 Ma	± 0.51 Ma	83 %	0.006 \pm 0.000	1.49	11 %	15	28
MM-10-08	Basalto porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	8.69 \pm 0.55 Ma	± 0.58 Ma	99 %	0.005 \pm 0.000	1.39	9 %	28	29
MM-10-10	Gabro porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	6.84 \pm 0.18 Ma	± 0.24 Ma	95 %	0.005 \pm 0.000	1.51	5 %	27	29
MM-11-05 No vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	6.95 \pm 0.13 Ma	± 0.20 Ma	96 %	0.006 \pm 0.001	0.90	60 %	25	29
MM-11-05 Vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	4.42 \pm 0.05 Ma	± 0.11 Ma	57 %	0.025 \pm 0.003	1.78	3 %	16	29
Información					Isocrona Normal							
Muestra	Clasificación	Tipo de edad	Interpretación de edad	Tipo de material	Edad $\pm 2\sigma$ (i)	$\pm 2\sigma$ (f)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Intersección	MSWD	P			
MM-10-02	Microgabro	Meseta	Cristalización	Matriz	8.39 \pm 0.69 Ma	± 0.72 Ma	296.63 \pm 1.16	1.24	24 %			
MM-10-08	Basalto porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	7.61 \pm 0.72 Ma	± 0.74 Ma	296.99 \pm 0.75	0.84	70 %			
MM-10-10	Gabro porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	6.81 \pm 0.27 Ma	± 0.31 Ma	295.64 \pm 1.98	1.55	4 %			
MM-11-05 No vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	6.80 \pm 0.17 Ma	± 0.23 Ma	297.29 \pm 1.46	0.70	85 %			
MM-11-05 Vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	4.35 \pm 0.08 Ma	± 0.13 Ma	303.91 \pm 10.97	1.46	12 %			
Información					Isocrona Inversa							
Muestra	Clasificación	Tipo de edad	Interpretación de edad	Tipo de material	Edad $\pm 2\sigma$ (i)	$\pm 2\sigma$ (f)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Intersección	SF	MSWD	P		
MM-10-02	Microgabro	Meseta	Cristalización	Matriz	8.39 \pm 0.69 Ma	± 0.71 Ma	296.64 \pm 1.17	10 %	1.25	23 %		
MM-10-08	Basalto porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	7.63 \pm 0.70 Ma	± 0.72 Ma	296.99 \pm 0.75	8 %	0.84	70 %		
MM-10-10	Gabro porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	6.83 \pm 0.27 Ma	± 0.31 Ma	295.64 \pm 1.99	31 %	1.58	3 %		
MM-11-05 No vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	6.81 \pm 0.17 Ma	± 0.23 Ma	297.29 \pm 1.45	38 %	0.68	87 %		
MM-11-05 Vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	4.39 \pm 0.09 Ma	± 0.13 Ma	301.27 \pm 11.88	36 %	1.79	3 %		
Información					Fusión Total							
Muestra	Clasificación	Tipo de edad	Interpretación de edad	Tipo de material	Edad $\pm 2\sigma$ (i)	$\pm 2\sigma$ (f)	K/Ca $\pm 2\sigma$					
MM-10-02	Microgabro	Meseta	Cristalización	Matriz	10.03 \pm 0.48 Ma	± 0.53 Ma	0.006 \pm 0.000					
MM-10-08	Basalto porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	9.84 \pm 0.66 Ma	± 0.70 Ma	0.005 \pm 0.000					
MM-10-10	Gabro porf.	Meseta	Cristalización	Matriz	7.00 \pm 0.17 Ma	± 0.23 Ma	0.006 \pm 0.000					
MM-11-05 No vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	7.08 \pm 0.15 Ma	± 0.22 Ma	0.007 \pm 0.000					
MM-11-05 Vítrea	Basalto almohad.	Meseta	Cristalización	Matriz	4.18 \pm 0.03 Ma	± 0.10 Ma	0.020 \pm 0.000					

Tabla 4. Resumen de las edades obtenidas para cinco muestras analizadas por Ar-Ar mediante el método de calentamiento por pasos o incremental. Se presentan las edades de meseta, de isocrona normal e invertida, así como la edad de fusión total. $\pm 2\sigma$ (i) = error analítico; $\pm 2\sigma$ (f) = error externo completo; MSWD = media cuadrática de la desviación ponderada; N = número total de pasos de calentamiento; SF = factor de dispersión.

