



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geología

**Análisis comparativo de modas detríticas de areniscas en cuencas de tras-arco modernas y en la Cuenca de Arperos del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en México**

**Tesis**

Que para optar por el grado de:

Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta:

**Mariana Peña Guerrero**

Tutor principal:

Dr. Michelangelo Martini (Instituto de Geología, UNAM)

Miembros del comité tutorial:

Dra. Berlaine Ortega Flores (Centro de Geociencias, UNAM)

Dra. Elena Centeno García (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. José Rafael Barboza Gudiño (Instituto de Geología, UASLP)

Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales (Facultad de Ingeniería, UNAM)

Ciudad Universitaria, CDMX, febrero 2023



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.

*“Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”*

A handwritten signature in black ink, reading "Mariana Peña Guerrero", written over a horizontal line.

Mariana Peña Guerrero

Febrero 2023

## **Agradecimientos**

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt) por la beca otorgada durante la maestría.

Al Dr. Michelangelo Martini por su compromiso y paciencia.

A los miembros del jurado por las valiosas observaciones que contribuyeron a enriquecer este trabajo.

A la Dra. Berlaine Ortega Flores por proporcionar y permitir el análisis de sus muestras para la elaboración de esta tesis.

A la Dra. Elena Centeno García por sus valiosos comentarios en las evaluaciones semestrales.

A mi familia, a Fernando y a mis amigos por su apoyo y cariño.

# Índice

Resumen.....	5
<i>Abstract</i> .....	7
Capítulo 1. Introducción.....	9
Capítulo 2. Marco teórico.....	11
2.1 Cuencas de <i>rift</i> .....	11
2.2 Cuenca de tras-arco.....	17
2.2.1 Evolución de cuencas de tras-arco asociadas con arcos intraoceánicos.....	19
2.2.2 Evolución de cuencas tras-arco asociadas con arcos continentales.....	22
Capítulo 3. Marco Geológico.....	24
3.1 Dominio continental.....	25
3.2 El Terreno Guerrero.....	30
3.2.1 El conjunto de basamento.....	30
3.2.2 Sucesiones volcanosedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.....	32
3.2.3 La Cuenca de Arperos.....	33
3.3 Modelos paleogeográficos de la evolución del Terreno Guerrero.....	39
Capítulo 4. Problemática, hipótesis, objetivo y localización del área de estudio.....	42
4.1 Problemática.....	42
4.2 Hipótesis.....	42
4.3 Objetivo.....	43
4.4 Localización de las áreas de estudio.....	43
Capítulo 5. Metodología.....	45
5.1 Análisis petrográfico.....	45
5.2 Recopilación bibliográfica.....	51

Capítulo 6. Petrografía de areniscas de la Cuenca de Arperos.....	55
6.1 Petrografía de areniscas.....	58
6.2 Modas detríticas de areniscas de la Cuenca de Arperos en la literatura.....	65
Capítulo 7. Modas detríticas de areniscas de cuencas de tras-arco modernas y recientes.....	67
7.1 Cuencas de tras-arco asociada a un arco intraoceánico.....	67
7.1.1 Rift de Sumisu.....	68
7.1.2 Cuenca Parace Vela y Depresión de Mariana.....	71
7.2 Cuencas de tras-arco asociadas a un arco transicional.....	73
7.2.1 Cuenca del Mar de Japón.....	73
7.3 Cuencas de tras-arco asociadas a un arco continental.....	79
7.3.1 Cuenca Liguro-Provenzal.....	81
7.3.2 Cuenca del Mar Tirreno.....	84
7.4 Margen pasiva de Newfoundland.....	87
Capítulo 8. Discusión.....	90
8.1 Modas detríticas de los depósitos de la Cuenca de Arperos.....	90
8.2 Modas detríticas de cuencas de tras-arco asociadas con arcos modernos de diferente naturaleza.....	95
8.3 Discusión de los modelos paleogeográficos del Terreno Guerrero.....	101
Capítulo 9. Conclusiones.....	107
Referencias.....	109
Apéndice A.....	128
Apéndice B.....	132
Apéndice C.....	140

## Resumen

La acreción del Terreno Guerrero a la margen continental de Norteamérica a finales del Aptiano e inicios del Albiano representa uno de los eventos tectónicos del Mesozoico más importantes en México. La zona de sutura entre ambos dominios regionales está compuesta por una cuenca invertida, la Cuenca de Arperos. Existe una gran variedad de modelos paleogeográficos que intentan explicar la naturaleza y evolución del arco del Terreno Guerrero y la Cuenca de Arperos, estos pueden dividirse en modelos de arco exótico y modelos de arco para-autóctono.

Con el objeto de contribuir a esclarecer la naturaleza del arco del Terreno Guerrero, esta tesis presenta una comparación entre la firma detrítica de los depósitos de cuencas de tras-arco recientes asociadas con arcos de diferente naturaleza, y la de los depósitos de la Cuenca de Arperos. Para ello, se utilizan las modas detríticas de las cuencas de tras-arco intraoceánicas asociadas con el arco de Izu Bonin-Mariana en el Océano Pacífico; la cuenca de tras-arco del Mar de Japón en un arco transicional; y las cuencas de tras-arco Liguro-Provenzal y del Mar Tirreno ubicadas en el Mar Mediterráneo, y asociadas con un arco continental. La información obtenida en este trabajo pone de manifiesto la estrecha relación entre la composición de los depósitos de las diferentes cuencas de tras-arco, y la naturaleza del arco al cual se encuentran asociadas. Así mismo, permite establecer modelos probables de la composición de los depósitos para cada cuenca.

Este estudio establece como modelo análogo reciente del arco del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano del Terreno Guerrero el arco de Japón de inicios del Mioceno a la actualidad, y a la Cuenca del Mar de Japón como modelo equivalente de la Cuenca de Arperos. Estas cuencas se caracterizan por depósitos con una fuerte asimetría composicional, la cual permite dividirlos en depósitos con procedencia continental y depósitos con procedencia de arco. Estos últimos presentan petrofacies feldespatolíticas ( $F_{62-37}L_{39-12}Qt_{35-20}$ ) y lítica-feldespatíticas ( $L_{88-10}F_{89-8}Qt_{26-0}$ ) en ambas cuencas; mientras que los depósitos con procedencia continental muestran una composición distinta en cada cuenca. En la Cuenca de Arperos, estos depósitos están formados por petrofacies cuarzo-líticas ( $Qt_{94}$ ).

31%L<sub>69-0%</sub>F<sub>30-0%</sub>), con un alto contenido de líticos metamórficos y sedimentarios; mientras que, en el Mar de Japón, son conformados por petrofacies lítico-feldespato-cuarzosas (L<sub>90-4%</sub>F<sub>59-4%</sub>Qt<sub>47-3%</sub>), con líticos volcánicos, sedimentarios y metamórficos. La variación en la composición de estos depósitos es interpretada como el resultado de diferencias en la constitución de la corteza continental asociada a cada cuenca. En el Mar de Japón, los depósitos con procedencia continental derivan de rocas metasedimentarias, sedimentarias, granitoides y rocas volcánicas pre-Cenozoicas. Mientras en la Cuenca de Arperos, estos depósitos proceden principalmente de la erosión de las rocas del Complejo Arteaga, las cuales reciclaron rocas del dominio continental mexicano compuesto por un mosaico de bloques con edades variables desde finales del Proterozoico hasta el Paleozoico, y su cubierta sedimentaria. En suma, los resultados de este estudio sustentan el modelo de arco para-autóctono propuesto para el Terreno Guerrero por autores previos.



## ***Abstract***

The accretion of the Guerrero Terrane to the North American continental margin in the late Aptian and early Albian represents one of the most important Mesozoic tectonic events in Mexico. The suture zone between the two regional domains is composed by an inverted basin, the Arperos Basin. There is a great variety of paleogeographic models that try to explain the nature and evolution of the Guerrero Terrane arc and the Arperos Basin, these can be divided into exotic arc models and para-autochthonous arc models.

In order to contribute to clarify the nature of the Terreno Guerrero arc, this thesis presents a comparison between the detrital signature of deposits from recent back-arc basins associated with arcs of different nature, and that of the Arperos Basin deposits. For this purpose, the detrital modes of the intra-oceanic back-arc basins associated with the Izu Bonin-Mariana arc in the Pacific Ocean; the Sea of Japan back-arc basin in a transitional arc; and the Liguro-Provençal and Tyrrhenian Sea back-arc basins located in the Mediterranean Sea, and associated with a continental arc, are used. The information obtained in this work shows the close relationship between the composition of the deposits of the different back-arc basins and the nature of the arc to which they are associated. Likewise, it allows the establishment of probable models of the composition of the deposits for each basin.

This study establishes as a recent analogous model of the Late Jurassic to Early Cretaceous arc of the Guerrero Terrane the arc of Japan from the early Miocene to the present day, and the Sea of Japan Basin as an equivalent model of the Arperos Basin. These basins are characterized by deposits with a strong compositional asymmetry, which allows dividing them into deposits with continental provenance and deposits with arc provenance. The latter show a feldspar-lithic petrofacies (F<sub>62-37%</sub>L<sub>39-12%</sub>Qt<sub>35-20%</sub>) and lithic-feldspathic (L<sub>88-10%</sub>F<sub>89-8%</sub>Qt<sub>26-0%</sub>) in both basins; while the deposits with continental provenance show a different composition in each basin. In the Arperos Basin, these deposits are formed by quartz-lithic petrofacies (Qt<sub>94-31%</sub>L<sub>69-0%</sub>F<sub>30-0%</sub>), with a high content of metamorphic and sedimentary lithics; whereas, in the Sea of Japan, they are formed by lithic-feldspar-quartz petrofacies (L<sub>90-4%</sub>F<sub>59-4%</sub>Qt<sub>47-3%</sub>), with volcanic, sedimentary and metamorphic lithics. The variation in

the composition of these deposits is interpreted as the result of differences in the constitution of the continental crust associated with each basin. In the Sea of Japan, deposits with continental provenance are derived from metasedimentary, sedimentary, granitoid and pre-Cenozoic volcanic rocks. While in the Arperos Basin, these deposits are mainly derived from the recycling of the Arteaga Complex rocks, which recycled rocks of the Mexican continental domain composed of a mosaic of blocks with variable ages from late Proterozoic to Paleozoic, and their sedimentary cover. In sum, the results of this study support the para-autochthonous arc model proposed for the Guerrero Terrane by previous authors.

## Capítulo 1. Introducción

El Terreno Guerrero constituye aproximadamente un tercio del territorio mexicano y es el segundo terreno del Mesozoico más grande de la cordillera de Norteamérica (Campa-Uranga & Coney, 1983; Centeno-García et al., 1993; Centeno-García, 2017). Este Terreno fue acrecionado a la margen occidental de México entre finales del Aptiano y el inicio del Albiano (Tardy et al., 1994; Dickinson & Lawton, 2001; Martini et al., 2011). La acreción del Terreno Guerrero al núcleo continental de México representa uno de los eventos tectónicos más relevantes del Mesozoico en Norteamérica (Dickinson & Lawton, 2001). El proceso de crecimiento de las masas continentales en márgenes convergentes por medio de la acreción de terrenos exóticos, o por períodos de extensión seguidos por contracción en la placa superior de una zona de subducción (Dickinson, 2004; Centeno-García et al., 2011; Hildebrand, 2013); son mecanismos que han caracterizado la evolución tectónica de la margen occidental de Norteamérica durante el Fanerozoico (Hildebrand, 2013). Por ello, entender el mecanismo de acreción y los elementos geológicos resultantes, es esencial para comprender los procesos de subducción que forjaron la margen pacífica del territorio mexicano y de Norteamérica.

El Terreno Guerrero se compone por un basamento del Triásico Superior que es sobreyacido por sucesiones de arco del Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Centeno-García et al., 1993; 2005; 2008; Centeno-García; 2017). Las sucesiones de arco del Terreno Guerrero han sido interpretadas de distinta forma por diferentes autores, por lo cual no existe un consenso actual sobre el origen y la naturaleza de este arco o sistema de arcos. Algunos autores proponen un arco o varios arcos intraoceánicos exóticos formados sobre la placa Farallón y acrecionados al dominio continental mediante el cierre de una o varias cuencas oceánicas (e.g. Lapierre et al. 1992; Tardy et al. 1994; Dickinson & Lawton, 2001; Talavera-Mendoza et al., 2007); por el contrario, otros sugieren que se trata de un arco continental desarrollado por encima del cratón de Norteamérica, separado de la margen continental por la apertura de la cuenca de tras-arco de Arperos (e.g. Lang et al., 1996; Cabral-Cano et al., 2000; Martini et al., 2009; Elías-Herrera et al., 2000); mientras que otros más consideran que se trata de un arco formado sobre un prisma de acreción contiguo a la placa norteamericana, asociado con

la cuenca de tras-arco de Arperos (e.g. Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2009; 2011).

En cualquiera de los casos anteriores, es indiscutible que un elemento de gran relevancia para entender la naturaleza del arco del Terreno Guerrero es la Cuenca de Arperos, una cuenca del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano interpuesta entre el arco y el núcleo continental, la cual forma parte de la sutura entre ambos dominios regionales (Martini et al., 2011; 2014; Palacios-García & Martini et al., 2014). Dicha cuenca registra probablemente tanto la historia del arco del Terreno Guerrero como de la exhumación de su basamento, por lo cual puede ayudar a comprender cuál es la naturaleza del basamento de arco. De acuerdo con lo anterior, el estudio de la composición de los depósitos de la Cuenca de Arperos ofrece una interesante oportunidad para poner a prueba los diferentes escenarios paleogeográficos propuestos hasta la fecha para el Terreno Guerrero.

Pese a que actualmente se cuenta con varios ejemplos modernos de cuencas asociadas con arcos intraoceánicos, continentales y transicionales (e.g. Marsaglia et al., 1992), no se ha realizado un análisis comparativo entre la composición de las modas detríticas de sus depósitos, y su distribución dentro de estas cuencas, y la Cuenca de Arperos. Por ello, en este trabajo se pretende recopilar datos de modas detríticas de cuencas asociadas con arcos modernos de varias naturalezas y hacer una comparación con los datos actualmente disponibles para el Terreno Guerrero. Las cuencas seleccionadas para este estudio son la Cuenca del Rift de Sumisu, la Cuenca Parace Vela y la Depresión de Mariana en la zona occidental del Océano Pacífico, la Cuenca del Mar de Japón, y las cuencas Liguro-Provenzal y del Mar Tirreno en el Mar Mediterráneo. Este ejercicio permite contribuir al debate sobre la naturaleza del arco del Terreno Guerrero y a mejorar los modelos paleogeográficos propuestos para el margen pacífico de Norteamérica durante el Jurásico y Cretácico.

## Capítulo 2. Marco teórico

En esta sección, se describen algunos de los conceptos básicos utilizados en este trabajo, incluyendo una breve reseña de las cuencas de *rift* y una revisión de los conceptos clave para entender las cuencas de tras-arco.

### 2.1 Cuencas de *rift*

Debido a que las cuencas de tras-arco son cuencas de *rift* desarrolladas en un contexto de subducción, a continuación, se presentan algunos de los conceptos más importantes asociados a este tipo de cuencas. El *rifting* es el proceso mediante el cual una placa tectónica es progresivamente adelgazada por fallas normales hasta que termina dividida en dos o más placas, separadas por uno o más límites divergentes (Di Pietro, 2018). Este proceso puede desarrollarse en la zona central de un continente (*rift* intracontinental), o en la placa superior de una zona de subducción, en la parte de ante-arco, intra-arco o tras-arco (*rift* de supra-subducción; Hawkins, 2003). Las cuencas de *rift* de supra-subducción se reconocen en el registro sedimentario evaluando sus relaciones espacio-temporales con un arco volcánico y, usualmente, son incorporadas en zonas de colisión, en las cuales su relleno es fuertemente deformado y metamorfoseado (Einsele, 1992).

De acuerdo con su mecanismo de iniciación, existen dos tipos de *rifting*: activo y pasivo. El *rifting pasivo* se caracteriza por el estiramiento de la litósfera en respuesta a esfuerzos extensionales dentro de la placa (Allen & Allen, 2013). Inicialmente, este estiramiento produce subsidencia y, posteriormente, favorece el ascenso de la astenósfera, la cual se funde parcialmente por descompresión dando origen a grandes provincias ígneas (Fig. 1a; Wilson, 1989; Allen & Allen, 2013). De acuerdo con lo anterior, la evolución del *rifting* pasivo inicia con el proceso de *rifting* seguido por un levantamiento, y termina con la presencia de vulcanismo (McKenzie, 1978; Wilson, 1989; Allen & Allen, 2013).

Por otro lado, el *rifting activo* consiste en la extensión de la litósfera como consecuencia de la presencia de una anomalía térmica en el manto astenosférico, la cual se manifiesta como una pluma mantélica (Fig. 1b; Allen & Allen, 2013). La inyección de material más caliente con respecto al manto circundante produce el ascenso de la astenósfera que genera una

elevación regional de la corteza con forma de domo (Fig. 1b; White & McKenzie, 1989). En consecuencia, el *rifting* es el resultado de un aumento de la energía potencial gravitacional de la litósfera que produce su posterior colapso bajo fuerzas gravitacionales (Allen & Allen, 2013). La evolución tectono-magmática durante el *rifting* activo está compuesta por un levantamiento a escala regional seguido por vulcanismo, y, por último, por la subsidencia (Wilson, 1989; Allen & Allen, 2013).

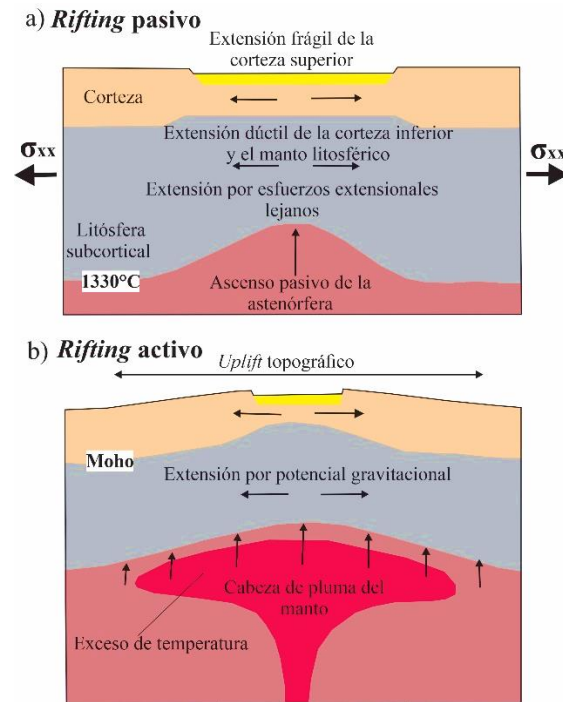


Figura 1. Tipos de *rifting*. a) *Rifting* pasivo y b) *rifting* activo. Obtenido de Allen & Allen (2013).

Mientras que los modelos pasivo y activo explican el mecanismo que inicia el proceso de *rifting*, el mecanismo por medio del cual se produce la extensión y formación de cuencas extensionales se explica mediante los modelos de cizalla pura y cizalla simple (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; Allen & Allen, 2013). En el modelo de **cizalla pura** la extensión de la litósfera ocurre de forma homogénea (Fig. 2a; McKenzie, 1978). En este modelo, la corteza superior se deforma de manera frágil, mientras que la corteza inferior y el manto superior lo hacen de forma dúctil. De acuerdo con este modelo, las cuencas de *rift* son simétricas y no ocurre rotación de bloques (Fig. 2a; McKenzie, 1978; Allen & Allen, 2013).

Por su parte, el modelo de **cizalla simple** se sustenta en los cambios reológicos de la litósfera, los cuales dependen de la temperatura y, por ende, de la profundidad (Allen & Allen, 2013). Este modelo considera que el componente mantélico de la litósfera se extiende de forma más eficiente que la corteza, lo que genera extensión heterogénea en la litósfera (Wernicke, 1985). La extensión más rápida del manto litosférico permite la transferencia de calor desde la astenósfera hacia la corteza, generando un levantamiento con forma de domo (Fleitout et al., 1983). El estiramiento y atenuación de la litósfera en el modelo de cizalla simple es controlado por una o más fallas de despegue que atraviesan gran parte o toda la litósfera, generando un *rift* asimétrico con bloques rotados (Fig. 2b; Wernicke, 1985; Coward, 1986; Allen & Allen, 2013).

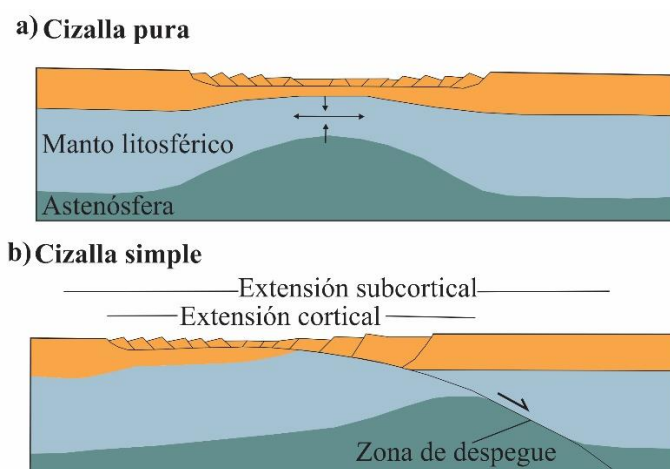


Figura 2. Mecanismos de *rifting*. a) Cizalla pura con márgenes de *rift* simétricas. b) Cizalla simple con márgenes de *rift* asimétricas, y falla de despegue cortando la litósfera. Obtenido de Allen & Allen (2013).

Las zonas de *rift* son áreas de extensión litosférica caracterizadas por una depresión principal, adelgazamiento cortical, altos flujos de calor, sismicidad y actividad volcánica (Allen & Allen, 2013). Las zonas de *rift* se caracterizan por la presencia de numerosas fallas normales con rumbo casi perpendicular a la dirección de máxima extensión, y una geometría en planta que resulta de la orientación de las debilidades litosféricas preexistentes con respecto a la dirección de máxima extensión (Fig. 3; Burke, 1985; Withjack et al., 2002; Corti, 2012; Allen & Allen, 2013).

La evolución del arreglo de fallas ejerce una importante influencia sobre la topografía y el patrón de drenaje de las zonas de *rift* y, por ende, en los ambientes de depósito (Allen & Allen, 2013). Las unidades estratigráficas principales asociadas a un *rift* son los paquetes *pre-rift*, *sin-rift* y *post-rift*, los cuales se encuentran separados por grandes discordancias (Withjack et al., 2002). El fallamiento progresivo y el relleno de las cuencas de *rift* producen una unidad en forma de cuña en la que los estratos *sin-rift* presentan el mayor espesor en las zonas adyacentes a la falla limítrofe, y los estratos más jóvenes tienen una inclinación menor que los estratos más antiguos (Fig. 3; Withjack et al., 2002).