Referencias.

Abera, R., Van Wijk, J., Axen, G., (2016), Formation of continental fragments: The Tamayo Bank, Gulf of California, Mexico. *Geology*, 44 (8), 595-598.

Bowen, N.L. y Schairer, J.F., (1935), The system MgO-FeO-SiO₂. *American Journal of Science*, 29, 151-217.

Brown, G.C. y Musset, A.E., (1993), *The Inaccessible Earth: An Integrated View of Its Structure and Composition*. Chapman and Hall. Londres.

Brunner, P., (1971), Sobre los ebridons y silico-flagelados de las diatomitas de la Isla María Madre. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 39 (3), 18-25.

Bryan, W.B y Moore J.G., (1977), Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic Ridge rift valley near lat 36°49'N. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 556-570.

Carreño, A.L., (1985), Biostratigraphy of the Late Miocene to Pliocene on the Pacific María Madre Island. *Micropaleontology*, 31 (2), 139-166.

Carreño, A.L., Casey, R.E., Gío-Argáez, R., Martínez-Hernández, E., Pérez-Guzmán, A.M., Reyes-Salas, M., (1979), Estudios micropaleontológicos en la Isla María Madre, Nayarit. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 3 (2), 193-194.

Chen, C.H. y Presnall, D.C., (1975), The system Mg₂SiO-SiO₂ at pressures up to 25 kilobars. *American Mineralogist*, 60, 398-406.

Chiñas, L.R., (1963), *Bosquejo Geológico de las Islas Marías*. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 62 pp.

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., (1979), *The Interpretation of Igneous Rocks*. George, Allen and Unwin, Londres.

Dilek, Y. y Furnes, H., (2014), Ophiolites and Their Origins. *Elements*, 10, 93-100.

Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Byan, S.E., Kluesner, J., Piñero-Lajas, D., Solari, L., (2015), Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. *Geological Society of America Bulletin*, 127, 702-736.

DePaolo, D.J., (1981), Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.

DePaolo, D.J. y Wasserburg, G.J., (1977), The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. *Geophysical Research Letters*, 4, 465-468.

Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E., Wilson, L., (1995), Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth Science Reviews*, 39, 1-58.

Faure, G., y Mensing, T., (2005), *Isotopes, Principles and Applications*. John Wiley and Sons. Nueva York.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., Solari, L., (2013), Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 9, 1-40.

Francis, E.H., (1982), Magma and sediment-I: emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. *Journal of the Geological Society of London*, 139, 1-20.

Fujii, T. y Kushiro, I., (1977), Melting relations and viscosity of an abyssal tholeiite. *Carnegie Institution Washington Year Books*, 76, 461-465.

Foose, R.M., (1962), Reconnaissance Geology of María Cleofas Island, Mexico. Geological notes, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 49, 1740-1745.

Gastil, R.G., (1975), Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California. *Geology*, 3, 361-363.

Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., (2006), Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona Laserchron Center, from *Geochronology*. In Olszewki, T. (ed.), *Emerging Opportunities, Paleontological Society Short Course*, Philadelphia, PA., The Paleontological Society, *Paleontological Society Papers*, 67-76.

Gehrels, E., Victor, A.V., Ruíz, J., (2008), Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q03017.

Grayson, A.J., (1871), On the physical geography and natural history of the island of the Tres Mariás and Socorro off the western coast of Mexico. *Proceedings of the Boston Society of Natural History*, 14, 261-302.

Green, D.H., (1971), Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Application to oceanic volcanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 268, 707-725.

Green, D.H. y Ringwood, A.E., (1967), The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 2, 151-160.

Gibb, F.G. F. y Henderson, C.M.B., (2006), Chemistry of the Shiant Isles Main Sill, and wider implications for the petrogenesis of mafic sills. *Journal of Petrology*, 47, 191-230.

Gill, R., (2010), *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Blackwell Publishing, Oxford.

Gorring, M.L. y Naslund, H.R. (1995), Geochemical reversals within the lower 100 M of the Palisades Sill, New Jersey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119, 263-276.

Hanna, G.D., (1926), Expedition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925. I. General Report Proceedings of the California Academy of Sciences, 15, 1-113.

Hanna, G.D., (1927), Geology of the West Mexican Islands. *Pan American Geologist*, 48, 20-21.

Hanna, G.D., y Grant, W.M., (1926), Expedition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925. II. Miocene marine diatoms from María Madre Island, México. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 15, 115-117.

Hertlein, L.G., (1934), Pleistocene mollusks from the Tres Mariás Islands, Cedros Island and San Ignacio Lagoon, Mexico. *Bulletin of the Southern California Academy of Sciences*, 33, 59-73.

Hertlein, L.G. y Emerson, W.K., (1959), Pliocene and Pleistocene megafossils from the Tres Mariás Islands. *American Museum Novitates*, 140.

Husch, J.M., (1990), Palisades Sill – Origin of the Olivine Zone By Separate Magmatic Injection Rather Than Gravity Settling. *Geology*, 18, 699-702.

Irvine, T.N. y Baragar, W.R., (1971), A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

Jacques, A.L., y Green, D.H., (1980), Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 287-310.

Jordan, E.K. y Hertlein, L.G., (1926), Expedition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925. IV. A Pliocene fauna from Maria Madre Island, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 15, 209-215.

Kushiro, I., (1968), Composition of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 73, 619-634.

Kushiro, I., (2001), Partial Melting Experiments on Peridotite and Origin of Mid-Ocean Ridge Basalt. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29, 71-107.

Larson, R. L., (1972), Bathymetry, Magnetic Anomalies, and Plate Tectonic History of the Mouth of the Gulf of California. Geological Society of America Bulletin, 83, 3345-3360.

Liga 1 (Hollocher: http://minerva.union.edu/hollochkc_petrology/index.html).

Liga 2 (<http://geochronology.coas.oregonstate.edu/services/>).

Liga 3 (<http://www.geomapapp.org>).

Lindsley, D.H., (1983), Pyroxene thermometry. American Mineralogist, 68, 477-493.

Lonsdale, P., (1995), Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the mouth of the gulf of California: Marine Geophysical Research, 17, 323-359.

Lozano-Santa Cruz, R. y Bernal, J.P., (2005), Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace elements analysis: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 14 (3), 329-359.

McBirney, A.R., (1993), Igneous Petrology. Jones and Bartlett, Boston.

McCloy, C. e Ingle, J.C., (1982), Neogene foraminifera, stratigraphy, and depositional history of Isla Maria Madre: Evidence of early marine conditions in the southern Gulf of California. Geological Society of America Programs with Abstracts, 4, p. 213.

McCloy, C., Ingle, J.C., Barron, J.A., (1988), Neogene stratigraphy, foraminifera diatoms, and depositional history of María Madre Island, Mexico: evidence of Early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California. Marine Micropaleontology, 13, 193-212.

McDonough, W.F., Sun, S.S., (1995), The composition of the Earth. Chemical Geology, 120, 223-253.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., (2007), Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. Chemical Geology, 244, 452-473.

Mori, L., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O., Solís-Pichardo, G., (2009), Lithospheric Removal as a Trigger for Flood Basalt Magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Petrology, 50, 2157-2186.