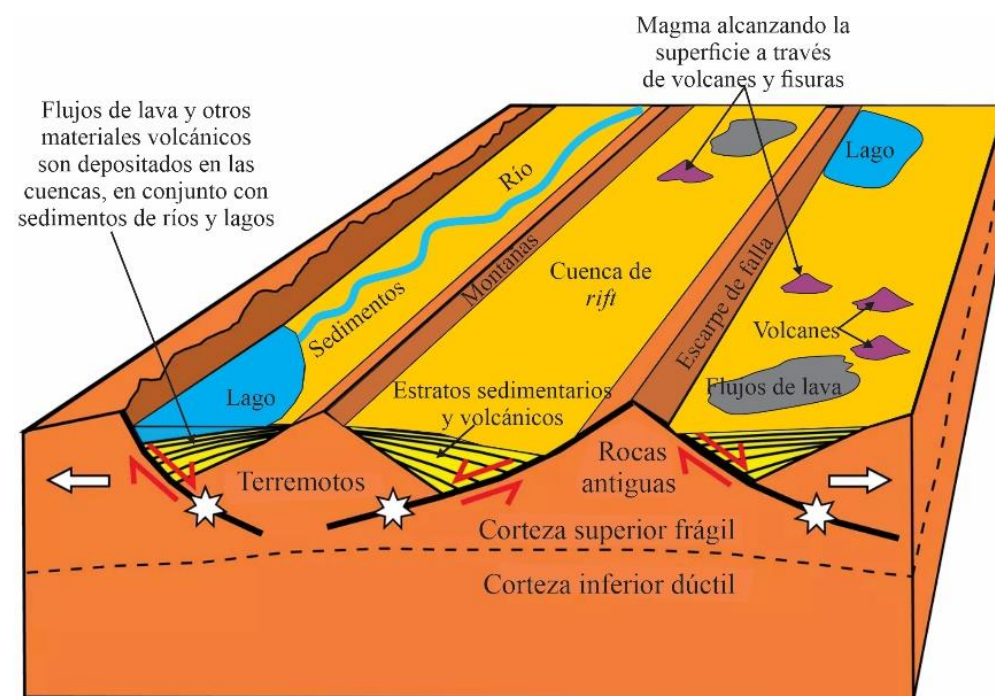


Figura 3. Cuenca de *rift* continental. Geometría de los estratos, ambientes sedimentarios y disposición del vulcanismo en cuencas de *rift* intracontinental. Obtenido de «Divergent Plate Boundaryâ Continental Rift - Geology (U.S. National Park Service)», s. f.

En su fase inicial, el proceso de *rifting* se caracteriza por el desarrollo de múltiples fallas normales desconectadas, con poca longitud y poco desplazamiento, que delimitan cuencas aisladas (Fig. 4a; Cowie, 1998; Withjack et al., 2002; Allen & Allen, 2013). En esta fase, los bloques de piso de las fallas funcionan como áreas fuente y barreras topográficas que influyen en el drenaje de la cuenca (Gawthorpe & Leeder, 2000). En consecuencia, las cuencas de *rift*



presentan una procedencia local de los bloques levantados en las márgenes de falla, y la formación de varios depocentros asociados a cada una de las fallas (Gawthorpe & Leeder, 2000). En esta primera etapa del *rift*, las cuencas son principalmente dominadas por depósitos fluviales, aluviales, lacustres y eólicos. Los diferentes ambientes se distribuyen en cada cuenca dependiendo de la geometría de estas, por ejemplo, es común la presencia de lagos en las zonas más profundas de las cuencas y pequeños abanicos a lo largo de las fallas activas (Gawthorpe & Leeder, 2000).

A medida que la extensión continua, el desplazamiento y la longitud de las fallas aumentan, lo que favorece el emplazamiento de magma en los límites de las cuencas de *rift* (Withjack et al., 2002). Una característica importante de los primeros estadios del *rifting* es el magmatismo bimodal, el cual se compone por el emplazamiento contemporáneo de magmas con contenido bajo en sílice y magmas con alto contenido en sílice (Barnes, 2008). Los magmas de composición basáltica son generados por la fusión parcial del manto por descompresión, mientras que el origen de los magmas félsicos aún es tema de debate. Existen diferentes modelos que intentan explicar la génesis de los magmas félsicos: la cristalización fraccionada de magmas basálticos en conjunto con el proceso de asimilación de la corteza continental (Lacasse et al., 2006), y la anatexis de la corteza continental como resultado de la interacción con magmas basálticos (Wanless et al., 2010) son los escenarios más aceptados actualmente. La composición de las rocas volcánicas en sistemas de *rift* continental es predominantemente alcalina, muy distinta a los productos sub-alcalinos relacionados con zonas de subducción (Barnes, 2008). Rocas con composición sub-alcalina son características de *riffts* de supra-subducción y arcos de islas, esta categoría incluye productos ricos en calcio (calci-alcalinos) característicos de volcanes en zonas de subducción (Barnes, 2008).

### Evolución tectono-sedimentaria de cuencas extensionales activas

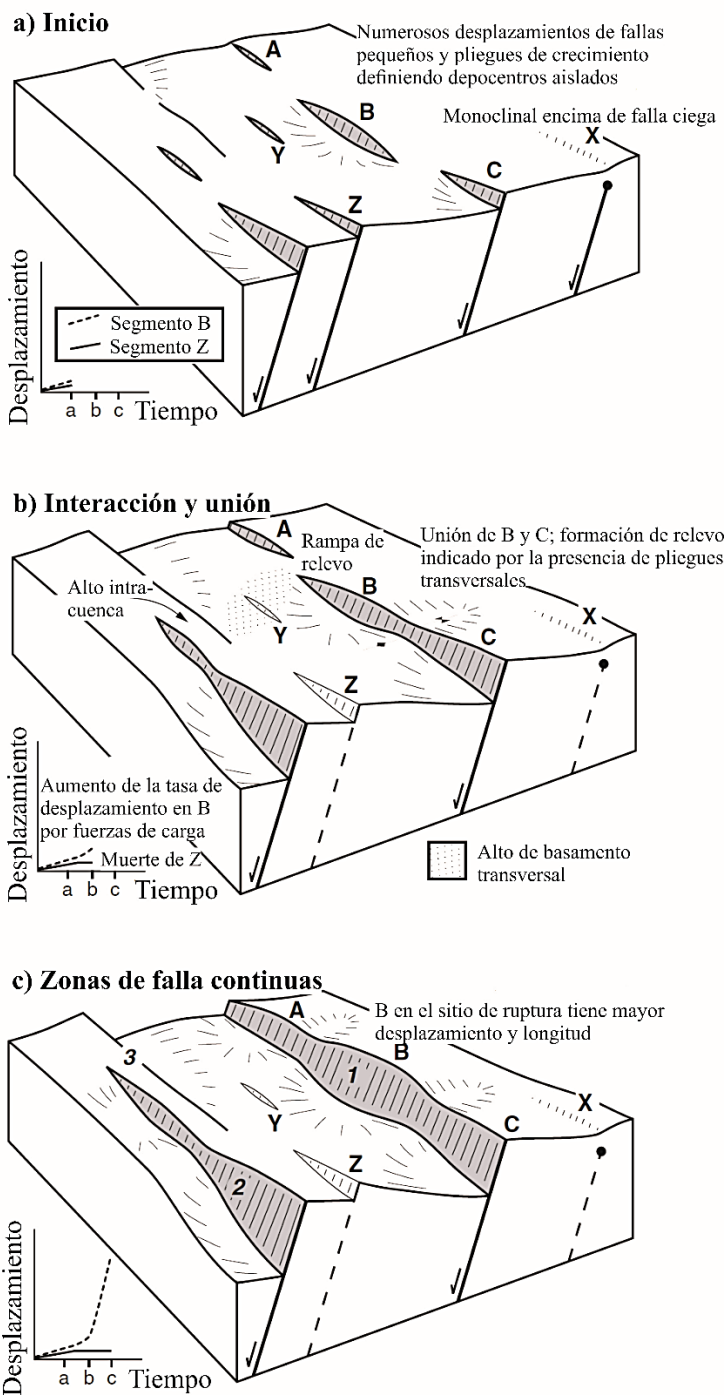


Figura 4. Evolución tectono-sedimentaria del arreglo de fallas en un *rift*. El gráfico inferior izquierdo indica la tasa de desplazamiento de los segmentos de falla B y Z; 1, 2 y 3 indican las fallas limítrofes principales. Obtenido de Gawthorpe & Leeder (2000).

A medida que la extensión continua, las numerosas fallas comienzan a conectarse a través de zonas de transferencia, hasta generar amplios sistemas de falla con mayor longitud y desplazamiento (Fig. 4b y 4c; Allen & Allen, 2013). Al mismo tiempo, los abanicos formados en los primeros estadios comienzan a interactuar y a progradar, y se genera un drenaje axial paralelo al eje del *rift* (Gawthorpe & Leeder, 2000). Conforme el continente incrementa su grado de extensión y de adelgazamiento, los ambientes sedimentarios evolucionan desde continentales hasta litorales y marinos en las partes más profundas de la cuenca (Gawthorpe & Leeder, 2000).

Finalmente, la interacción entre la localización de la deformación y la inyección de magmas facilitan la ruptura de la litósfera, iniciando la fase de *drifting* y el desarrollo de dorsales oceánicas de expansión lenta (Corti et al., 2012). Este tipo de dorsales se caracterizan por velocidades de expansión menores a 4 cm/año y una zona de *rift* limitada por fallas normales (e.g. Dorsal Mesoatlántica; Bach & Green, 2010). La subsidencia post-*rift* es generada por la contracción térmica de la litósfera por enfriamiento, en contraste con la subsidencia sin-*rift* que resulta de la extensión frágil de la corteza (McKenzie, 1978; Allen & Allen, 2013).

Durante la fase de *drifting*, la subsidencia de los márgenes de la dorsal por enfriamiento produce la dispersión de los sedimentos hacia la zona interna del sistema de *rift*, lo cual difiere con la fase de *rifting* en la que el levantamiento regional en forma de domo de la litósfera genera el mayor aporte de sedimentos hacia las zonas externas del *rift*.

## **2.2 Cuenca de tras-arco**

Las cuencas de tras-arco son cuencas extensionales desarrolladas en la placa superior de una zona de subducción (Uyeda & Kanamori, 1979; Sdrolias & Müller, 2006). Estas cuencas pueden ser el resultado de la evolución natural de una cuenca de intra-arco, o pueden nacer desde un inicio en la zona trasera del arco. En arcos intraoceánicos, las cuencas de tras arco se desarrollan comúnmente como parte de la evolución de una cuenca de intra-arco (e.g. Mariana; Martínez et al., 2007; Balázs et al., 2016); el rompimiento del arco se produce en zonas de debilidad cortical como conductos de magma o zonas de intrusión activa, las cuales son debilitadas por un alto gradiente térmico derivado del ascenso de magma por la actividad

del arco (Carey & Sigurdsson, 1984). De acuerdo con lo anterior, las cuencas de tras-arco asociadas con arcos intraoceánicos comienzan su etapa de tras-arco cuando empieza a generarse una dorsal oceánica dentro de ellas, es decir, cuando la cuenca entra en su fase de *drifting* (Carey & Sigurdsson, 1984).

En cuencas de tras-arco asociadas a sistemas de arco continental, la heterogeneidad de la corteza puede generar zonas con mayor debilidad cortical, las cuales favorecen que el proceso de extensión y sucesivo rompimiento de la corteza se inicie directamente en la zona detrás del arco, y no en el arco como en ambientes intraoceánicos (Bellahsen & Daniel, 2005; Michon & Sokoutis, 2005). De esta forma, la evolución de las cuencas de tras-arco en placas continentales empieza con una etapa de *rift* y continua hasta la fase de *drift*. Esta evolución también se observa en cuencas de tras-arco asociadas con arcos desarrollados sobre corteza transicional, es decir, una corteza continental adelgazada o una corteza oceánica engrosada (e.g. Mar de Japón; Barnes, 2008).

La razón por la que únicamente algunas zonas de subducción desarrollan cuencas de tras-arco y otras no, sigue siendo tema de debate (e.g. Sdrolias & Müller, 2006). Sin embargo, la relación entre el proceso de *slab rollback* de la placa en subducción y la formación de cuencas de tras-arco es reconocida por varios autores (e.g. Uyeda & Kanamori, 1979; Sdrolias & Müller, 2006).

El tiempo de vida de las cuencas de tras-arco es de ~15 Ma; algunos ejemplos son: ~13 Ma en la cuenca de tras-arco intraoceánica Parace Vela en la placa de Filipinas, ~15 Ma en la cuenca de tras-arco continental Liguro-Provenzal en Europa occidental y ~10 Ma en la cuenca de tras-arco transicional del Mar de Japón (Hussong & Uyeda, 1981; Malinverno & Ryan, 1986; Packer & Ingersoll, 1986; Marsaglia et al., 1992; Tamaki et al., 1992; Ferrandini et al., 1998; Sartori, 2003; Cavazza et al., 2007; Van Horne et al., 2016). El final del desarrollo de una cuenca de tras-arco es denotado por la migración de la extensión a una zona con mayor flujo de calor, comúnmente cercana al arco volcánico (e.g. Mar de Filipinas; Okino et al., 1999; Martínez et al., 2007; Allen & Allen, 2013).

A continuación, se presenta de forma sintética la evolución de cuencas de tras-arco asociadas con arcos intraoceánicos y continentales.

### **2.2.1 Evolución de cuencas de tras-arco asociadas con arcos intraoceánicos**

A continuación, se describe de forma sintética la evolución de cuencas de tras-arco desarrolladas por el rifting de un arco intraoceánico.

#### **Estadio 0. Cuenca de intra-arco**

En la fase de intra-arco, las cuencas generadas por extensión presentan un arreglo de *horst* y *graben*. Los depósitos son generados por procesos de inestabilidad gravitacional (e.g. deslizamientos y flujos de detrito), que bordean los bloques tectónicamente levantados por las fallas. Los depósitos en ambas márgenes de la cuenca se componen por material piroclástico y epiclástico con procedencia del arco volcánico (e.g. Rift de Sumisu; Fig. 5a; Carey & Sigurdsson, 1984; Carey & Schneider, 2011).

La etapa de extensión de un arco intraoceánico se caracteriza por la presencia de magmatismo bimodal, definido por domos rio-dacíticos o depósitos piroclásticos rio-dacíticos eruptados por calderas, así como flujos de lava basálticos. Aunque la actividad volcánica de arcos intraoceánicos es predominantemente máfica, la cristalización fraccionada de los magmas basálticos que se estacionan en la base de la corteza oceánica, así como la fusión parcial de la corteza oceánica por el ascenso de abundante magma, producen magmas de composición félsica.

#### **Estadio 1. Cuenca de tras-arco**

A medida que la extensión continua, internamente a la cuenca de *rift* se desarrolla, a un cierto punto, una dorsal oceánica que genera un combamiento topográfico axial similar al que se genera en dorsales de expansión lenta (e.g. ~3-4.4 cm/año en el Arco de Mariana), y que separa el arco volcánico en dos partes: el arco volcánico activo y el arco remanente desactivado (Hussong & Uyeda 1981; Carey & Sigurdsson, 1984; Fig. 5b). En ambientes intraoceánicos, el inicio del estadio de tras-arco es denotado por el desarrollo de la dorsal (Carey & Sigurdsson, 1984; Fryer, 1995). En estas cuencas, la dorsal es una fuente menor de detrito, aportando solo una cantidad limitada de hialoclastitas y depósitos hidrotermales, que

son incorporados en la parte basal de las sucesiones sedimentarias (Carey & Sigurdsson, 1984).

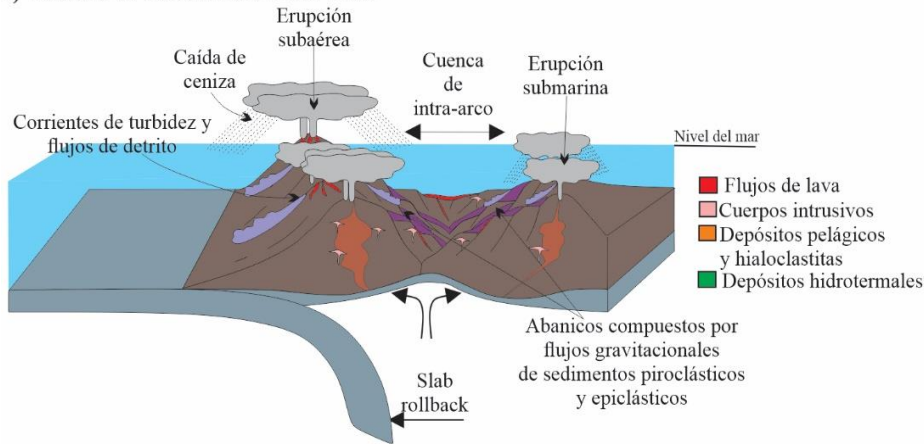
La fuente principal del detrito es representada por el arco activo. En la margen de la cuenca adyacente al arco activo se forman sistemas de abanicos submarinos (*volcaniclastic apron*), compuestos por sedimentos volcanoclásticos generados por las erupciones subaéreas y subacuosas del arco (Fig. 5b; Carey & Sigurdsson, 1984). El transporte de detrito volcanoclástico se produce mediante flujos de detrito, flujos de granos, corrientes de turbidez y decantación (Carey & Sigurdsson, 1984; Carey & Schneider, 2011). Los depósitos de material volcanoclástico se alternan con sedimentos pelágicos y epiclásticos derivados de los períodos no eruptivos.

A medida que el arco remanente es alejado del arco activo por la expansión de la dorsal, este se vuelve inactivo y experimenta procesos de erosión (Carey & Sigurdsson, 1984). En la margen adyacente al arco remanente se pueden depositar abanicos de menor tamaño compuestos principalmente por sedimentos epiclásticos, aunque depósitos por decantación también son comunes (Carey & Schneider, 2011). En general, el detrito aportado por el arco remanente es una contribución menor con respecto al arco activo (Karig & Moore, 1975; Carey & Sigurdsson, 1984). Por esto, en este estadio, la dorsal y el arco remanente funcionan como fuentes de sedimento subordinadas con respecto al arco volcánico activo (Carey & Sigurdsson, 1984).

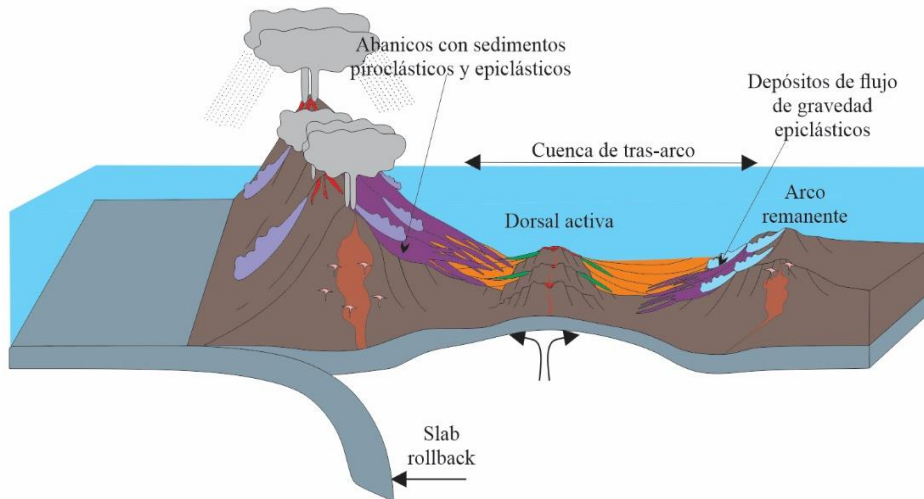
## **Estadio 2. Cuenca de tras-arco madura**

A medida que la expansión de piso oceánico continua, la cuenca de tras-arco se hace progresivamente más ancha y profunda. El piso oceánico generado en los dos lados de la dorsal se aleja del centro de expansión y comienza a subsidir por enfriamiento (Carey & Sigurdsson, 1984; Carey & Schneider, 2011). El desarrollo final de una cuenca de tras-arco ocurre por la migración del centro de expansión a una zona más cercana al arco activo, para iniciar otro ciclo de formación de tras-arco (Fig. 5c; Bibee et al., 1980). Las partes más distales de la cuenca continúan recibiendo cierto aporte de material del arco activo, aunque el tipo de sedimentación predominante es pelágica (Einsele, 1992).

**a) Estadio 0. Cuenca de intra-arco**



**b) Estadio 1. Cuenca de tras-arco**



**c) Estadio 2. Cuenca de tras-arco madura**

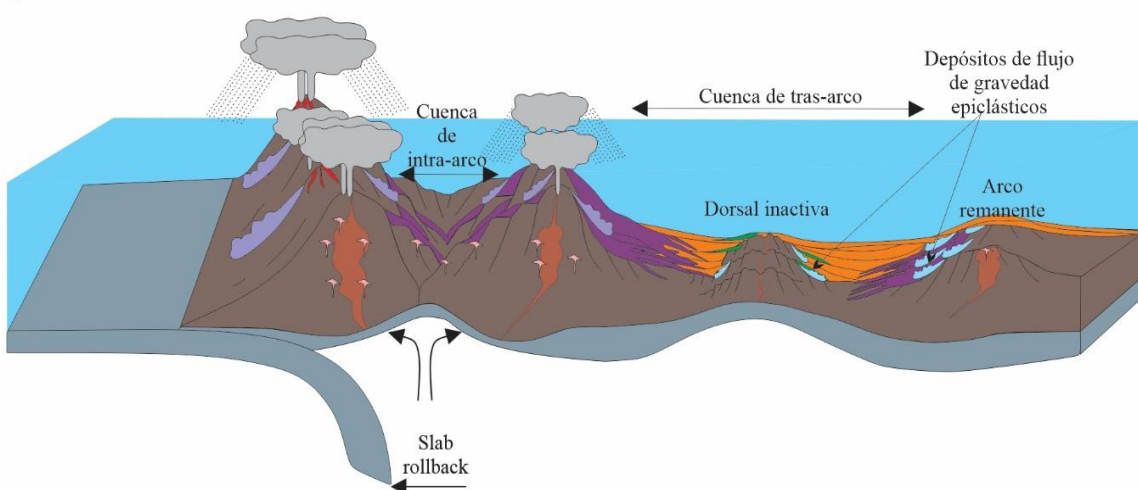


Figura 5. Evolución de una cuenca de tras-arco asociada a un arco intraoceánico. Modificado de Carey & Sigurdsson (1984) y Carey & Schneider (2011).

## 2.2.2 Evolución de cuencas tras-arco asociadas con arcos continentales

### Estadio 0. *Rifting* de tras-arco

Las cuencas de tras-arco continentales, pueden iniciar su desarrollo con el *rifting* de la zona trasera del arco volcánico (e.g. *rifting* en la Zona Volcánica Taupo en la Isla Norte de Nueva Zelanda; Cole, 1990; Davey et al., 1995; 1997). La evolución de las fallas normales y el desarrollo de ambientes sedimentarios es análoga a la evolución de las cuencas de *rift*, la cual se ha descrito en la sección anterior. En una fase avanzada del *rifting*, la arquitectura interna de la cuenca se caracteriza por el desarrollo de grandes sistemas de abanicos localizados a lo largo de las fallas activas principales, y sistemas fluviales axiales en las zonas más profundas de la cuenca (Gawthorpe & Leeder, 2000). A medida que la corteza continental es extendida, los ambientes sedimentarios continentales se vuelven progresivamente marinos (Gawthorpe & Leeder, 2000).

La margen adyacente al continente en una cuenca de tras-arco continental presenta depósitos con una procedencia compleja. Estos depósitos se componen por sedimentos derivados de la erosión de los diferentes niveles de la corteza continental, los cuales quedan expuestos en la superficie por la actividad de las fallas. En contraste, la margen próxima al arco presenta depósitos constituidos por material piroclástico y epiclástico procedente del arco. Como se ha explicado en la sección anterior, el magmatismo en este estadio del *rifting* es bimodal, y los magmas presentan una fuerte influencia química de la placa en subducción (Martínez et al., 2007).

### Estadio 1. *Drifting* de tras-arco

En cuencas de tras-arco continentales, la atenuación y modificación de la corteza por fallamiento e intrusión magmática favorecen su rompimiento, iniciando la fase de *drifting* y la formación de una dorsal. Los ambientes sedimentarios se vuelven predominantemente marinos (Gawthorpe & Leeder, 2000). En esta fase, las fuentes principales de sedimento son el arco, la corteza continental y, en menor medida, la dorsal. El alto flujo de calor en la parte central de la cuenca genera una geometría en domo de la litósfera. La estructura en domo genera mayor dispersión de sedimento procedente del cratón hacia la parte externa de esta



estructura, mientras que en la parte interna se depositan sedimentos procedentes de fuentes adyacentes a los bordes de la cuenca. El magmatismo en este estadio es principalmente máfico, generado en la dorsal por la fusión parcial del manto por descompresión (Martínez et al., 2007; Langmiu et al., 2013).

### **Estadio 2. Cuenca de tras-arco madura**

Al igual que las cuencas de tras-arco desarrolladas en arcos intraoceánicos, las cuencas de tras-arco en arcos continentales terminan su desarrollo por la migración de la zona de extensión o por un período de no extensión.

### Capítulo 3. Marco Geológico

Las rocas pre-Cenozoicas que componen el occidente y centro de México formaron parte de dos dominios paleogeográficos principales desarrollados durante el Mesozoico: el dominio continental y el Terreno Guerrero (Fig. 6; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Dickinson & Lawton, 2001; Centeno-García, 2005; Martini et al., 2011). El límite entre estos dos dominios es representado por una zona de sutura, la cual contiene la Cuenca de Arperos (Tardy et al., 1994; Martini et al., 2011; 2014; Palacios-García & Martini et al., 2014).

Con la finalidad de establecer un marco geológico de referencia para este trabajo, a continuación, se presentan las características principales del dominio continental y el Terreno Guerrero, con especial énfasis en las rocas de la Cuenca de Arperos.

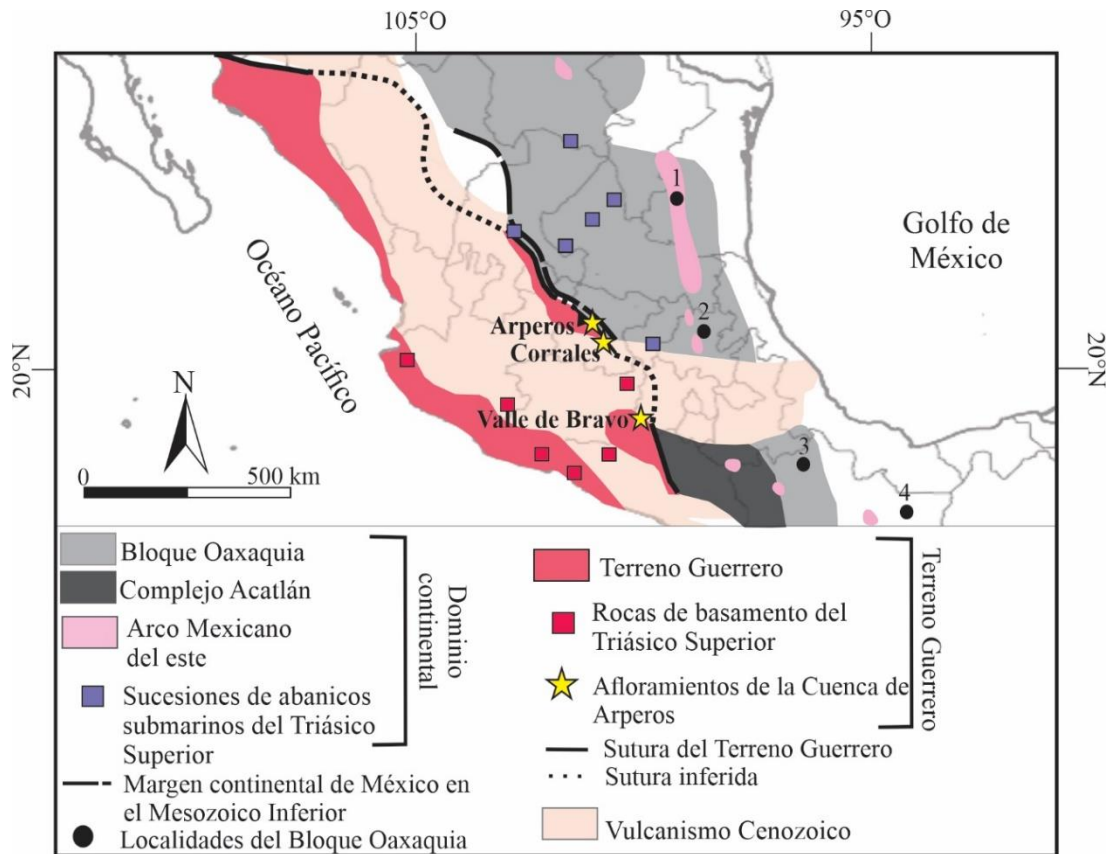


Figura 6. Mapa de las rocas pre-Mesozoicas del dominio continental y distribución de los afloramientos del Terreno Guerrero. Distribución del magmatismo cenozoico, el Terreno Guerrero, sucesiones de abanico del Triásico Superior y rocas de basamento del Triásico Superior obtenido de

Centeno-García et al. (2005, 2008). Afloramientos de la Cuenca de Arperos obtenido de Freydier et al. (1996). Localidades del Arco Mexicano del Este obtenidas de Torres et al. (1999). Localidades de Oaxaquia obtenidas de Ortega-Gutiérrez et al. (1995), en donde: 1=Gneiss Novillo, 2=Gneiss Huiznopala, 3=Complejo Oaxaqueño y 4=La Mixtequita.

### **3.1 Dominio continental**

A inicios del Mesozoico, la margen occidental mexicana estaba compuesta por un mosaico de diferentes bloques acrecionados a Laurencia en el Paleozoico Tardío, resultado del cierre del Océano Reico y el posterior ensamblaje de Pangea (Campa-Uranga & Coney, 1983; Centeno-García et al., 2017). El Bloque Oaxaquia y el Complejo Acatlán son dos de los bloques principales que conformaban el dominio continental de México a inicios del Mesozoico. El Bloque Oaxaquia y el Complejo Acatlán son cortados por rocas intrusivas del Carbonífero Superior- Pérmico del Arco Mexicano del Este, y cubiertos discordantemente por sucesiones de abanico submarino del Triásico Superior (Torres et al., 1999; Silva-Romo et al., 2000; Barboza-Gudiño et al., 2010; Kirsch et al., 2012).

#### **Bloque Oaxaquia**

El Bloque Oaxaquia aflora de forma discontinua en varias localidades a lo largo del territorio mexicano (Fig. 6; Ortega-Gutiérrez et al., 1995). Este bloque se compone principalmente por ortogneises y paragneises granulíticos, y es interpretado como un microcontinente de edad grenvilliana acrecionado a Laurencia a mediados-finales del Paleozoico (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Centeno-García et al., 2005; Centeno-García et al., 2017). Los protolitos de este bloque presentan edades U-Pb entre ~1012 Ma y ~1200 Ma, mientras que la edad de metamorfismo ha sido estimada en ~1000 Ma (Lawlor et al., 1999; Ruíz et al., 1999; Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003; Ortega-Gutiérrez et al., 2018).

#### **Complejo Acatlán**

El Complejo Acatlán aflora en la zona suroeste de México (Fig. 6). Se compone por rocas metamórficas con protolitos ígneos y sedimentarios, cuya edad se extiende desde el Ordovícico hasta mediados del Pérmico, y que presentan un metamorfismo variable desde

facies de esquistos y sub-esquistos verdes hasta facies de anfibolita, esquistos azules y eclogitas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Keppie et al., 2008).

El Complejo Acatlán presenta una firma de circonos detríticos muy compleja. Esto es debido a que este complejo está compuesto por diferentes litodemas que presentan firmas distintas. En general, con el objetivo de sintetizar los datos geocronológicos que se tienen actualmente, es posible agrupar los litodemas con firmas parecidas de la siguiente manera. Un primer grupo es representado por las rocas metasedimentarias de bajo grado y alta presión, las cuales presentan poblaciones de edad de ~430-740 Ma y ~880-1320 Ma (Keppie et al., 2008; Galaz et al., 2013). Un segundo grupo es representado por los granitoides y ortogneises de bajo grado y alta presión, los cuales presentan una población principal con edades de ~440-480 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2005; Morales-Gómez et al., 2008). Otro grupo está compuesto por rocas meta-vulcanosedimentarias en facies de esquistos verdes hasta anfibolita, las cuales presentan poblaciones con edades de ~330-400 Ma, ~450-710 Ma y ~830-1060 Ma (Keppie et al., 2008). Finalmente, hay un grupo de rocas metasedimentarias de bajo grado que presentan poblaciones con edades de ~275-360 Ma y ~1000-1300 (Kirsch et al., 2012). La historia que registran las rocas del Complejo Acatlán se ha interpretado como parte del proceso de apertura y posterior cierre de los océanos Iapetus (e.g. Ortega-Gutiérrez et al., 1999) o Reico (e.g. Nance et al., 2006).

### **Arco Mexicano del Este**

Las rocas del Arco Mexicano del Este se exponen en el este del territorio mexicano, formando un cinturón predominantemente de intrusivos con orientación NW-SE (Fig. 6; Torres et al., 1999; Dickinson & Lawton, 2001; Kirsch et al., 2012; Ortega Obregón et al., 2013). El Arco Mexicano del Este está conformado por plutones de tonalita, granodiorita, gabro y diorita del Carbonífero Superior-Pérmico (~260-310 Ma; Solari et al., 2001; Elías-Herrera et al., 2005; Kirsch et al., 2012; Ortega-Obregón et al., 2013), interpretados como las raíces de un arco continental generado por la subducción de la placa paleo-Pacífica por debajo del microcontinente Oaxaquia, que posteriormente marcó el cierre del océano Reico durante la conformación de Pangea (Torres et al., 1999; Dickinson y Lawton, 2001; Kirsch et al., 2012).

## **Sucesiones de abanico submarino del Triásico Superior**

El ambiente tectónico de la paleo-margen pacífica de México en el Triásico Tardío se ha interpretado como un margen pasivo con base en: 1) la ausencia de evidencia de vulcanismo activo de la misma edad y 2) la presencia de gruesos espesores de turbiditas siliciclásticas del Carniano-Noriano que sobreyacen los terrenos precámbricos y paleozoicos del dominio continental (Centeno-García et al., 2005). Estas sucesiones de abanico están compuestas por una alternancia de arenisca y lutita con estructuras características de depósitos generados por corrientes de turbidez (Barboza-Gudiño, 1992; Centeno-García & Silva-Romo, 1997; Silva-Romo et al., 2000; Barboza-Gudiño et al., 2008). Las sucesiones presentan una firma de edad de circones detríticos muy característica, definida por tres grupos de edades principales: uno del Permo-Triásico (~210-300 Ma), uno del Neo-Proterozoico-Ordovícico (~500-700 Ma) y otro del Mesoproterozoico-Neoproterozoico (~900-1250 Ma; Talavera-Mendoza et al., 2007; Barboza-Gudiño et al., 2010; Ortega-Flores, 2017). Las areniscas del Abanico Potosí se componen principalmente por: cuarzo monocristalino y policristalino, feldespato, intraclastos de lutita, extraclastos de esquisto rico en cuarzo y muscovita (Fig. 8; Silva-Romo et al., 2000; Barboza-Gudiño et al., 2012).

Estas turbiditas son interpretadas como parte de un conjunto de abanicos submarinos, entre los cuales destacan el Abanico Potosí y el Abanico Tolimán (Fig. 7; Centeno-García et al., 2005; 2008; Ortega-Flores et al., 2014). Actualmente, se propone que dichos abanicos submarinos fueron alimentados por extensos sistemas fluviales que drenaban una amplia región de la Pangea ecuatorial; dichos sistemas fluviales son representados por las formaciones El Alamar y La Mora en el noreste y sur de México, respectivamente (Fig. 9; Silva-Romo et al., 2000; Barboza-Gudiño et al., 2010; Silva-Romo et al., 2015).

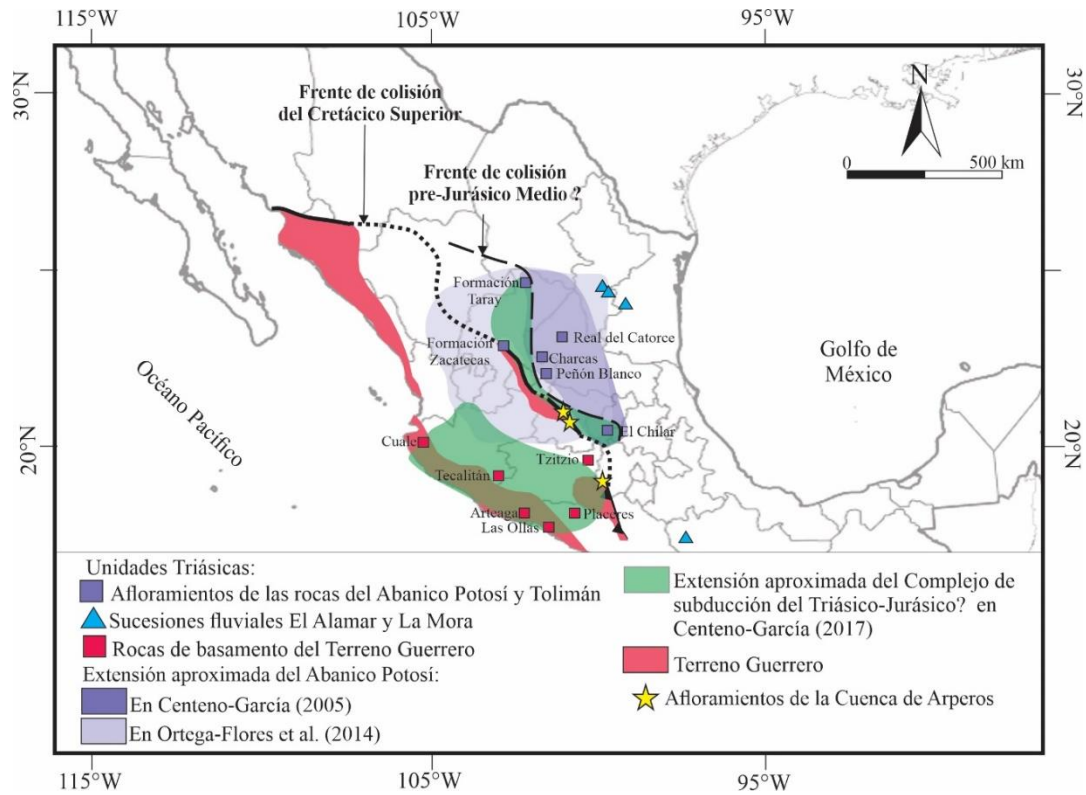


Figura 7. Rocas sedimentarias triásicas de México. Modificado de Centeno-García et al. (1993; 2008), Barboza-Gudiño et al. (2010), Silva-Romo et al. (2015), Centeno-García (2017) y Ortega-Flores et al. (2014).

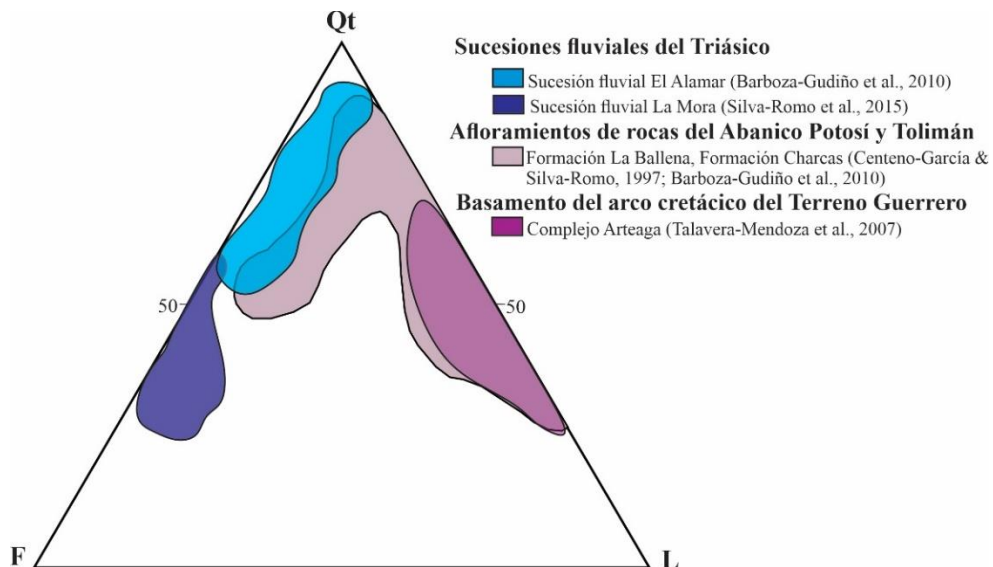


Figura 8. Composición de areniscas y meta-areniscas del Triásico en el dominio continental y el Terreno Guerrero.

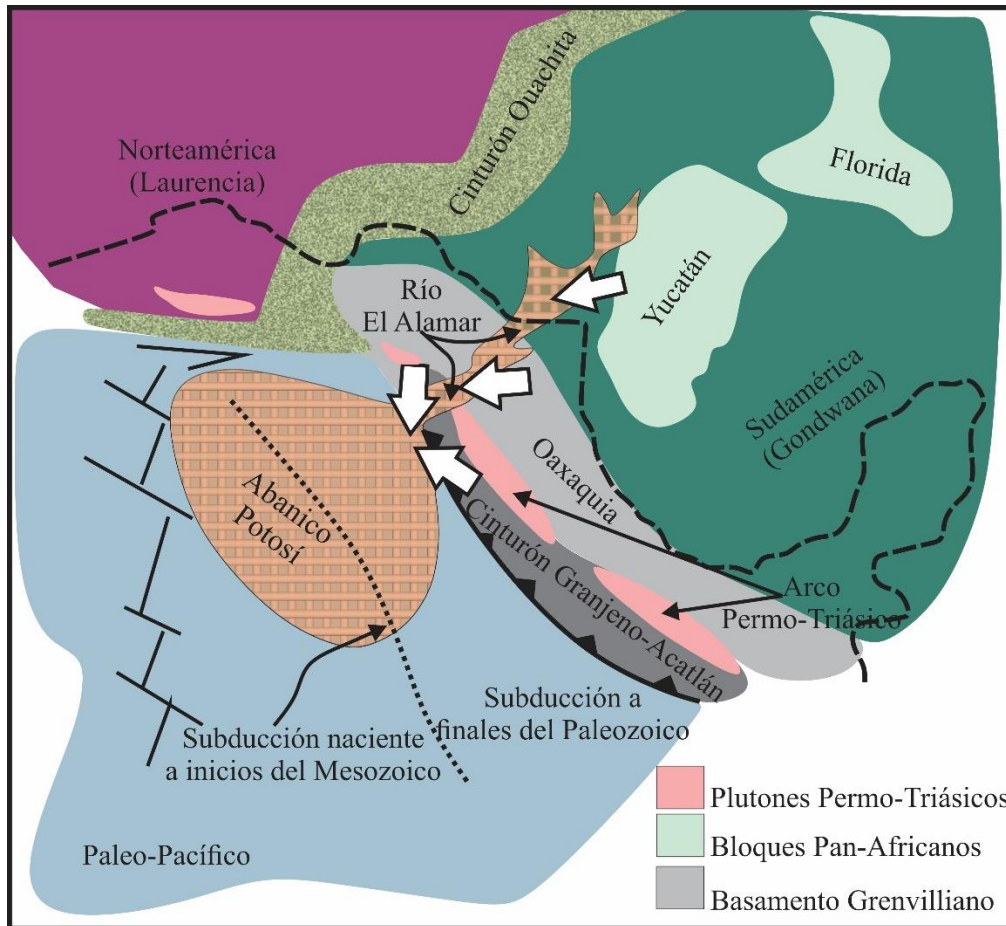


Figura 9. Reconstrucción paleogeográfica de México a finales del Triásico. Obtenido de Barboza-Gudiño et al. (2010).

### Sucesiones de *rift*

En el Jurásico Inferior y Medio, las rocas Proterozoicas, Paleozoicas y Triásicas fueron cubiertas por gruesos espesores de sucesiones continentales y marinas someras generadas por el *rifting* que finalizó con el rompimiento de Pangea (Goldhammer, 1999; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018). Las sucesiones clásticas del Jurásico Inferior y Medio se intercalan con rocas volcánicas de composición variable entre riolita y andesita, con edades U-Pb de ~193-163 Ma (e.g. Campa-Uranga et al., 2004; Barboza-Gudiño et al., 2008). El origen de estas rocas volcánicas es debatido. Algunos autores las interpretan como los vestigios de un arco extensional denominado arco Nazas, que resultó de la subducción de la placa Farallón por debajo de la margen occidental de Pangea (Bartolini et al., 2003; Durán-Aguilar, 2014;

Lawton & Molina-Garza, 2014; Barboza-Gudiño et al., 2021), mientras que otros autores las interpretan como los magmas generados por la extensión de la corteza continental durante el proceso de *rifting* de Pangea (e.g. Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018; Busby & Centeno-García et al., 2022; Parolari et al., 2022).

En el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, la progresiva atenuación de la corteza generó un cambio de sedimentación predominantemente clástica a marina (Goldhammer, 1999; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018). Durante la cual se formaron grandes plataformas carbonatadas y sucesiones pelágicas asociadas con cuencas profundas (Goldhammer, 1999; Martini & Ortega-Gutiérrez, 2018).

### **3.2 El Terreno Guerrero**

En los años 80's, el gran volumen de rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior expuestas en la margen occidental de México fueron agrupadas en el Terreno Guerrero (Fig. 6; Campa-Uranga & Coney, 1983). Estas sucesiones presentan un basamento compuesto por rocas polideformadas y metamorfoseadas (Fig. 7; Centeno-García et al., 1993).