- Nelson, E.W., (1899), General description of the Tres Marias Islands, Mexico. *North American Fauna*, 4, 7-13.
- O'Hara, M.J., (1965), Primary magmas and the origin of basalts. *Scottish Journal of Geology*, 1, 19-40.
- O'Hara, M.J., (1968), Are ocean floor basalts primary magmas?. *Nature*, 220, 683-686.
- Peralta-Miranda, A. y García-Pérez, L., (2013), Geología y Geocronología de la isla San Juanito, Archipiélago de las Islas Marías, Nayarit, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería, tesis de licenciatura, 156 pp.
- Pérez-Guzmán, A.M., (1983), Biostratigraphic and paleoceanographic reconstruction of the late Miocene in Baja California and Tres Marias Islands, Mexico. Rice University, Houston, Texas, tesis de doctorado, 216 pp.
- Pérez-Guzmán, A.M., (1985), Radiolarian biostratigraphy of the late Miocene in Baja and the Tres Marias Islands, Mexico. *Micropaleontology*, 31, 320-334.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005, Petrograph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, Q07011.
- Pompa-Mera, V., (2014), Estudio geológico, geoquímico y geocronológico de la Isla María Madre, Nayarit. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de doctorado, 228 pp.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., Layer, P., (2013), Geology, geochronology and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30, 1-23.
- Ragland, P.C., (1989), *Basic Analytical Petrology*. Oxford University Press, Oxford.
- Rodríguez-Alfaro, L., Schaaf, P., Arrieta-García, G., Villanueva-Lascurain, D., (2014), Geología, Geoquímica y Geocronología de la Isla María Cleofas, Nayarit, México. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana (UGM) resúmenes.
- Roeder, P.L., y Emslie, R.F., (1970), Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 275-289.
- Shaw, D.M., (1970), Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.

Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., (2005), Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*, 46, 1243-1282.

Stearns, I., (1894), List of mollusks from the Tres Mariás Islands, Mexico. *Proceedings of the United States National Museum*, 17, 139-204.

Storey, B.C. y Kyle, P.R., (1997), An active mantle mechanism for Gondwana breakup. In Hatton, C.J. (ed.), *Special Issue on the Proceedings of the Plumes, Plates and Mineralisation '97 Symposium*. *South African Journal of Geology*, 100, 283-290.

Strong, A.M. y Hanna, G.D., (1930), Marine mollusks of the Tres Mariás Islands, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 19, 13-22.

Sun, S.S. y McDonough, W.F., (1989), Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D. Norry, M.J. (eds.) *Magmatism in ocean basins*: Geological Society, London, Special Publication, 42, 313-345.

Swain, (1967), *Ostracoda from the Gulf of California*. Geological Society of America, Memoir, 101, 139 pp.

Valdez-Moreno, G., (2006), *Evolución geoquímica e isotópica del complejo volcánico de Colima, México*, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de doctorado, 183 pp.

Villanueva-Lascurain, D., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Solís-Pichardo, G., Weber, B., Pompa-Mera, V., (2013), Geochemistry and Sr-Nd isotopes of the subvolcanic sill complex and sandstone geochronology from María Magdalena island, Nayarit, Mexico. *AGU fall meeting abstracts*.

Villanueva-Lascurain, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J., Corona-Chavez, P., (2016), Age and origin of the gabbros in the Jilotlán pluton: primitive magmatic rocks in the southern part of the Guerrero terrane. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33, 136-156.

Weaver, F.M., Casey, R.E., Pérez-Guzmán, A.M., (1981), Stratigraphic and paleoceanographic significance of early Pliocene to middle Miocene radiolarian assemblages from northern to Baja California. In Garrison, R.E., Douglas, R.G., (eds.), *The Monterrey formation and related siliceous rocks of California*. S.E.P.M., Pa. Sect., 71-86.

White, W.M., (2013), *Geochemistry*. Wiley-Blackwell, Oxford.

Wilson, M., (1989), *Igneous Petrogenesis: A global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London.

Winter, J.D., (2001), *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey.

Winter, J.D., (2014), *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd. Ed. Pearson, Essex.

Wyllie, P.J., (1971), *The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences*. John Wiley and Sons, New York.

Zindler, A., Jagoutz, E., Goldstein, S., (1982), Nd, Sr and Pb isotope systematics in a three component mantle: A new perspective. *Nature*, 298, 519-523.