#### **3.2.1 El conjunto de basamento**

En el sur de México, depósitos turbidíticos en las localidades de Arteaga (Complejo Arteaga), Zihuatanejo (Complejo Las Ollas), Río Placeres (Formación Río Placeres) y Tzitzio (Sucesión metamórfica Tzitzio) han sido agrupados dentro de un único paquete estratigráfico que corresponde al conjunto de basamento del Terreno Guerrero, denominado el Complejo Arteaga (Fig. 7; Centeno-García et al., 1993; Elías-Herrera et al., 2000; Talavera-Mendoza et al., 2007; Martini et al., 2014). Estos depósitos se componen por areniscas y lutitas depositadas como turbiditas, dentro de las cuales se encuentran embebidos bloques de basalto almohadillado, diabasa, gabro y caliza en facies de esquisto verde-anfibolita hasta esquisto azul en la localidad de Las Ollas (Campa-Uranga et al., 1982; Centeno-García et al., 2008). Las rocas del Complejo Arteaga se encuentran dispuestas en un arreglo de napas tectónicas imbricadas, y presentan por lo menos dos fases de deformación (Centeno-García et al., 1993; 2008).



Las rocas metasedimentarias que componen la matriz del Complejo Arteaga y de las otras unidades de turbiditas equivalentes expuestas en otras localidades han sido agrupadas por García-Centeno et al. (1993) como Formación Varales. Las areniscas de la Formación Varales se componen principalmente por cuarzo monocristalino y policristalino, feldespato, intraclastos de lutita y muscovita detrítica (Centeno-García et al., 2003; Talavera-Mendoza et al., 2007). El depósito de esta Formación se estima haya ocurrido en el Triásico Medio-Superior, con base en la presencia de radiolarios (Campa-Uranga et al., 1982). Las metaareniscas de la Formación Varales presentan tres grupos de edades U-Pb principales en circones detríticos: ~210-300 Ma, ~450-700 Ma y ~900-1250 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2007; Ortega-Flores et al., 2015).

Las metaturbiditas de la Formación Varales y las turbiditas del Triásico Superior del dominio continental presentan similitud en composición y procedencia, como lo sugiere la similitud en las poblaciones de edades U-Pb en circones detríticos. Esto ha llevado a varios autores a sugerir que la Formación Varales representa los depósitos más distales del sistema de abanicos submarinos que en el Triásico Tardío tapizaban el margen continental de Oaxaquia y su piso oceánico adyacente (Centeno-García et al., 2008; Ortega-Flores, 2017). En particular, las turbiditas depositadas sobre el piso oceánico representarían el conjunto de basamento del Terreno Guerrero, mientras que las depositadas sobre el margen de Oaxaquia serían parte del dominio continental. Con base en la presencia de bloques con afinidad oceánica embebido en la Formación Varales, algunos autores plantean que la deformación de este conjunto de rocas de basamento ocurrió en un prisma de acreción, generado en una zona de subducción del Jurásico Temprano (Centeno-García et al., 2008; Ortega-Flores et al., 2015). Recientemente, se ha sugerido que los remanentes de esta zona de subducción se encuentran expuestos en la Península del Vizcaíno en Baja California donde se han reportado rocas volcánicas con edades del Triásico-Jurásico (Fig. 10; Kimbrough & Moore, 2003; Centeno-García et al., 2008).

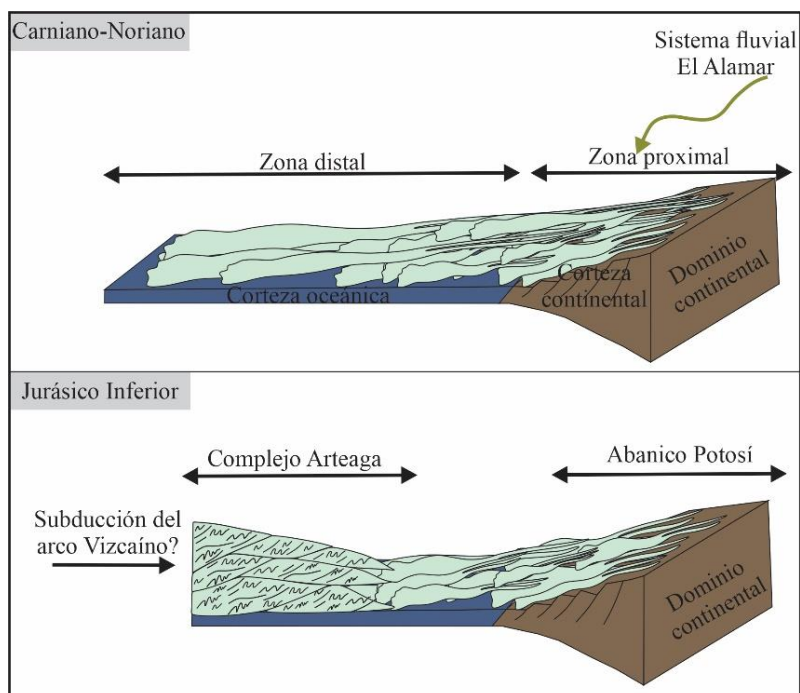


Figura 10. Modelo de formación del Complejo Arteaga. Modificado de Centeno-García et al. (2008).

### 3.2.2 Sucesiones volcanosedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior

Las rocas del Complejo Arteaga son cubiertas discordantemente por sucesiones volcanosedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Talavera-Mendoza & Guerrero-Suastegui, 2000; Centeno-García et al., 2003; 2008). Estas rocas presentan una amplia distribución a lo largo de la zona occidental de México, y están ampliamente cubiertas por rocas volcánicas del Cenozoico (Fig. 6). Estas sucesiones se componen predominantemente por rocas volcánicas basálticas y andesíticas y, en menor proporción, rocas volcánicas dacíticas y riolíticas; las cuales se encuentran intercaladas con rocas volcanoclásticas y calizas (Guerrero-Suastegui et al., 1991; Ramírez-Espinoza et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1995; 2007; Talavera-Mendoza & Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García et al., 2008).

En conjunto, las rocas volcanosedimentarias presentan una población de circones detríticos principal entre ~115 Ma y ~163 Ma, y circones subordinados con edades del Paleozoico y Proterozoico (Talavera-Mendoza et al., 2007). Estas sucesiones se han interpretado como uno o varios arcos predominantemente submarinos (Centeno-García et al., 2008).

### **3.2.3 La Cuenca de Arperos**

La frontera entre el Terreno Guerrero y el dominio continental está compuesta por un paquete de rocas intensamente deformadas y dispuestas en un arreglo de napas tectónicas imbricadas (Fig. 11; Martini et al., 2011; 2014). Estas rocas representan la sutura del Terreno Guerrero, la cual contiene los vestigios de la Cuenca de Arperos (Martini et al., 2011). La Cuenca de Arperos se expone de forma discontinua en el centro de México en la Sierra de Guanajuato, la Sierra de los Cuarzos, la Sierra de Zacatecas y, en el sur, entre los poblados de Santo Tomás en el Estado de México y Arcelia en Guerrero (Fig. 12; Lapierre et al., 1992; Tardy et al., 1994; Freydier et al., 1996; Talavera-Mendoza & Guerrero-Suastegui, 2000; Martini et al., 2011; 2014; Palacios-García & Martini, 2014; Ortega-Flores et al., 2015).

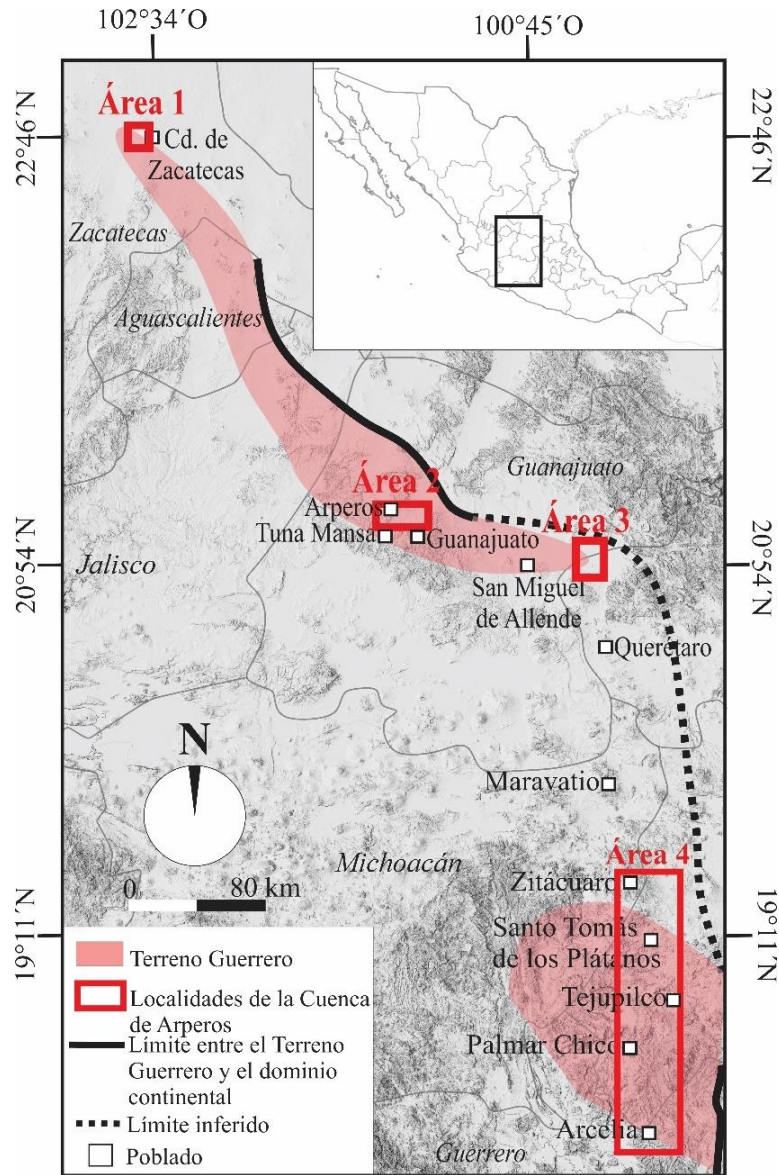


Figura 11. Mapa con las localidades de la Cuenca de Arperos en el centro de México, en donde: Área 1= Sierra de Zacatecas, Área 2= Sierra de Guanajuato, Área 3= Sierra de los Cuarzos y Área 4= Santo Tomás de los Plátanos y Arcelia.

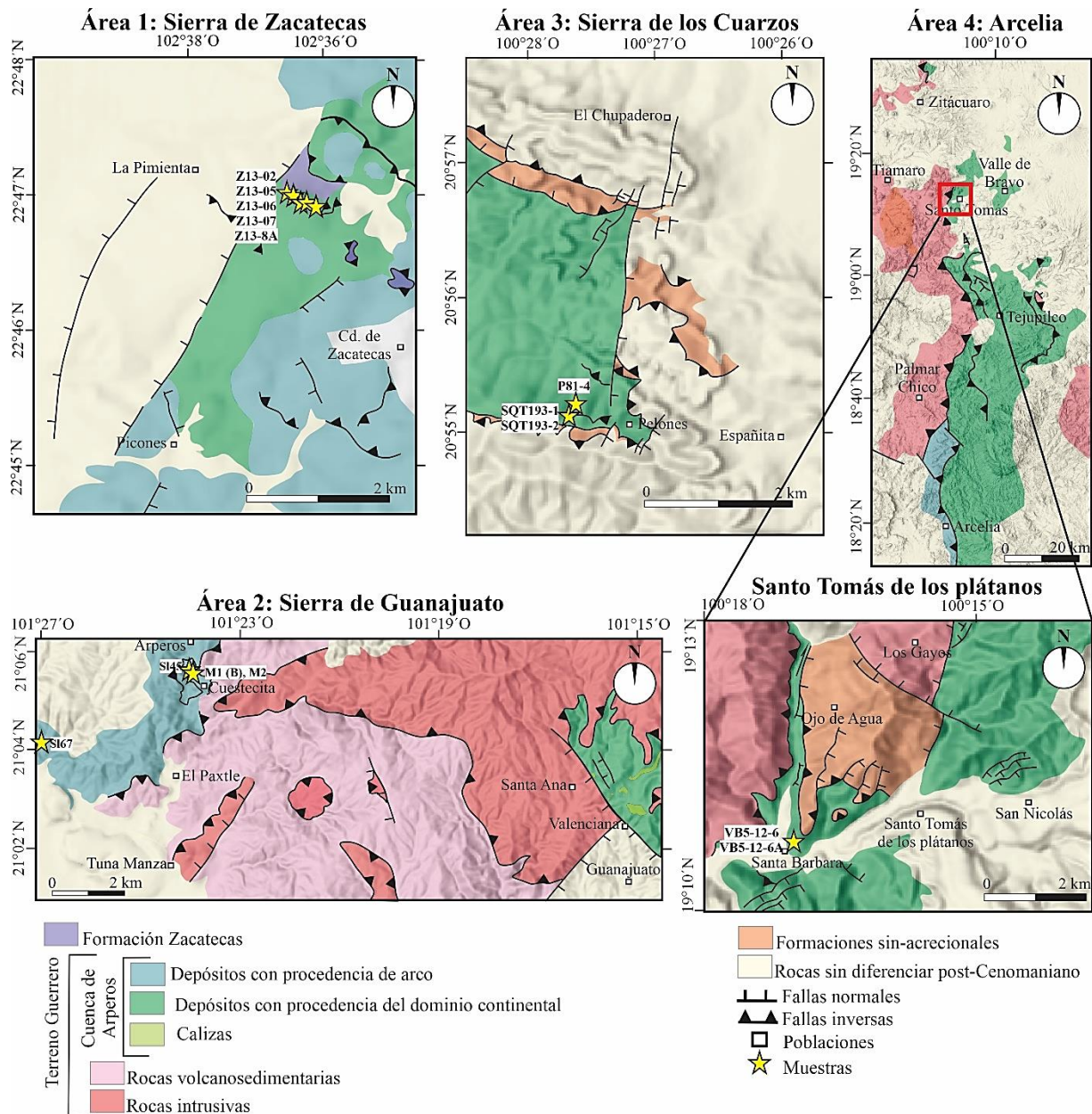


Figura 12. Mapas geológicos a detalle de las localidades de la Cuenca de Arperos en el centro de México. Ampliación de las áreas señaladas en la Figura 11. Modificado de Martini et al. (2011; 2012; 2014), Palacios-García & Martini (2014) y Ortega-Flores et al. (2015).

La Cuenca de Arperos se compone por sucesiones marinas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, las cuales presentan una historia de deformación compleja (Salinas-Prieto et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2008; Martini et al., 2013). La edad de acreción del Terreno Guerrero es aún tema de discusión.

En la Sierra de Guanajuato, dicha edad está constreñida entre ~119 Ma, edad de los circones detríticos más jóvenes presentes en las turbiditas plegadas de la Cuenca de Arperos, y el Albiano superior (~108 Ma), edad de la fauna fósil encontrada en la caliza La Perlita, la cual sobreyace discordantemente a las metaturbiditas plegadas (Chiodi et al., 1988; Quintero-Legorreta, 1992; Martini et al., 2011; 2013).

La Cuenca de Arperos es una cuenca composicionalmente asimétrica, compuesta por sucesiones detríticas derivadas del dominio continental, y sucesiones detríticas derivadas del arco del Terreno Guerrero (Martini et al., 2011). Las **sucesiones con procedencia continental** se componen por metaturbiditas ricas en cuarzo del Titoniano-Aptiano de la Formación Esperanza (Echegoyén, 1978; Corona-Chávez, 1988; Ortíz-Hernández et al., 1992; Martini et al., 2011; Palacios-García & Martini, 2014). Depósitos similares a la Formación Esperanza se encuentran expuestos en las localidades de Sierra de los Cuarzos (Formación Sierra de los Cuarzos), Arcelia-Santo Tomás (Ensamble Volcanosedimentario Santo Tomás-Tejupilco) y Zacatecas (Formación La Pimienta; Fig. 12; Martini et al., 2014; Ortega-Flores et al., 2015). Estas metaturbiditas están compuestas principalmente por fragmentos de cuarzo monocristalino y policristalino y, en menor abundancia, líticos volcánicos felsíticos y metasedimentarios de bajo grado y feldespato (Martini et al., 2011; 2014). Estos depósitos presentan grupos de edades de circones detríticos de ~210-300 Ma, ~450-700 Ma y ~900-1650 Ma (Martini et al., 2011; 2012; 2014; Palacios-García & Martini, 2014). Con base en la composición y la firma de edades detríticas, se ha interpretado que estas sucesiones sean derivadas de las sucesiones del Triásico Superior del dominio continental que sobreyacen a Oaxaquia (Martini et al., 2011). Algunas muestras presentan, además, una población con edad de ~164-200 Ma, la cual se ha interpretado como la contribución de la provincia volcánica Nazas. Localmente, unas muestras presentan una población adicional de ~130-150 Ma, la cual se ha interpretado como la contribución del magmatismo sin-*rift* que se encuentra en los dos lados de la Cuenca de Arperos (Fig. 13; Martini et al., 2011; 2012; 2014; Palacios-García & Martini, 2014).

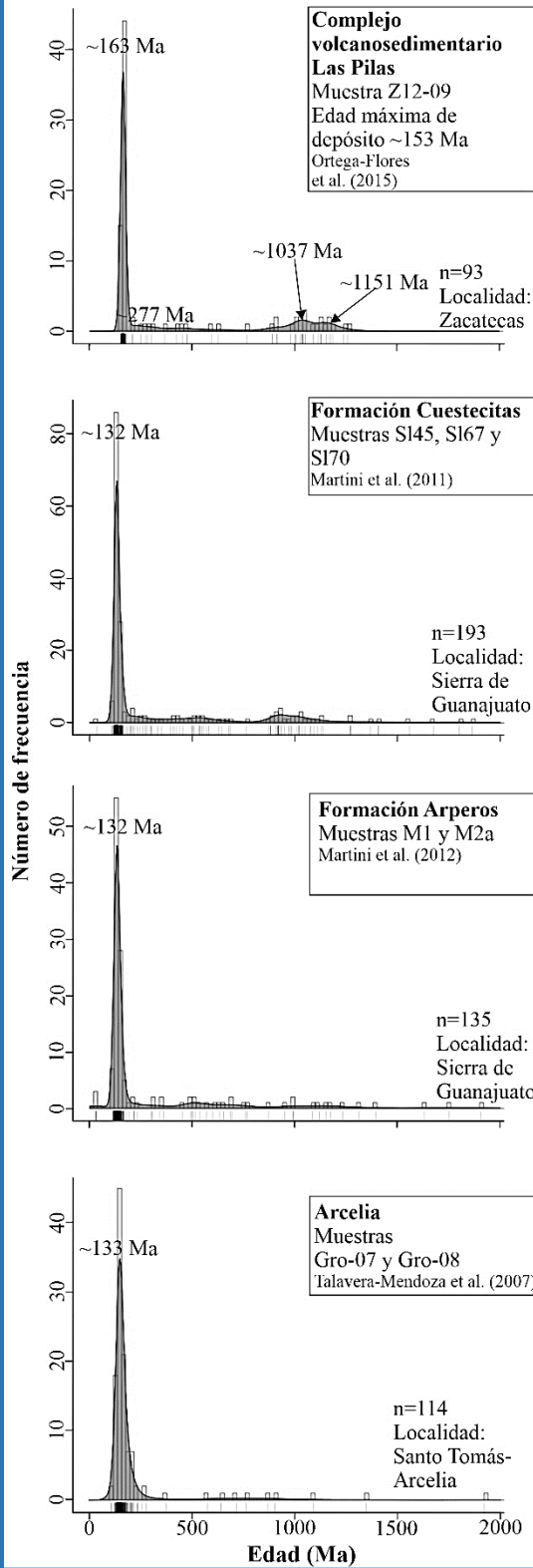
En el otro margen de la cuenca, las **sucesiones con procedencia de arco** se componen por metaturbiditas volcanoclásticas de las formaciones Arperos y Cuestecitas, las cuales se encuentran intercaladas con radiolarita (Ramírez-Espinosa et al., 1991; Ortiz-Hernández et al., 2003; Martini et al. 2011; 2012). Sucesiones equivalentes se exponen en las localidades de Arcelia, y Zacatecas

(Complejo Volcanosedimentario Las Pilas; Talavera-Mendoza et al., 1995; Martini et al., 2014; Ortega-Flores et al., 2015). Estos depósitos presentan una población dominante de edades U-Pb en circones detríticos de ~118-160 Ma, con una cantidad subordinada de granos con edades entre el Triásico y el Mesoproterozoico (Fig. 13; Martini et al., 2011; 2012). Las metaturbiditas se componen principalmente por líticos volcánicos de composición máfica, intermedia y félsica, plagioclasa, y líticos sedimentarios de lutita y pedernal (Talavera-Mendoza et al., 2007; Martini et al., 2011; Ortega-Flores et al., 2015).

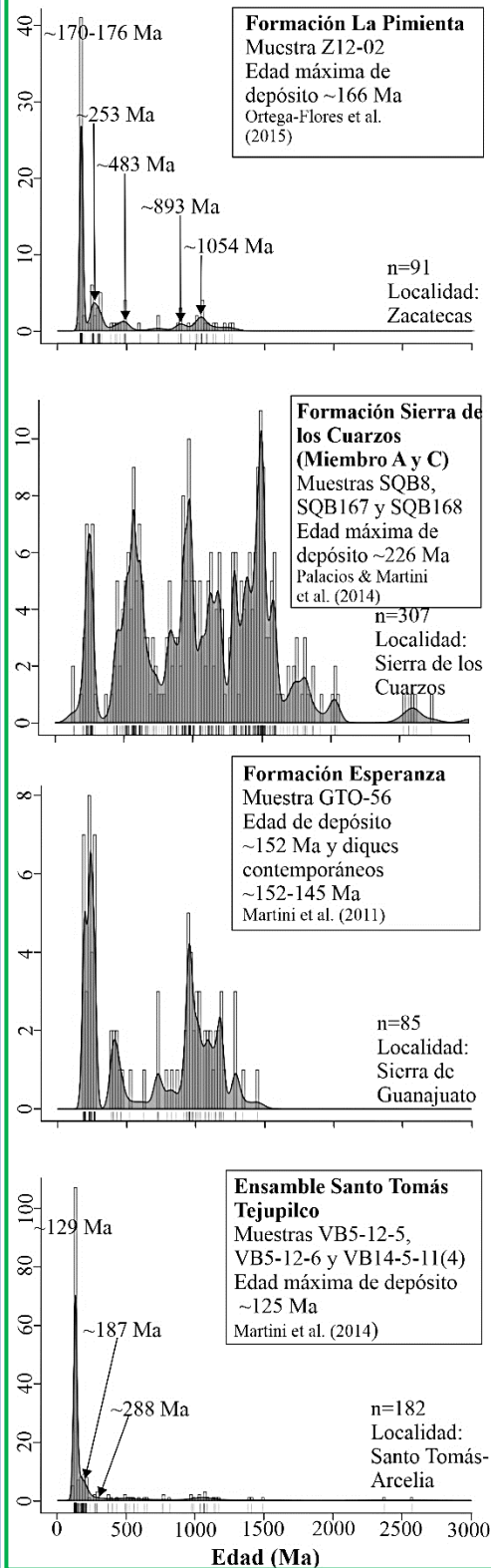
---

Figura 13. Edades U-Pb en circones detríticos de la Cuenca de Arperos. Se muestran los gráficos de la estimación de densidad Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas que presentan la distribución estadística de las edades U-Pb en circón.

### Depósitos con procedencia de arco



### Depósitos con procedencia continental





La Cuenca de Arperos presenta una historia magmática compleja, dominada inicialmente por rocas volcánicas de composición félsica del Titoniano-inicios del Cretácico Inferior (Martini et al., 2011). Dichas rocas alojan yacimientos de sulfuros masivos y contienen abundantes circones del Paleozoico y Precámbrico, lo cual pone en evidencia su derivación a partir de un basamento continental o de sedimentos que hayan reciclado un basamento continental, como las sucesiones del Triásico Superior que fueron acrecionadas al margen de Oaxaquia antes del Jurásico (Mortensen et al., 2008; Elías-Herrera et al., 2009; Martini et al., 2011; 2014). Posteriormente, a partir del Aptiano, comenzó el desarrollo de una dorsal oceánica en la cuenca, y el emplazamiento de basaltos tipo MORB y OIB (Ortiz-Hernández et al., 2003; Martini et al., 2011; 2012). Estas dos etapas de magmatismo en la cuenca indican un primer momento de *rifting* a finales del Jurásico Tardío y principios del Cretácico Temprano, y un segundo momento de *drifting* en el Aptiano.

### **3.3 Modelos paleogeográficos de la evolución del Terreno Guerrero**

En los últimos años, se han propuesto varios modelos que intentan explicar el origen y la evolución geológica del Terreno Guerrero, los cuales pueden dividirse en dos grupos principales: Grupo 1) modelos de arco alóctono y Grupo 2) modelos de arco autóctono (Fig. 14). Algunos de los modelos aloctonistas interpretan las rocas del Terreno Guerrero como un arco intraoceánico exótico, que se desarrolló sobre la Placa Farallón y posteriormente fue acrecionado al dominio continental mediante el cierre de una cuenca marginal, la Cuenca de Arperos (Fig. 14 a y b; Lapierre et al. 1992; Tardy et al. 1994; Dickinson & Lawton, 2001). Algunos de los modelos del Grupo 1 proponen la subducción de una parte de la placa paleo-Pacífica con vergencia en dirección oeste, mientras que otros sugieren una doble vergencia (Fig. 14 b; Lapierre et al. 1992; Tardy et al. 1994; Dickinson & Lawton, 2001). En el modelo de doble vergencia de Dickinson & Lawton (2001), se propone que la Cuenca de Arperos se desarrolló por encima de una placa oceánica denominada placa Mezcalera (Fig. 14 b).

Una variante del Grupo 1 propone, en vez de lo anterior, que el Terreno Guerrero es el resultado de un sistema de dos o tres arcos intraoceánicos ubicados en la periferia del dominio continental, los cuales fueron acrecionados a la margen continental como resultado del cierre de una o varias cuencas oceánicas (Fig. 14 c; Talavera-Mendoza et al. 2007). Una característica común en los

modelos del Grupo 1 es que todos consideran que el arco o sistema multi-arco del Terreno Guerrero se desarrolló principalmente sobre corteza oceánica.

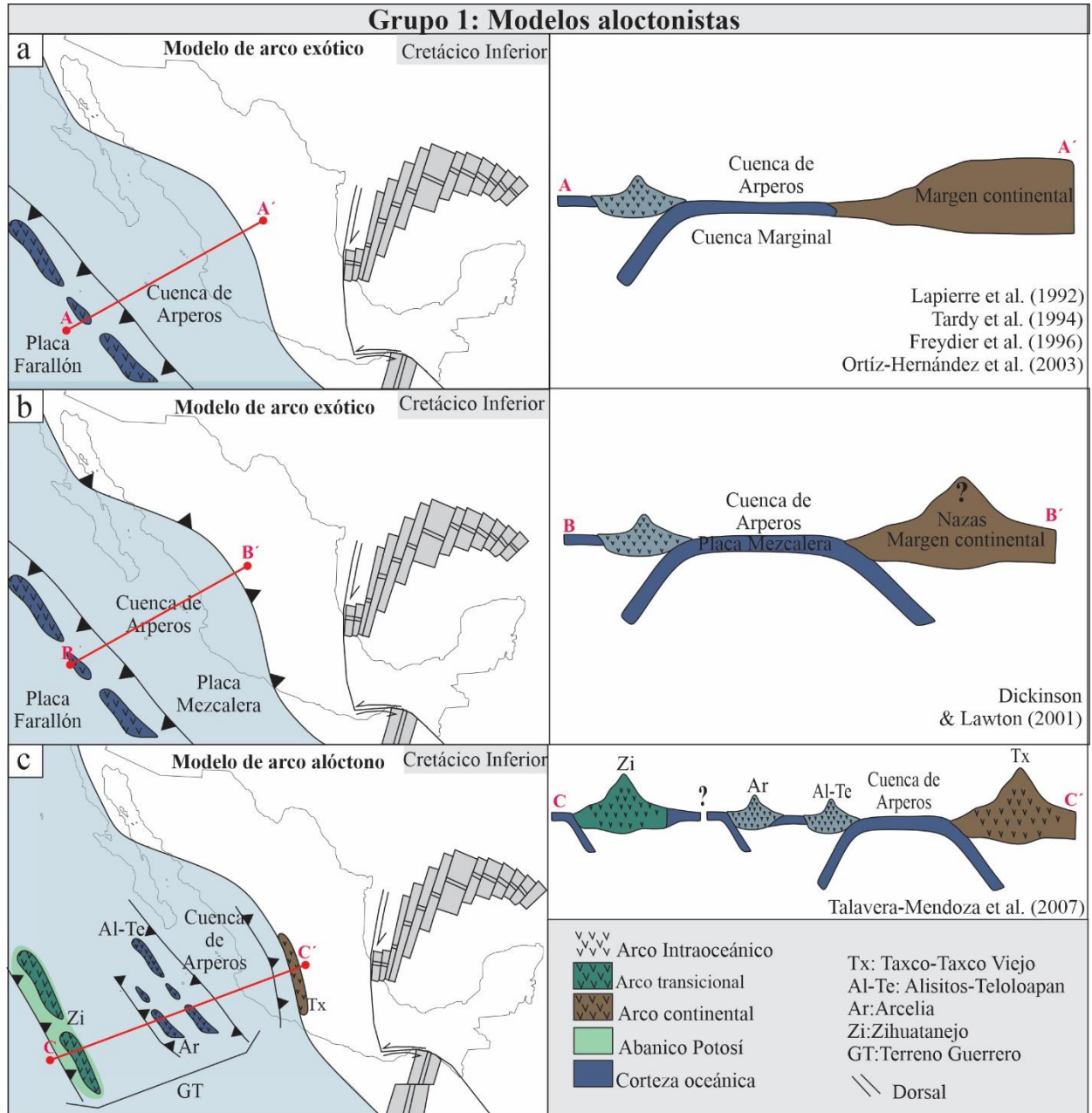


Figura 14. Modelos de arco alóctono exótico del Terreno Guerrero. Modificado de Martini et al. (2011) y Ortega-Flores (2017).

Por otro lado, los modelos del Grupo 2 proponen un origen autóctono del arco, el cual fue desarrollado sobre la corteza continental de la placa norteamericana (Fig. 15 a; e.g. Cabral-Cano et al., 2000; Elías-Herrera et al., 2000; Martini et al., 2009), o sobre su prisma de acreción (Fig. 15 b; e.g. Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2011). En este grupo, se propone un arco continental o transicional que experimentó un proceso de *rifting* y *drifting* en el área de tras-arco hasta desarrollar piso oceánico, y que fue posteriormente acrecionado a la margen paleo-pacífica de México a través del cierre de una cuenca de tras-arco, la Cuenca de Arperos (Fig. 15).

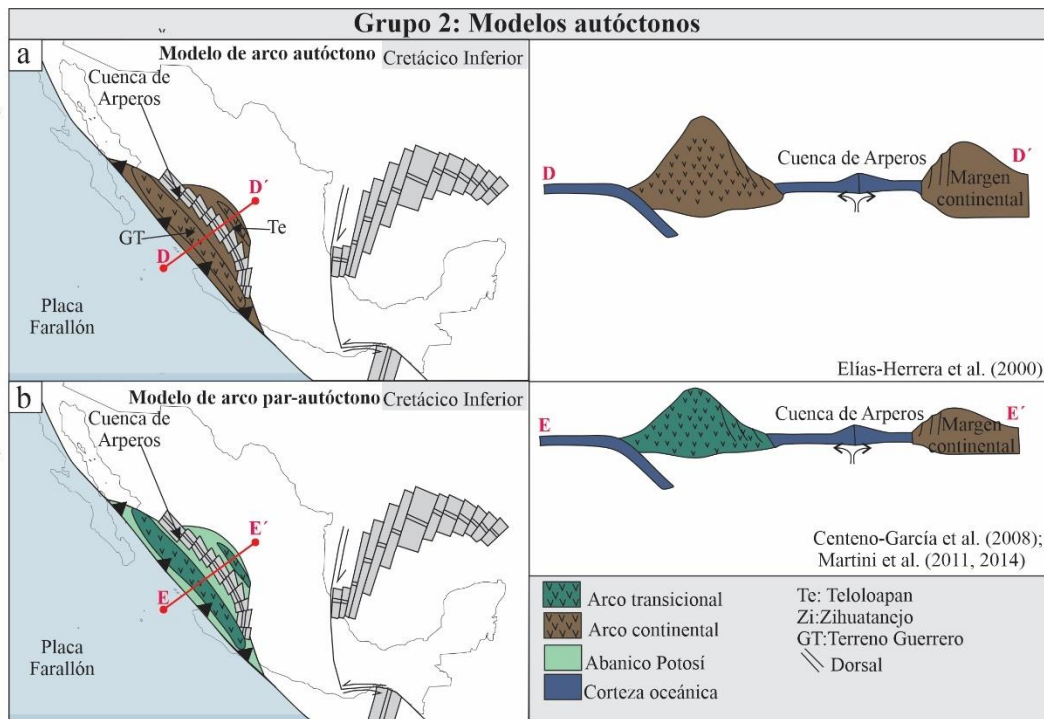


Figura 15. Modelo autóctono y para-autóctono del Terreno Guerrero. Modificado de Martini et al. (2011).

## **Capítulo 4. Problemática, hipótesis, objetivo y localización del área de estudio**

### **4.1 Problemática**

La acreción del Terreno Guerrero al dominio continental a finales del Aptiano-inicios del Albiano representa un evento tectónico de gran relevancia, ya que fue el responsable de moldear la margen pacífica de México. Este evento de acreción generó la inversión tectónica de la Cuenca de Arperos, que representa la zona de sutura entre el Terreno Guerrero y el dominio continental (Martini et al. 2011; 2014).

Existe en la literatura una gran variedad de hipótesis y modelos paleogeográficos que intentan explicar el origen y la evolución del Terreno Guerrero; estos pueden separarse en dos grupos principales: modelos de arco alóctono y modelos de arco autóctono. Los modelos de arco alóctono consideran el Terreno Guerrero como uno o varios arcos intraoceánicos exóticos formados sobre la placa de Farallón (e.g. Lapierre et al., 1992; Tardy et al., 1994; Dickinson & Lawton, 2001). Los modelos autóctonos consideran el Terreno Guerrero como un arco continental o transicional en la margen de Norteamérica separado de la margen continental por la apertura de la cuenca de tras-arco de Arperos (e.g. Lang et al., 1996; Cabral-Cano et al., 2000; Elías-Herrera et al., 2000; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2009; 2011).

La naturaleza del arco del Terreno Guerrero sigue siendo tema de debate debido a que los datos disponibles hasta el momento no han podido indicar a detalle cual es la naturaleza del arco: ¿arco intraoceánico? ¿transicional? o ¿continental?

### **4.2 Hipótesis**

En la actualidad, el amplio conocimiento sobre los ambientes tectono-sedimentarios modernos permite tomar estos ambientes como referencia para interpretar los ambientes del pasado (e.g. Marsaglia & Ingersoll, 1992; Garzanti, 2016). Por lo cual, un análisis detallado de la composición de los depósitos clásticos de cuencas de tras-arco y cuencas marginales en ambientes actuales o recientes, podría ayudar a establecer diferencias y similitudes entre estos ambientes; y con ello

contribuir a esclarecer cuál de estos ambientes presenta mayor semejanza con la Cuenca de Arperos y, por ende, con el Terreno Guerrero.

### **4.3 Objetivo**

Recopilar datos de composición de areniscas en cuencas de tras-arco modernas y recientes asociadas con arcos intraoceánicos, continentales y transicionales, y compararlas con las modas detríticas de la Cuenca de Arperos. Esto con el fin de encontrar un análogo actual o reciente del Terreno Guerrero y poder contribuir a conocer su naturaleza.

### **4.4 Localización de las áreas de estudio**

Las muestras de arenisca analizadas en este trabajo se distribuyen en varias de las localidades de la Cuenca de Arperos en el centro de México (Fig. 16). Estas localidades son: Zacatecas, Sierra de Guanajuato, Sierra de los Cuarzos, Santo Tomás de los Plátanos y Arcelia (Fig. 16).

Las muestras en la localidad de Zacatecas fueron obtenidas por Ortega-Flores et al. (2015), los cuales proporcionaron y permitieron el análisis de sus muestras para la elaboración de este trabajo. Estas muestra se localizan al noroeste de la Ciudad de Zacatecas y al sureste del poblado La Pimienta, en una superficie comprendida entre las coordenadas  $\sim 22^{\circ}46'$ - $22^{\circ}47'$  de latitud norte y  $\sim 102^{\circ}36'$ - $102^{\circ}37'$  de longitud oeste (Fig. 16). De forma similar, las areniscas de la Sierra de Guanajuato fueron colectadas y proporcionadas por Martini et al. (2011). Estas areniscas se ubican entre los poblados de Arperos y Cuestecita, en un área delimitada por las latitudes  $\sim 21^{\circ}04'N$  y  $21^{\circ}06'N$ , y las longitudes  $\sim 101^{\circ}23'O$  y  $101^{\circ}27'O$  (Fig. 16). Las muestras de la localidad Sierra de los Cuarzos en el estado de Guanajuato fueron colectadas por Palacios-García & Martini (2014), estas muestras se distribuyen en un área comprendida entre  $\sim 20^{\circ}55'$ - $20^{\circ}56'$  de latitud norte y  $\sim 100^{\circ}27'$ - $100^{\circ}28'$  de longitud oeste, cerca del pueblo de Pelones (Fig. 16). Por último, las areniscas de las localidades Santo Tomás de los Plátanos y Arcelia en el Estado de México y Guerrero fueron obtenidas y proporcionadas por Martini et al. (2014), las cuales se distribuyen en una región comprendida entre  $\sim 19^{\circ}10'$ - $19^{\circ}11'$  de latitud norte y  $\sim 100^{\circ}17'$ - $100^{\circ}18'$  de longitud oeste, al noreste del pueblo de Santa Barbara (Fig. 16).

Adicionalmente, se realizó una recopilación de todas las modas detríticas de areniscas reportadas en la literatura para la Cuenca de Arperos, las cuales se localizan en varias de las diferentes localidades. Esta recopilación incluyó el trabajo de Ortega-Flores et al. (2015) en la localidad de Zacatecas; los trabajos de Martini et al (2011) y Martini et al. (2012) en la Sierra de Guanajuato; el trabajo de Palacios-García & Martini (2014) en la Sierra de los Cuarzos; el trabajo de Martini et al. (2014) en Santo Tomás de los Plátanos; y el trabajo de Talavera-Mendoza et al. (2007) en Arcelia.

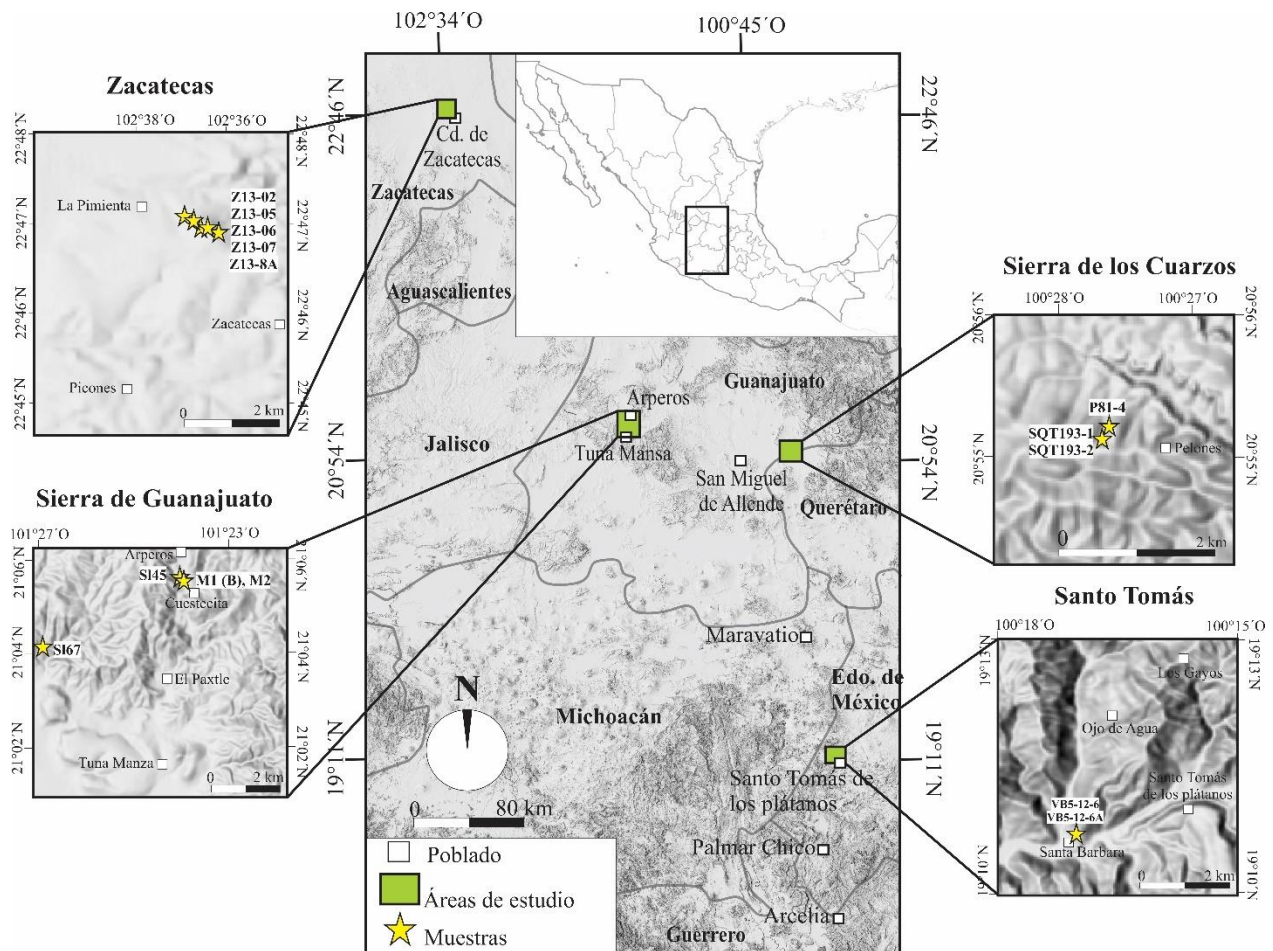


Figura 16. Localización de las áreas de estudio.

## Capítulo 5. Metodología

### 5.1 Análisis petrográfico

En este trabajo se realizó el análisis modal de 16 muestras de arenisca y metareniscas de la Cuenca de Arperos recolectadas en los proyectos de: Martini et al. (2011), Martini et al. (2014), Palacios-García & Martini (2014) y Ortega-Flores et al. (2015). La localización y características de las muestras se encuentran en la Tabla 1.

Muestra	Litología	Formación	Lado	Latitud	Longitud
<b>Sierra de Guanajuato</b>					
SL-45	Turbidítica volcanoclástica	Cuestecitas	Lado Guerrero	21°5'16.36'' N	101°23'52.79'' O
SL-52A	Turbidítica volcanoclástica	Cuestecitas	Lado Guerrero	21°15'53.12'' N	101°39'33.13'' O
SL-67	Turbidítica volcanoclástica	Cuestecitas	Lado Guerrero	21°4'7.95'' N	101°27'21.18'' O
M1(A)	Turbidita volcanoclástica con pliegues por deslizamiento	Arperos	Lado Guerrero	21°5'17.43'' N	101°24'0.46'' O
M1(B)	Turbidita volcanoclástica con pliegues por deslizamiento	Arperos	Lado Guerrero	21°5'17.43'' N	101°24'0.46'' O
M2(B)	Turbidita volcanoclástica	Arperos	Lado Guerrero	21°5'17.43'' N	101°24'0.46'' O
<b>Sierra de los Cuarzos</b>					
SQT193-1	Turbidita rica en cuarzo	Sierra de los Cuarzos	Lado continente	20°55'13.06'' N	100°27'46.60'' O
SQT193-2	Turbidita rica en cuarzo	Sierra de los Cuarzos	Lado continente	20°55'13.06'' N	100°27'46.60'' O
P-81-4	Turbidita con volcánicos félsicos	Sierra de los Cuarzos	Lado continente	20°55'22.13'' N	100°27'39.04'' O
<b>Valle de Bravo</b>					
VB5-12-6	Depósito con volcánicos félsicos	Conjunto Santo-Tomás-Tejupilco	Lado continente	19°11'15.01'' N	101°16'3.18'' O
VB5-12-A	Depósito con volcánicos félsicos	Conjunto Santo-Tomás-Tejupilco	Lado continente	19°11'15.01'' N	101°16'3.18'' O
<b>Zacatecas</b>					
Z13-02	Metarenisca	La Pimienta	Lado continente	22°47'16.53'' N	102°37'4.78'' O
Z13-05	Metarenisca	La Pimienta	Lado continente	22°47'9.70'' N	102°36'55.99'' O
Z13-06	Metarenisca	La Pimienta	Lado continente	22°47'9.37'' N	102°36'53.33'' O
Z13-07	Metarenisca	La Pimienta	Lado continente	22°47'9.08'' N	102°36'51.55'' O
Z13-8A	Metarenisca	La Pimienta	Lado continente	22°47'9.26'' N	102°36'50.29'' O

Tabla 1. Muestras utilizadas en este trabajo. Las coordenadas son reportadas en grados, minutos y segundos con el Datum WGS84.

Los porcentajes modales de las areniscas fueron obtenidos por medio de la metodología Gazzi-Dickinson, la cual permite independizar la composición modal del tamaño de grano

(Gazzi, 1966; Dickinson, 1970). La metodología Gazzi-Dickinson consiste en clasificar los componentes que durante el desplazamiento regular del contador de puntos se localizan en el cruce de la retícula del microscopio petrográfico. Dicha clasificación se efectúa de la siguiente manera:

- los componentes monominerales se cuentan como clastos monocristalinos;
- los componentes poliminerales compuestos por cristales de tamaño  $<0.0625$  mm se clasifican como líticos (Fig. 17 a);
- los fragmentos poliminerales con componentes de tamaño  $>0.0625$  mm aportan granos monominerales de acuerdo con la naturaleza del mineral bajo el cruce de la retícula (Fig. 17 a);
- y los fragmentos policristalinos mixtos (con componentes con tamaño  $<0.0625$  mm y  $>0.0625$  mm, por ejemplo, los fragmentos de rocas volcánicas porfídicas) se clasifican como líticos o fragmentos monocristalinos dependiendo si por debajo del cruce del microscopio se encuentra la parte afanítica o los cristales de tamaño  $>0.062$ mm (Fig. 17 a).

En este trabajo se realizó el conteo de  $\sim 500$  puntos en cada muestra. De acuerdo con el análisis estadístico realizado por Van der Plas y Tobi (1965) contando un número mínimo de 300 puntos se obtienen errores  $2\sigma$  comprendido entre 5.8% y 4% (con un nivel de confianza de 95%; Fig. 17 b), de forma que contando un número  $>300$  puntos el error disminuye muy poco, en el caso particular de 500 puntos se reduce entre 4.4% y 3.0%.



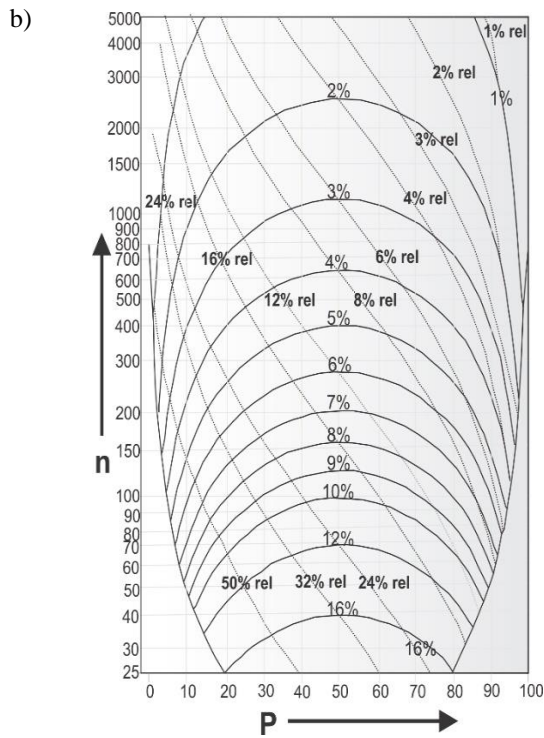
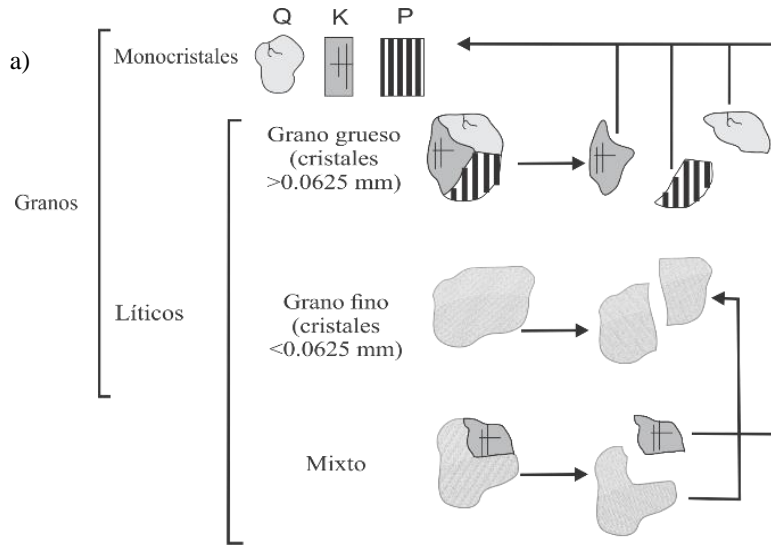


Figura 17. a) Esquema de la metodología Gazzi-Dickinson para la clasificación de clastos. Modificado de Zuffa (1985). b) Gráfico de la confiabilidad del conteo de puntos. En donde:  $n$  representa el número de clastos contados y  $p$  la proporción estimada de alguna categoría. Los porcentajes denotados por curvas marcan los límites de confiabilidad. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965).

Para la clasificación de líticos volcánicos se utilizó la clasificación de Dickinson (1970) posteriormente complementada por Marsaglia & Ingersoll (1992) y Affolter & Ingersoll

(2019). Dicha clasificación subdivide los líticos volcánicos en 4 subcategorías: líticos volcánicos microlíticos (Lvm), líticos volcánicos *lathwork* (Lvl), líticos volcánicos felsíticos (Lvf) y líticos volcánicos vítreos (Lvv). A continuación, se describen los criterios utilizados para la clasificación de los diferentes líticos volcánicos:

- Los líticos volcánicos **felsíticos** se componen por un agregado de cuarzo-feldespatos microcristalino o criptocristalino con fenocristales de tamaño  $>0.062$  mm, principalmente de cuarzo. Esta categoría se subdivide en líticos felsíticos granulares y líticos felsíticos seriados. Los líticos felsíticos granulares se componen en su mayoría por cristales con formas predominantemente anhedrales y de tamaño parecido (Fig. 18 a), mientras que los líticos felsíticos seriados presentan textura seriada (Fig. 18 b).

- Los líticos volcánicos **microlíticos** se componen por microlitos de plagioclasa con tamaño  $<0.062$  mm embebidos en una matriz de vidrio volcánico (Fig. 18 c).

- Por su parte, los líticos volcánicos de tipo ***lathwork*** presentan fenocristales de tamaño  $>0.062$  mm en una matriz de microlitos y/o vidrio volcánico (Fig. 18 d). Es importante remarcar que, aunque la plagioclasa es el fenocristal más común de esta categoría, se han clasificado como líticos de tipo *lathwork* a cualquier lítico con fenocristales de plagioclasa o de otro mineral  $>0.0625$  mm.

- Los líticos volcánicos **vítreos** se componen casi en su totalidad por vidrio.

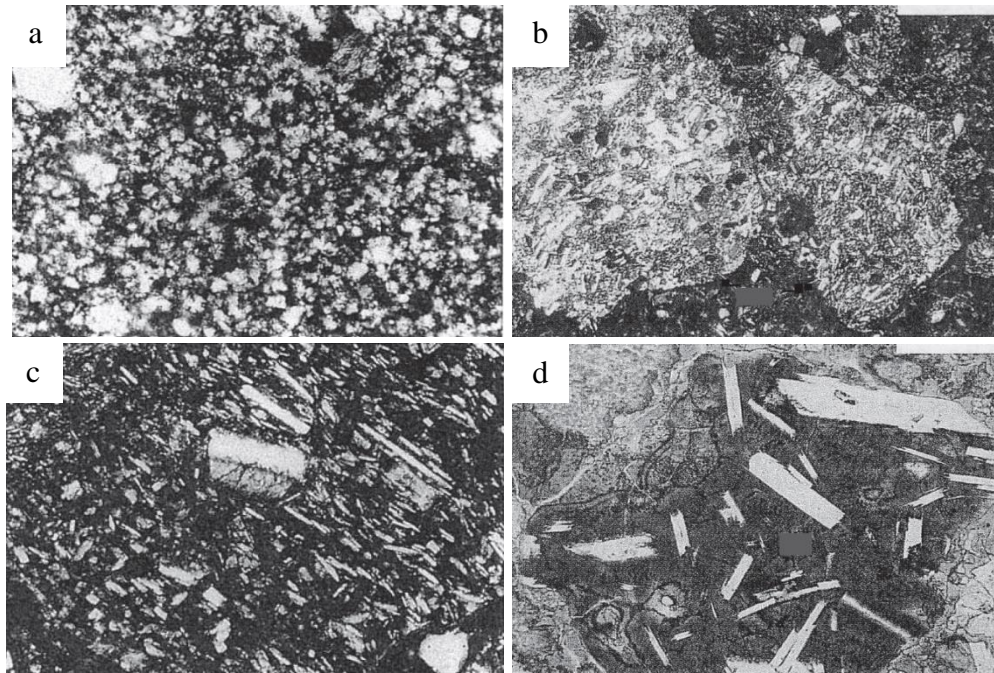


Figura 18. Fotomicrografías de líticos volcánicos. a) Lítico felsítico granular. Ancho de la fotografía 0.5 mm y nícoles cruzados. b) Lítico felsítico seriado. Barra de escala en la parte superior derecha de 0.2mm y nícoles cruzados. c) Lítico microlítico. Ancho de la fotografía 0.5 mm y nícoles cruzados. d) Lítico *lathwork*. Barra de escala en la parte superior derecha de 0.2 mm y nícoles cruzados. Obtenido de Ingersoll & Cavazza (1991), Critelli & Ingersoll (1995) y Affolter & Ingersoll (2019).

Para la clasificación de los líticos metamórficos se utilizó la clasificación propuesta por Garzanti y Vezzoli (2003; Fig. 19), la cual consiste en dividir los líticos metamórficos en cuatro categorías de acuerdo con el protolito: metapelíticos, metapsamíticos/metafelsíticos, metacarbonatados y metabasíticos. Cada categoría posee cinco rangos metamórficos que son establecidos de acuerdo con la fábrica, la textura y la paragénesis de cada lítico. A continuación, se desglosan los criterios utilizados para la clasificación de los diferentes rangos metamórficos:

- **Rango 1:** Los líticos conservan los elementos texturales del protolito. Presentan el desarrollo de un clivaje incipiente definido por hojas muy finas de arcillas (illita y esmectita) en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos, mientras que en los metabasíticos se observa el crecimiento de minerales del grupo de las zeolitas. El cuarzo presenta extinción ondulante incipiente y sombras de presión. Este rango

corresponde a temperaturas de  $\sim 200\text{-}250^\circ\text{C}$  que se superponen con el campo de la facies de zeolita y esquistos azul de menor temperatura.

- **Rango 2:** Los líticos presentan un clivaje penetrante a escala submilimétrica definido por la alineación de cristales de esmectita y clorita en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos; mientras que en los metabasíticos se observa el desarrollo de minerales del grupo de la prehnita-pumpellita, clorita y epidota. El cuarzo presenta extinción ondulante y estructuras de recrystalización por procesos de bulging (Stipp et al., 2002). Este rango corresponde a temperaturas de  $\sim 250\text{-}350^\circ\text{C}$  que corresponden con la parte superior del campo de la facies de prehnita-pumpellita, la zona inferior de la facies de esquistos verde y con el campo de esquistos azul.

- **Rango 3:** Este rango es denotado por el desarrollo de una esquistosidad incipiente definida por la alineación de cristales muy finos de mica blanca en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos, mientras que en los metabasíticos este rango es denotado por el desarrollo de clinozoisita. El cuarzo presenta extinción ondulante y estructuras de recrystalización por bulging (Stipp et al., 2002). Este rango corresponde a un intervalo de temperatura de  $\sim 350\text{-}400^\circ\text{C}$  que corresponde con la facies de esquistos verde de baja temperatura y esquistos azules de temperatura media.

- **Rango 4:** Los líticos de este rango desarrollan una esquistosidad penetrante a escala submilimétrica que es definida por la alineación de cristales bien desarrollados ( $\sim 0.07\text{mm}$ ) de mica blanca en los líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos. En los líticos de composición metabas tica la esquistosidad es denotada por la alineación de anfíbol con composición desde una actinolita-tremolita hasta glauc fano. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y estructuras de recrystalización por rotación de subgranos. De acuerdo con lo anterior, este rango corresponde a un intervalo de temperatura de  $\sim 400\text{-}500^\circ\text{C}$  que corresponde con la facies de esquistos verde de alta temperatura y la transición de esquistos azul a eclogita.

- **Rango 5:** Este rango es definido por el incremento del tamaño de los cristales  $>0.062\text{mm}$ ; por ende, las rocas metamórficas que pertenecen a este rango no aportan granos líticos de acuerdo con la metodología Gazzi-Dickinson. El cuarzo deja de presentar

extinción ondulante y presenta texturas de recuperación y estructuras de recristalización por migración de borde de grano. En los líticos metamórficos el ingreso a este rango es denotado por el desarrollo de hornblenda. Este rango corresponde a temperaturas >500°C que se traslapan con la facies de anfibolita, granulita y eclogita.

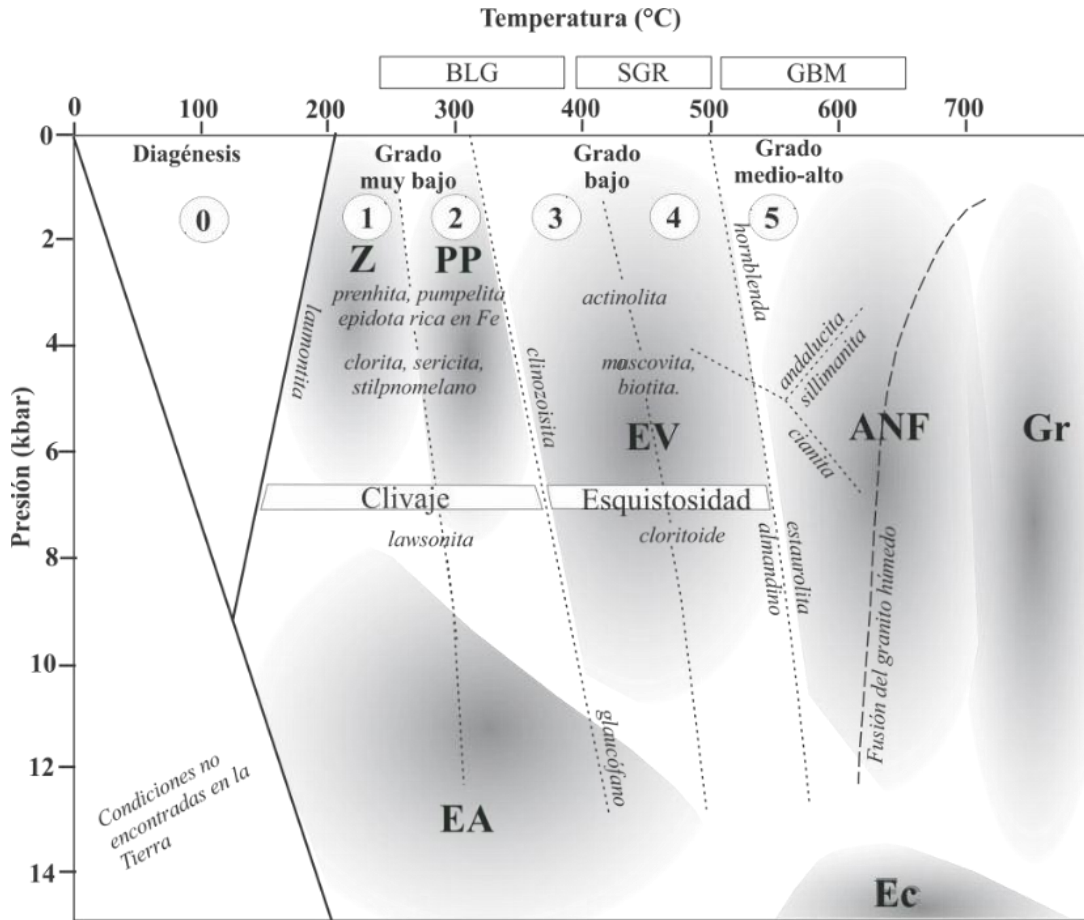


Figura 19. Diagrama de facies metamórficas y líticas metamórficas. En donde: Z=zeolitas, PP=prehnita-pumpellita, EV=esquistos verdes, ANF=anfibolita, GR=granulita, EA=esquisto azul y EC= eclogita; y los números del 0 al 5 son los rangos de la clasificación de líticos metamórficos de Garzanti y Vezzoli (2003). Modificado de Martini et al. (2020).

## 5.2 Recopilación bibliográfica

Para el desarrollo de este trabajo se realizó una exhaustiva revisión bibliográfica, en la que se recolectaron datos de las modas detríticas de areniscas y arenas en diferentes cuencas de tras-arco asociadas con sistemas de arco intraoceánico, transicional y continental. Así

mismo, se seleccionaron las modas detríticas de una margen pasiva amagmática como término representativo de un piso oceánico con influencia de la corteza continental, esto con la finalidad de compararlas con las modas detríticas de la Cuenca de Arperos y verificar los modelos aloctonistas que proponen que Arperos era una cuenca marginal.

Como representante de una cuenca de tras-arco asociada a un arco intraoceánico, se escogieron las cuencas del Rift de Sumisu, la Depresión de Mariana y la Cuenca de Parace Vela, las cuales se encuentran asociadas al arco de Izu Bonin-Mariana, y situadas en la zona occidental del Océano Pacífico (Fig. 20). Como modelo detrítico de una cuenca de tras-arco relacionada con un arco desarrollado sobre corteza transicional, se eligieron las modas detríticas de la cuenca del Mar de Japón, la cual se relaciona con el arco de Japón y está localizada en el este de Asia (Fig. 20). Como arquetipo de una cuenca de tras-arco asociada con un arco continental, se escogieron las modas detríticas de las cuencas de tras-arco Liguro-Provenzal y del Mar Tirreno, las cuales se encuentran asociadas con los remanentes de arco en la isla de Córcega y el actual arco Eoliano, respectivamente. Estas cuencas se sitúan en la zona occidental del Mar Mediterráneo, entre las costas de Provenza en Francia y la margen oeste de Italia (Fig. 20). También se consideraron depósitos volcanoclásticos actuales adyacentes al arco Eoliano para complementar la información petrográfica del Mar Tirreno, los cuales se ubican en la isla de Lipari (Fig. 20). Por último, se seleccionaron las modas detríticas de los depósitos de la margen pasiva de Newfoundland como representativas de un piso oceánico en una cuenca marginal, esta margen se ubica en el este de Canadá (Fig. 20).

Para unificar la información petrográfica disponible en la literatura, se eligieron, en su mayoría, trabajos que utilizaran la metodología de conteo de puntos Gazzi-Dickinson. La única excepción es el trabajo de Boggs & Seyedolali (1992), quienes utilizan la metodología de conteo de puntos tradicional de acuerdo con Suttner & Basu (1985); es decir, consideran todos los fragmentos de roca con tamaño de grano mayor o menor a 0.0625 mm como líticos. Así mismo, para unificar los datos se recalcularon las categorías: cuarzo total (Qt), feldespatos (F), líticos (L), cuarzo monocristalino (Qm), feldespato potásico (K), plagioclasa (P), líticos metamórficos (LM), líticos volcánicos (LV), líticos sedimentarios (LS), líticos volcánicos *lathwork* (Lvl), líticos volcánicos microlíticos (Lvmi) y líticos volcánicos felsíticos (Lvfi). La información está disponible en el Apéndice C. Las categorías recalculadas

se utilizaron para la elaboración de los diagramas ternarios QtFL, QmKP, LMLVLS y LvlLvmiLvfv. Sin embargo, no todas las muestras recopiladas contaban con todas las categorías necesarias para la elaboración de los diagramas ternarios: algunos autores no incluían la distinción entre plagioclasa y feldespato potásico en sus conteos de puntos, las categorías de líticos metamórficos y sedimentarios se encontraban unificadas, y las categorías de líticos volcánicos no se consideraban. Por ello, no se grafican todas las muestras recopiladas en todos los diagramas ternarios, sino únicamente aquellas que presentaban las categorías necesarias para cada diagrama.

Se recolectaron los resultados del análisis modal de 21 muestras de la margen pasiva de Newfoundland en el trabajo de Marsaglia et al. (2007); 114 muestras de cuencas asociadas a un arco intraoceánico, disponibles en los trabajos de Packer & Ingersoll (1986), Boggs & Seyedolali (1992) y Marsaglia (1992); 90 muestras de cuencas asociadas a un arco transicional, disponibles en los trabajos de Packer & Ingersoll (1986) y Marsaglia et al. (1992); 67 muestras de cuencas asociadas a un arco continental, disponibles en los trabajos de Borsetti et al. (1990), Critelli & Le Pera (1995), Le Pera & Critelli (1997), Marsaglia et al. (1999) y Cavazza et al. (2007); 24 muestras de depósitos de arco continental, disponibles en el trabajo de Morrone et al. (2017). La ubicación, edad, y número de puntos considerados en el análisis modal se encuentran en las Tablas 1, 2, 3 y 4 del Apéndice A.

De forma similar, se compilaron las modas detríticas de 78 muestras de los depósitos de la Cuenca de Arperos: un grupo composicional en el diagrama QtFL de las rocas de Arcelia en Talavera-Mendoza et al. (2007), 8 muestras de la Formación Arperos en Martini et al. (2012), 12 muestras de la Formación Cuestecitas en Martini et al. (2012), 8 muestras de la Formación Esperanza en Martini et al. (2012), 4 muestras de la Formación El Paxtle en Martini et al. (2012), 10 muestras del Conjunto Santo Tomás Tejupilco en Martini et al. (2014), 23 muestras de la Formación Sierra de los Cuarzos en Palacios-García & Martini (2014), 5 muestras del Ensamble Palmar Chico en Martini et al. (2014) y 7 muestras de la Formación La Pimienta en Ortega-Flores et al. (2015). Esto con la finalidad de complementar el análisis petrográfico de areniscas de la Cuenca de Arperos realizado en este trabajo.

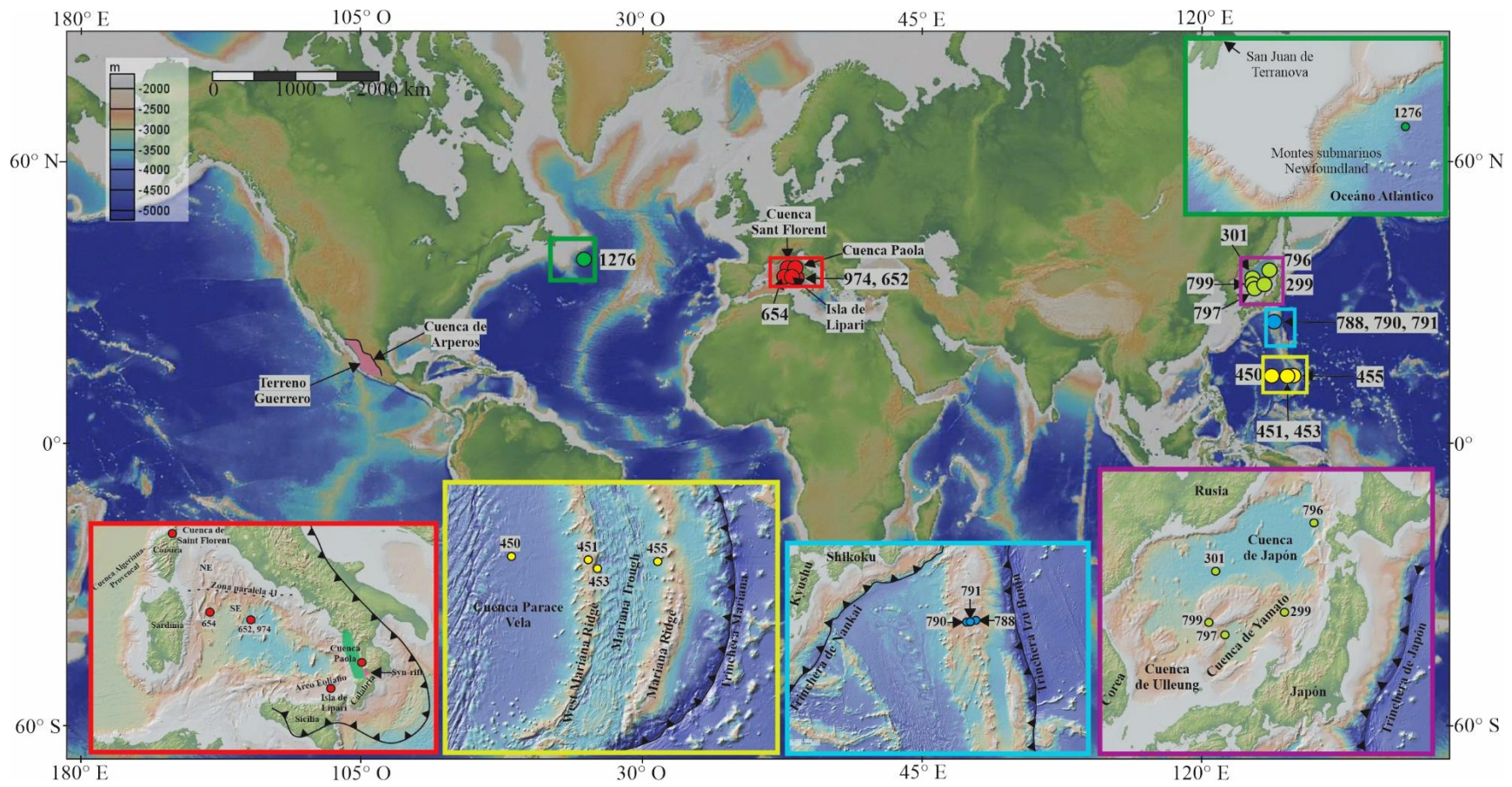


Figura 20. Ubicación de las muestras de cuencas de tras-arco asociadas con sistemas de arco intraoceánico, transicional y continental.



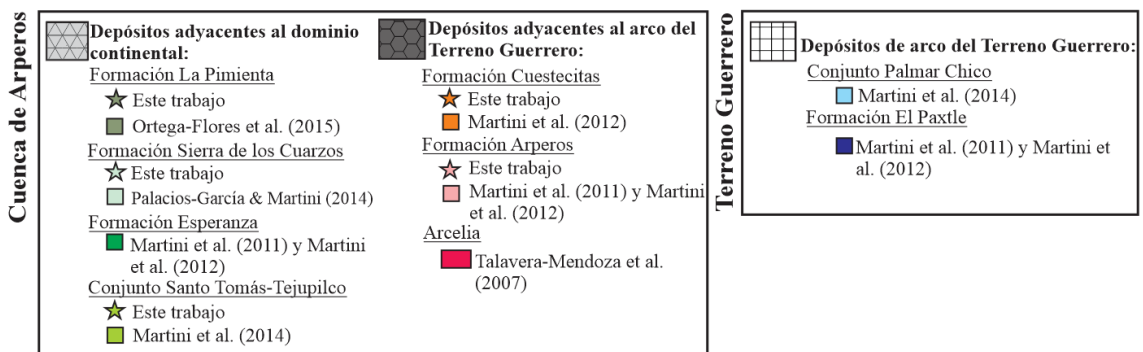
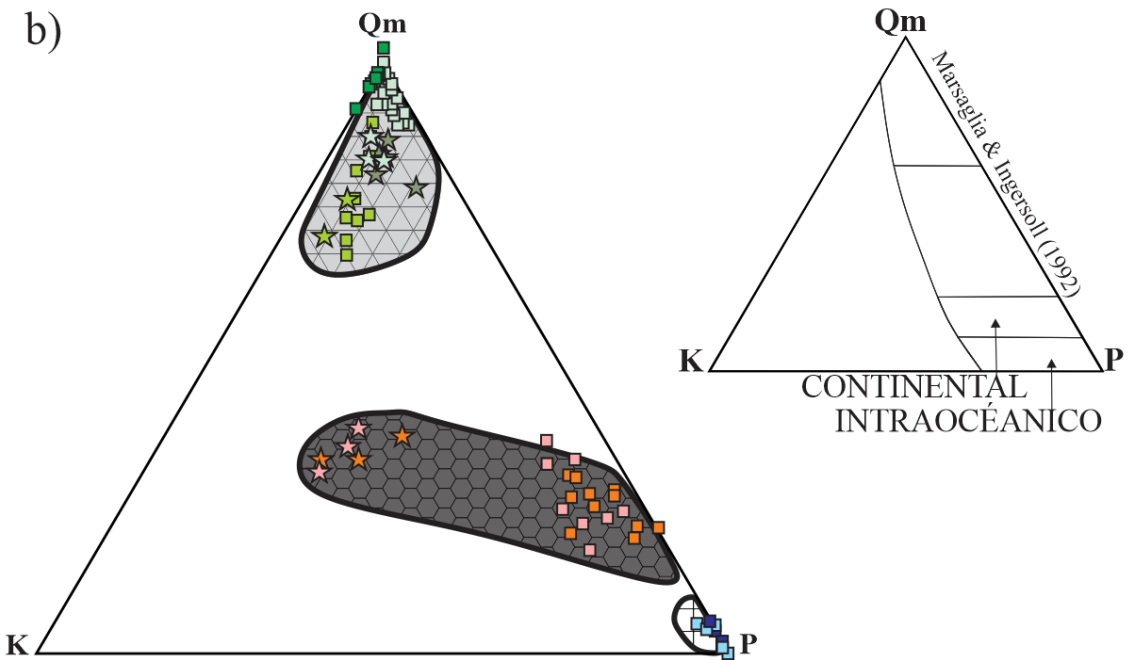
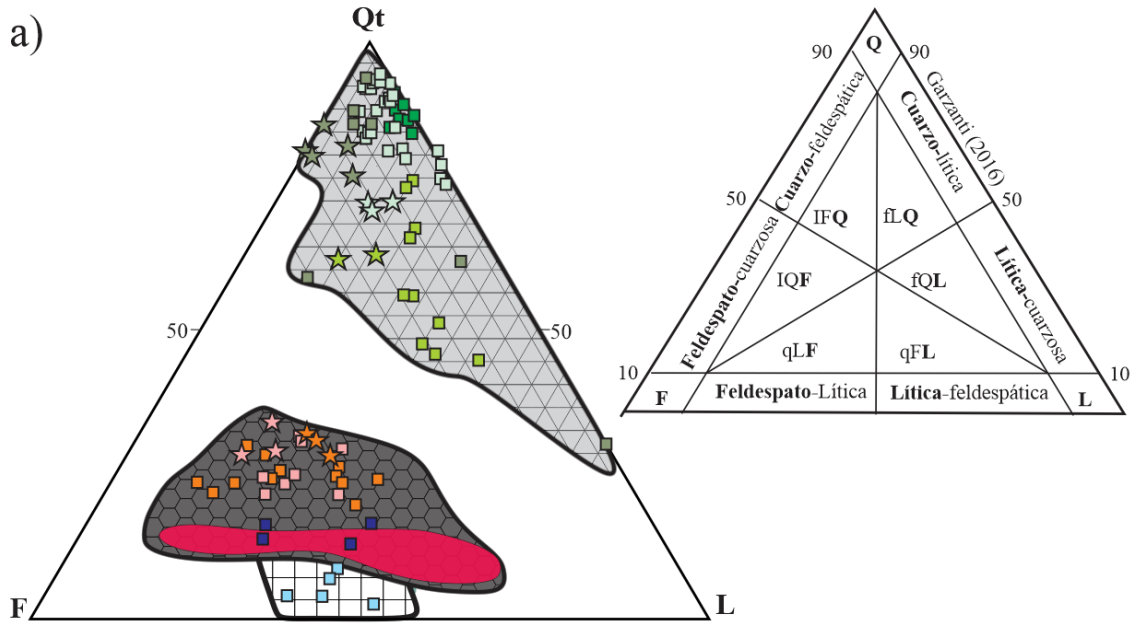
## Capítulo 6. Petrografía de areniscas de la Cuenca de Arperos

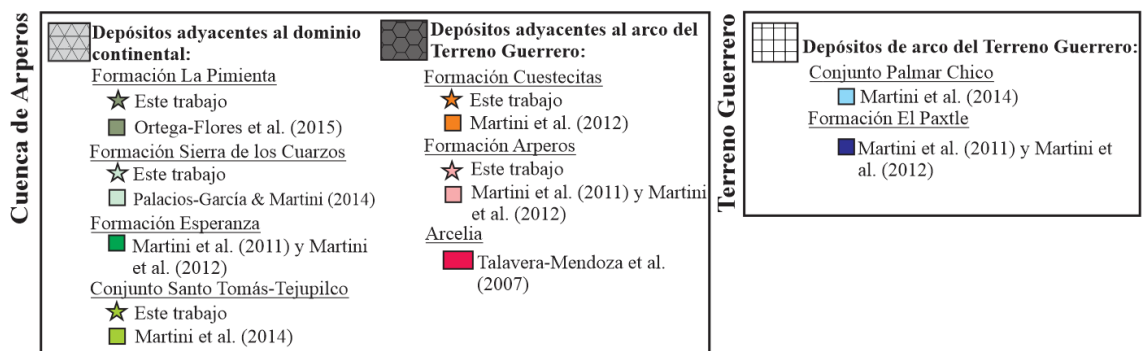
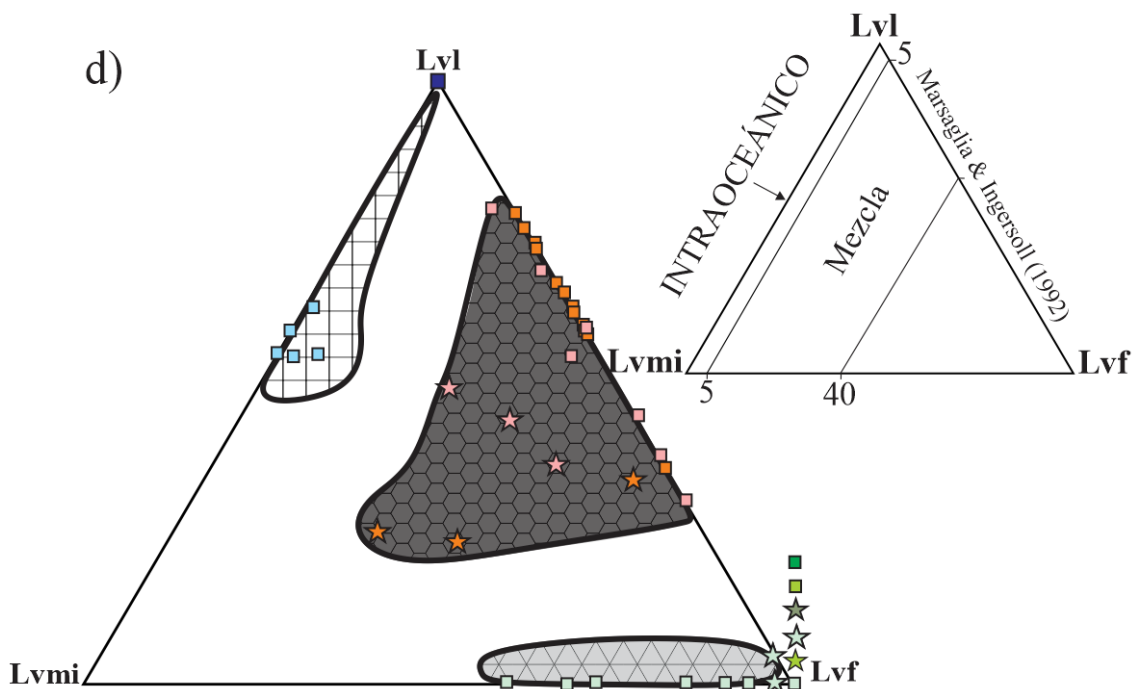
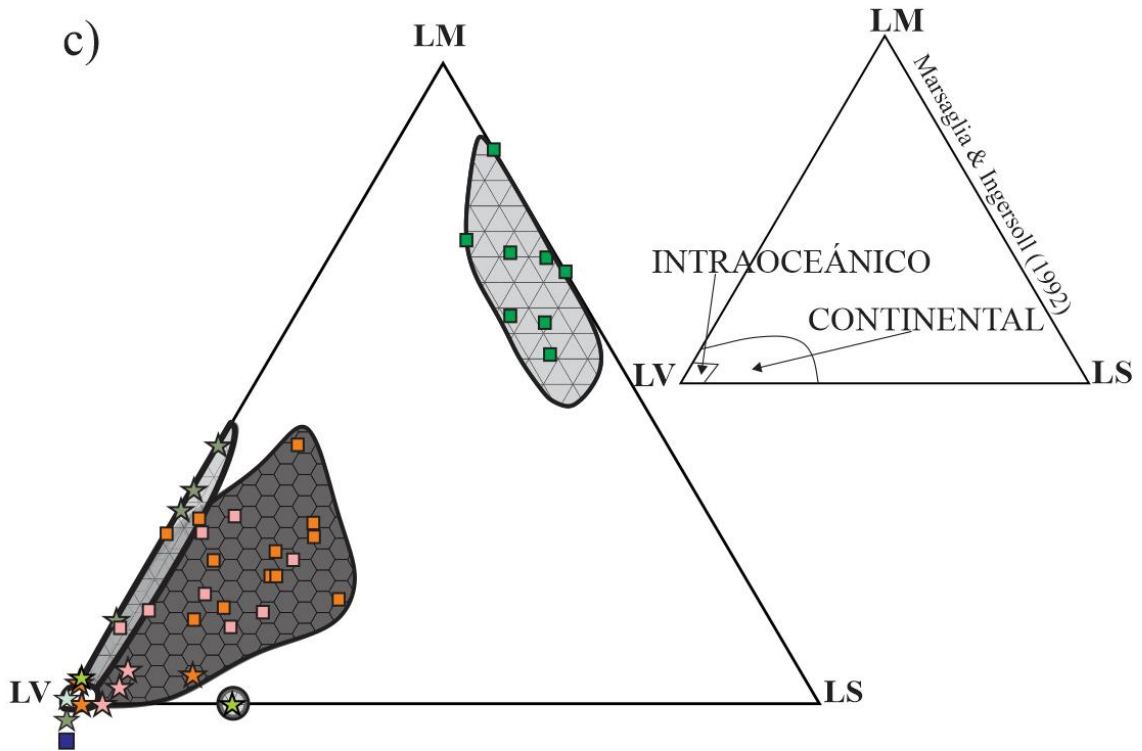
En este capítulo, se presentan los datos obtenidos del análisis petrográfico de areniscas de la Cuenca de Arperos, los cuales se integran con los datos anteriormente publicados para recabar una base de datos exhaustiva sobre las modas detríticas y procedencia de esta cuenca.

En la primera sección de este capítulo, se reportan los datos obtenidos y, en la segunda sección, se integran los datos ya publicados en la literatura. Las categorías utilizadas en el análisis modal, los resultados y los parámetros recalculados de la primera sección se describen a detalle en las Tablas 1, 2 y 3 del Apéndice B. Por su parte, los parámetros recalculados de las modas detríticas en la literatura se encuentran en la Tablas 5 del Apéndice B. La información petrográfica de ambas secciones se reporta en los diagramas ternarios QtFL, QmKP, LMLVLS y Lvl-Lvmi-Lvf de la Figura 21.

---

Figura 21. Diagramas ternarios del análisis petrográfico y de los datos publicados en la literatura para la Cuenca de Arperos. a) Diagrama QtFL de Garzanti (2016). b) Diagrama QmKP. c) Diagrama LMLVLS. d) Diagrama Lvl-Lvmi-Lvf. En la parte superior derecha de cada diagrama se grafican los campos con procedencia de arco intraoceánico y continental de Marsaglia & Ingersoll (1992).





## 6.1 Petrografía de areniscas

### Lado de la cuenca adyacente al arco

Las areniscas de la **Formación Cuestecitas (muestras SL-45, SL-52A y SL-67)**, en la Sierra de Guanajuato, presentan clastos subredondeados a angulosos, tamaño de grano medio a grueso, clasificación mala, y contactos entre clastos puntuales a planares. La matriz de estas rocas está compuesta por minerales arcillosos y óxidos, que presentan una abundancia de ~10% en cada muestra. Estas muestras grafican en el campo de las areniscas feldespato-cuarzo-líticas ( $F_{43-41}\%Qt_{33-29}\%L_{30-23}\%$ ) del diagrama QtFL de Garzanti (2016; Fig. 21a). La categoría Qt se compone por cuarzo policristalino, cristales de cuarzo individuales, cristales de cuarzo en fragmentos de roca faneríticos y fenocristales de cuarzo en líticos felsíticos. El grupo de los feldespatos se compone por granos de feldespato potásico (63-46% del total de feldespatos), y plagioclasa (54-37%) en granos individuales o como fenocristales en líticos volcánicos de tipo *lathwork*. Los líticos de estas muestras son predominantemente de origen volcánico (98-81% del total de líticos), aunque también se observan en menor proporción líticos sedimentarios (14-1%) y metamórficos (4-0%; Fig. 21c). El grupo de líticos volcánicos se compone por líticos felsíticos (57-25% de total de líticos volcánicos), microlíticos (51-10%; Fig. 22a) y *lathwork* (33-23%; Fig. 22b). Los líticos felsíticos presentan textura porfídica y esferulítica (Fig. 22c). Los líticos microlíticos están compuestos por microlitos de plagioclasa en una matriz de vidrio (Fig. 22a). Los líticos *lathwork* presentan textura traquítica y fenocristales de plagioclasa. Otro componente volcánico importante de estas muestras son los fragmentos de vidrio incoloro, sustituido parcialmente a un material pardo. Algunos fragmentos volcánicos presentan una textura variolítica, caracterizada por la presencia de vesículas rellenas por minerales secundarios como calcita, cuarzo, arcillas o zeolitas (Fig. 22d). La categoría de líticos sedimentarios se compone principalmente por líticos de limolita (Fig. 23a) y lutita. Los líticos metamórficos son de tipo metapelítico y metapsamítico-metafelsítico. Los líticos metapelíticos se componen por cristales de mica blanca que definen una esquistosidad penetrante, con base en el tamaño de la mica blanca se asigna a estos líticos los rangos 3 y 4 (Fig. 23b) de la clasificación de Garzanti & Vezzoli (2003). Por su parte, los líticos metapsamíticos-metafelsíticos se componen principalmente por cuarzo y, en menor cantidad, por minerales arcillosos que definen un clivaje penetrante a escala submilimétrica; el cuarzo de estos líticos presenta contactos suturados, extinción ondulante y estructuras de recristalización por *bulging*; con base en

las microestructuras en el cuarzo se asigna a estos líticos los rangos metamórficos 2 y 3. Al igual que los rangos metamórficos de los líticos metapelíticos, los rangos en los líticos metapsamíticos-metafelsíticos corresponden a las facies metamórficas de sub-esquisto verde y esquisto verde de Garzanti & Vezzoli (2003).

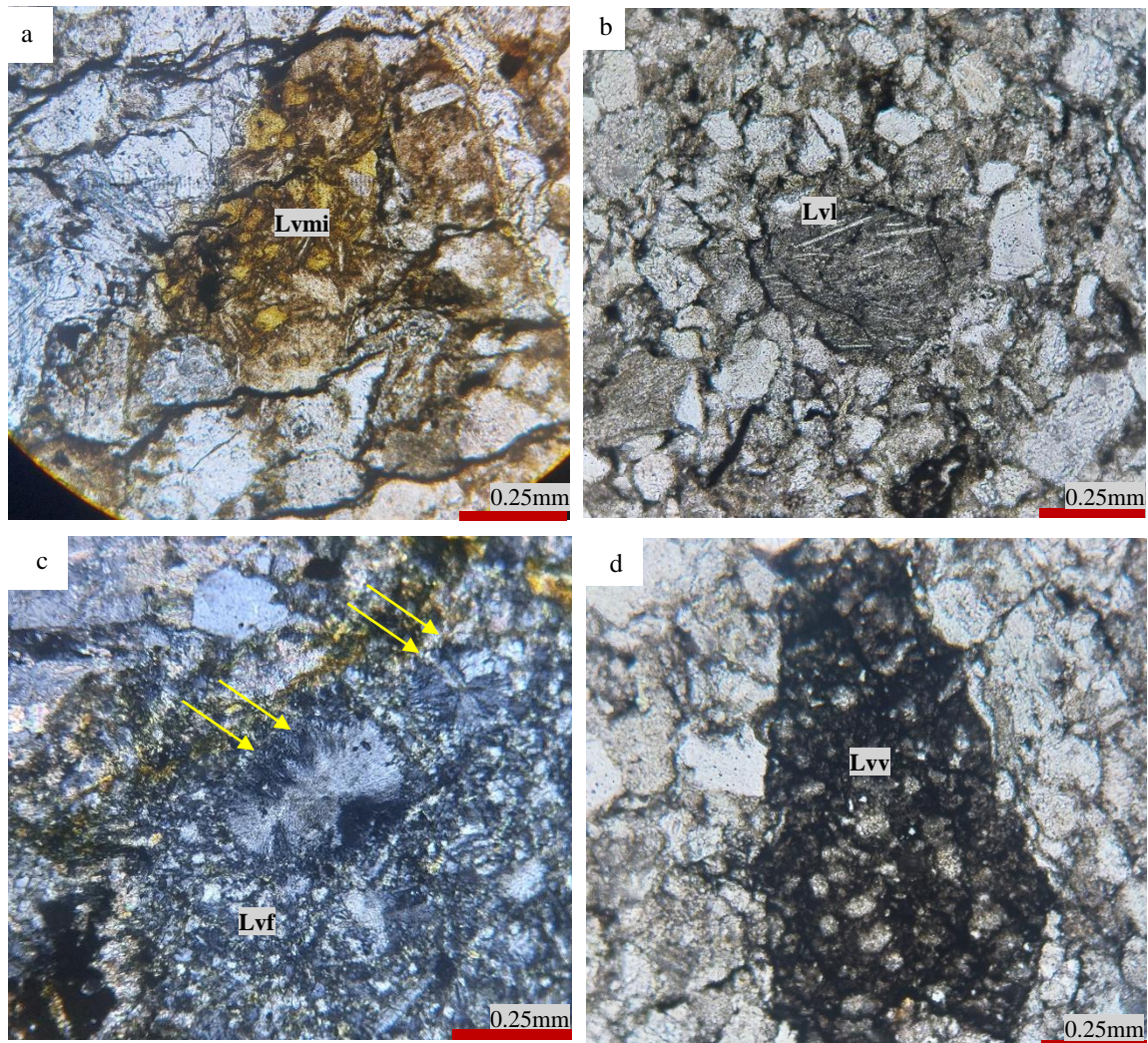


Figura 22. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Cuestecitas. a) Lítico volcánico microlítico (Lvmi; Nícoles paralelos y objetivo 10x, muestra SL-45). b) Fotomicrografía de lítico volcánico *lathwork* con textura traquítica (Lvl; Nícoles paralelos y objetivo 10x, muestra SL-67). c) Textura esferulítica indicada con flechas rojas (Nícoles cruzados y objetivo 10x; muestra SL-52A). d) Lítico volcánico vesiculado (Lvvi; Nícoles paralelos y objetivo 10x; muestra SL-67).

Las muestras de la **Formación Arperos (muestras M1-A, M1-B y M2)**, en la Sierra de Guanajuato, presentan clastos angulosos con tamaño de grano medio, clasificación buena y contactos entre granos ligeramente suturados. La matriz de estas muestras se compone por óxidos y minerales arcillosos, la cual presenta una abundancia  $\leq 15\%$  en cada muestra. Al igual que las muestras de la Formación Cuestecitas, las areniscas de la Formación

Arperos grafican en el campo de las areniscas feldespato-cuarzo-líticas ( $F_{55-48\%}Qt_{35-29\%}L_{21-16\%}$ ; Fig. 21a). La categoría Qt está compuesta principalmente por granos de cuarzo individuales; por su parte, el cuarzo policristalino está presente en cantidades variables. Algunos de los granos de cuarzo presentan textura granofírica (Fig. 23c y 23d). El grupo de los feldespatos se compone por feldespato potásico (64-56% del total de feldespatos) y plagioclasa (44-36%; Fig. 21b). Los líticos de estas muestras son volcánicos (95-90% del total de líticos), sedimentarios (6-5%) y metamórficos (5-0%; Fig. 21c). Los líticos volcánicos son de tipo *lathwork* (48-35% del total de líticos volcánicos), felsíticos (44-23%) y microlíticos (29-21%; Fig. 21d). Los líticos *lathwork* presentan textura traquítica, mientras que los felsíticos presentan textura porfídica. Los líticos sedimentarios corresponden con fragmentos de limolita, lutita y, en menor medida, caliza. Los líticos metamórficos se encuentran en concentraciones subordinadas, los cuales corresponden a las categorías de líticos metapelíticos y metapsamíticos/metafelsíticos. Los líticos metapelíticos se componen principalmente por mica blanca de tamaño variable desde pequeñas laminillas de unas cuantas micras hasta cristales bien desarrollados de decenas de micras. En estos líticos, la mica blanca define una esquistosidad que varía de incipiente a muy penetrante. De acuerdo con el tamaño de la mica blanca se asigna a estos líticos los rangos metamórficos 3 y 4, que corresponden con la facies de esquisto verde de la clasificación de Garzanti & Vezzoli (2003). Los líticos metapsamíticos/metafelsíticos de rango 2 se componen predominantemente por cuarzo con contactos suturados, estructuras de recristalización por *bulging* y extinción ondulante; y de forma subordinada, por minerales arcillosos que definen un clivaje penetrante a escala submilimétrica. Con base en las microestructuras del cuarzo y el contenido de minerales arcillosos se asigna a estos líticos el rango metamórfico 2, el cual forma parte de la facies de sub-esquisto verde en Garzanti & Vezzoli (2003).

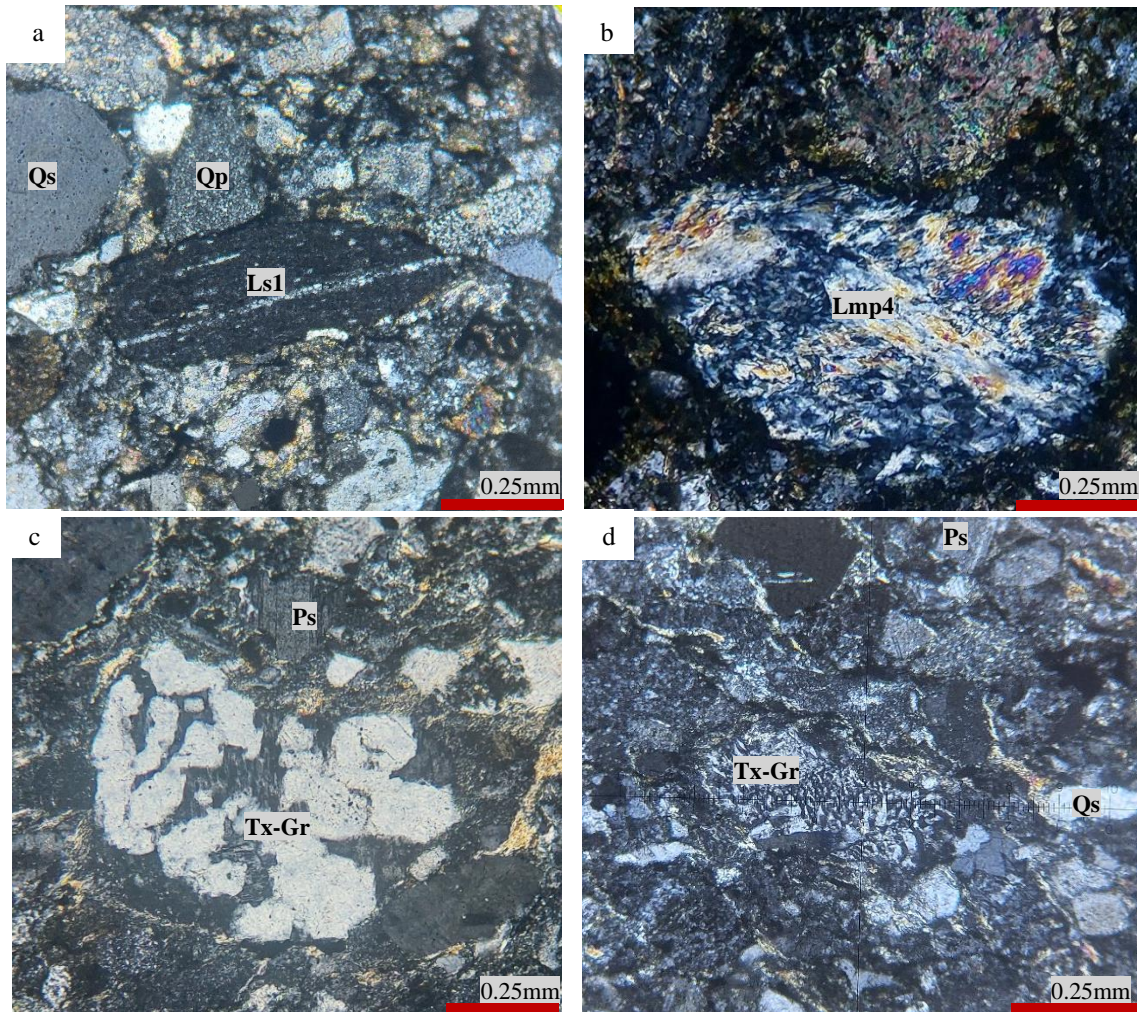


Figura 23. Fotomicrografías de las areniscas de las formaciones Cuestecitas y Arperos. a) Lítico sedimentario de limolita (Ls1; Nícoles cruzados y objetivo 10x; muestra SL-67). b) Lítico metamórfico metapelítico de rango 4 (Lmp4; Nícoles cruzados y objetivo 10x; muestra SL-52A). c) Textura granofírica (Tx-Gr; Nícoles cruzados y objetivo 10x, muestra M1-A). d) Fotomicrografía de clasto con textura granofírica (Tx-Gr; Nícoles cruzados y objetivo 10x, muestra M1-A).

### Lado de la cuenca adyacente al núcleo continental

Las areniscas de la **Formación Sierra de los Cuarzos** (muestras **SQT193-1**, **SQT193-2** y **P81-4**), en la Sierra de los Cuarzos, presentan clastos subredondeados, tamaño de grano medio, clasificación buena, contactos entre clastos ligeramente planares a suturados, y cementante carbonatado con abundancia de ~10%. Las areniscas de la Formación Sierra de los Cuarzos grafican en el campo de las areniscas cuarzo-feldespato-líticas y cuarzo-lito-feldespáticas ( $Qt_{73-71}\%F_{14-10}\%L_{17-14}\%$ ; Fig. 21a). La categoría Qt se compone por cristales individuales de cuarzo, cuarzo policristalino, cristales de cuarzo en

fragmentos de roca faneríticos y fenocristales en líticas volcánicas felsíticas. El cuarzo en cristales individuales y en fragmentos faneríticos presenta evidencias de deformación cristal-plástica como la extinción ondulante, y estructuras de recristalización por migración de borde de grano que es característica de temperaturas  $>500^{\circ}\text{C}$  (Fig. 24a; Stipp et al., 2002). También se observan clastos de cuarzo y feldespato con textura granofírica. El grupo de los feldespatos se compone tanto por feldespato potásico (62-50% del total de feldespatos) como por plagioclasa (50-38%; Fig. 21b). El grupo del feldespato potásico está conformado por ortoclasa y microclina (Fig. 24 c y d). Algunos granos de feldespato presentan textura pertítica y mesopertítica, con exsoluciones de plagioclasa en forma de lamelas (Fig. 24e). Los líticas de la Formación Sierra de los Cuarzos son únicamente volcánicas. Los líticas volcánicas son felsíticas (100-95% del total de líticas volcánicas), *lathwork* (4-0%) y microlíticas (1-0%). Los líticas felsíticas presentan textura porfídica con fenocristales de cuarzo (Fig. 24f). Mientras que los líticas *lathwork* y microlíticas presentan textura traquítica.

Las areniscas del **Conjunto Santo Tomás-Tejupilco (muestras VB5-12-6 y VB5-12-6A)**, en el área de Santo Tomás de los Plátanos, presentan clastos subredondeados, tamaño de grano medio, clasificación buena, contactos entre clastos planares, y una matriz compuesta por minerales arcillosos y óxidos que representa  $\sim 10\%$  de cada muestra. Las muestras grafican en el campo de las areniscas feldespato-cuarzo-líticas y cuarzo-lito-feldespáticas ( $\text{Qt}_{63-62\%}\text{F}_{24-17\%}\text{L}_{19-14\%}$ ; Fig. 21a). A diferencia de las muestras de la Formación Arperos y la Formación Cuestecitas, la categoría Qt de estas muestras se compone predominantemente por granos individuales de cuarzo, algunos de los cuales presentan textura granofírica (Fig. 24b). El grupo de los feldespatos se compone por plagioclasa (27-21% del total de feldespatos) y feldespato potásico (79-73%). Los cristales de feldespato potásico presentan textura mesopertítica y pertítica. La categoría de líticas está integrada por líticas volcánicas (100-78% del total de líticas), sedimentarios (22-0%) y metamórficos (3-0%). Los líticas volcánicas son felsíticas, con textura porfídica y fenocristales de cuarzo o feldespato potásico. Los líticas sedimentarios son de lutita. Los líticas metamórficos son metafelsíticos/metapsamíticos compuestos por cuarzo con extinción ondulante y estructuras de recristalización por *bulging*. De acuerdo con las características de los líticas metafelsíticos/metapsamíticos se les asigna el rango metamórfico 2 de la clasificación de Garzanti & Vezzoli (2003).



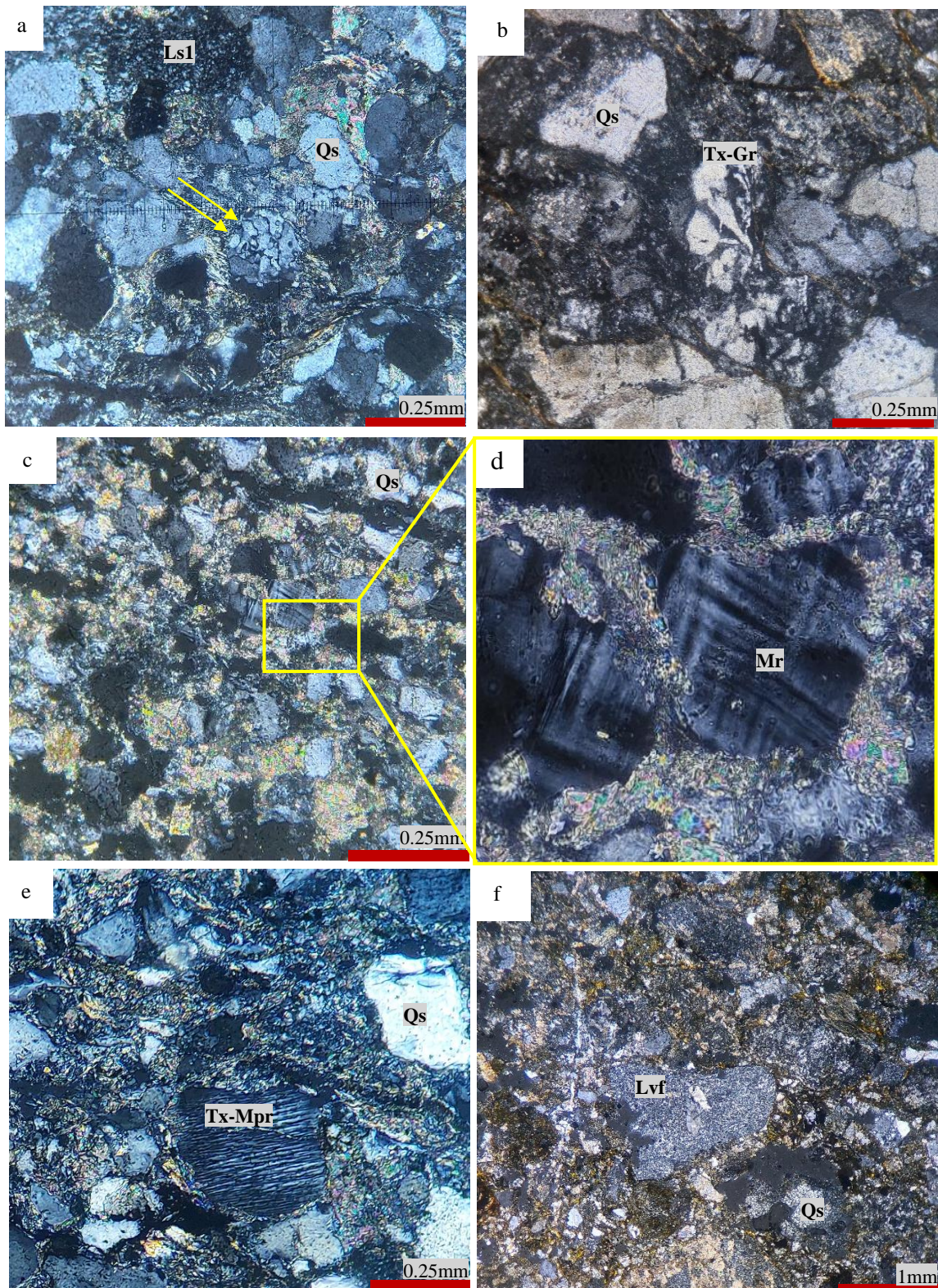


Figura 24. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Sierra de los Cuarzos y el Conjunto Santo Tomás Tejupilco. a) Agregado de cuarzo con microestructuras de recrystalización por migración de borde de grano (Nícoles cruzados y objetivo de 10x; muestra SQT193-1). b) Fragmento policristalino fanerítico con textura granofírica (Tx-Gr; Nícoles cruzados y objetivo 10x, muestra VB5-12-6). c) y d) Fotomicrografía de microclina (Mr; Nícoles cruzados y objetivos

10x y 40x, muestra P81-4). e) Fotomicrografía de cristal mesopertítico (Tx-Mpr; Nícoles cruzados y objetivo 10x, muestra P81-4). f) Lítico volcánico felsítico (Lvf; Nícoles cruzados y objetivo 4x, muestra SQT193-2).

Las areniscas de la **Formación La Pimienta (muestras Z13-02, Z13-05, Z13-06, Z13-07 y Z13-8A)**, en la Sierra de Zacatecas, se componen por clastos subredondeados a angulosos, tamaño de grano medio a grueso, clasificación buena, contactos entre clastos planares a suturados, y una matriz compuesta por minerales arcillosos que representa ~15% en cada muestra. Las areniscas de la Formación La Pimienta grafican en el campo de las areniscas cuarzo-feldespáticas y cuarzo-feldespato-líticas ( $Qt_{86-77}\%F_{18-11}\%L_{9-0}\%$ ., Fig. 21a). La categoría Qt se compone por cristales de cuarzo individuales, cristales de cuarzo en fragmentos faneríticos, fenocristales embebidos en líticos volcánicos felsíticos y cuarzo policristalino. El grupo de los feldespatos está compuesto por plagioclasa (71-44% del total de feldespatos) y feldespato potásico (56-29%). Algunos de los granos de feldespato potásico y plagioclasa presentan textura pertítica y mesopertítica (Fig. 25a). Los líticos son volcánicos (100-60% del total de líticos) y metamórficos (40-0%). Los líticos volcánicos son únicamente felsíticos con textura porfídica (Fig. 25b y 25c). El grupo de líticos metamórficos está compuesto por líticos metafelsíticos/metapsamíticos integrados por cuarzo con extinción ondulante, minerales arcillosos, y finas láminas de mica blanca que definen un clivaje penetrante a la escala submilimétrica. Debido al tamaño de la mica blanca y la abundancia de minerales arcillosos se asigna a estos líticos los rangos metamórficos 2 y 3, los cuales corresponden con la facies de sub-esquisto verde y esquisto verde, respectivamente, de Garzanti & Vezzoli (2003).

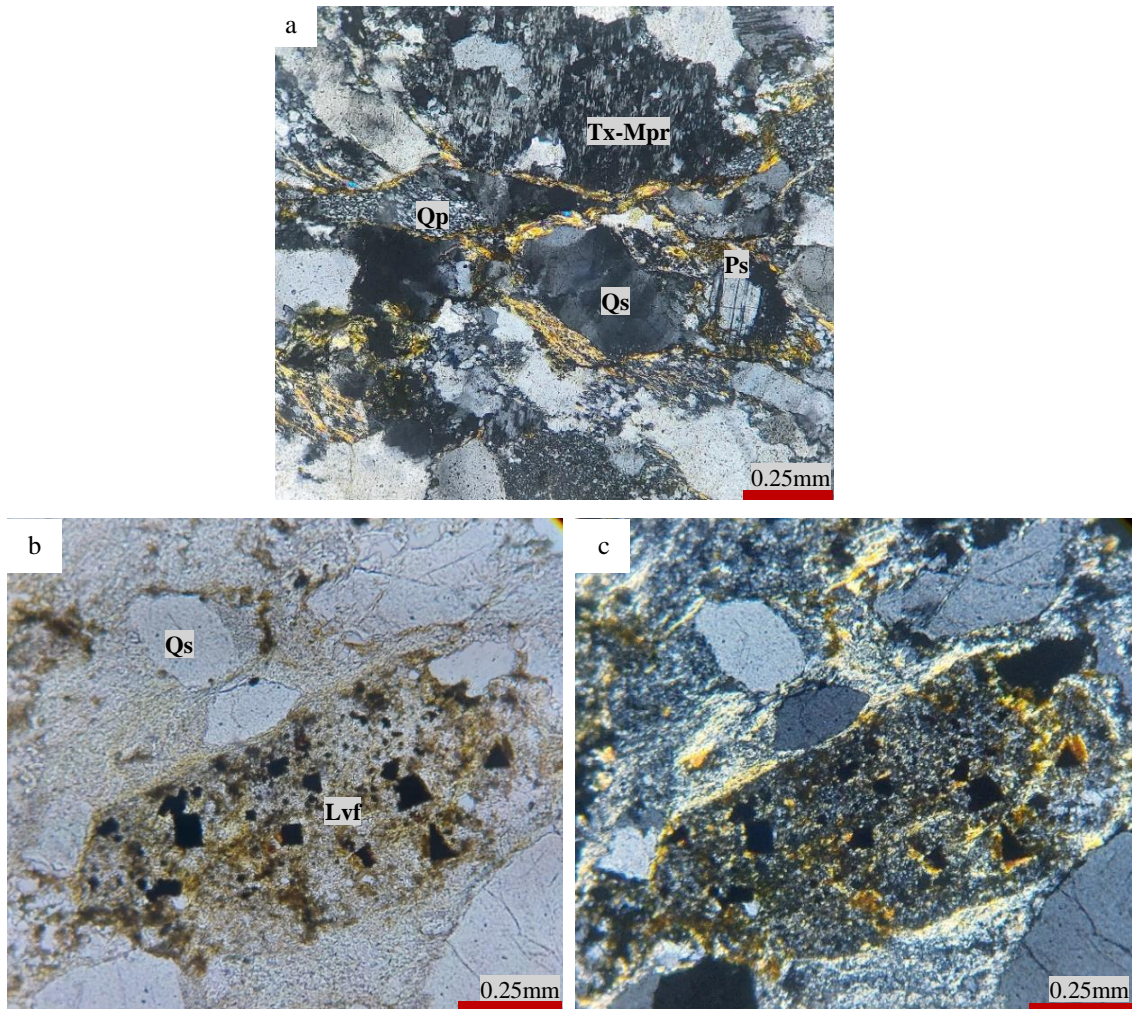


Figura 25. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación La Pimienta. a) Mesopertita (Tx-Mpr), plagioclasa (Ps) y cuarzo (Qs; Nícoles cruzados y objetivo 10x; muestra Z13-8A). b y c) Lítico volcánico felsítico (Lvf) con minerales opacos (Nícoles paralelos y cruzados, objetivo 10x, muestra Z13-02).

## 6.2 Modas detríticas de areniscas de la Cuenca de Arperos en la literatura

De acuerdo con la información disponible en la literatura, los depósitos de la Cuenca de Arperos adyacentes al arco grafican en los campos de las areniscas feldespato-lítico-cuarzosas, lito-feldespato-cuarzosas y feldespato-cuarzo-líticas ( $F_{62-37\%}L_{39-12\%}Qt_{30-20\%}$ ), del diagrama QtFL (Fig. 21a). El grupo de los feldespatos está compuesto predominantemente por plagioclasa (100-84% del total de feldespatos) y, en menor proporción, por feldespato potásico (16-0%; Fig. 21b). La categoría de líticos se compone por líticos volcánicos (86-49% del total de líticos), líticos metamórficos (40-12%) y líticos sedimentarios (28-0%). Los líticos volcánicos son principalmente de tipo *lathwork* (78-30% del total de líticos volcánicos), aunque también se observan en menor proporción felsíticos (70-18%) y microlíticos (4-0%). Los líticos metamórficos

reportados por Martini et al. (2012) para estas rocas corresponden con fragmentos de esquisto de cuarzo y muscovita. Por su parte, los líticos sedimentarios son de limolita, lutita y caliza.

Los depósitos adyacentes al núcleo continental presentan una amplia distribución en el diagrama QtFL, la cual incluye los campos de las areniscas cuarzosas, cuarzo-feldespáticas, cuarzo-líticas, lítico-cuarzosas, cuarzo-feldespato-líticas y cuarzo-lítico-feldespáticas ( $Qt_{94-31\%}L_{69-2\%}F_{30-0\%}$ ; Fig. 21a). En las rocas de este grupo, la categoría Qt se compone predominantemente por granos de cuarzo monocristalino, algunos de los cuales presentan textura gráfica. El grupo de los feldespatos está constituido por feldespato potásico (100-0% del total de feldespatos) y plagioclasa (100-0%) en proporciones similares. Entre los feldespatos, algunos exhiben textura peritética y mesoperitética. Los líticos son principalmente metamórficos (87-54% del total de líticos), con una componente menor de líticos volcánicos (11-0%) y sedimentarios (37-13%). Los líticos metamórficos reportados en la literatura son fragmentos de cuarcita, esquisto de cuarzo-muscovita y filita. Por su parte, los líticos volcánicos son felsíticos (100-0% del total de líticos volcánicos) y microlíticos (40-0%). Los líticos sedimentarios corresponden con fragmentos de areniscas de grano muy fino y limolita (Martini et al., 2012).

## Capítulo 7. Modas detríticas de areniscas de cuencas de tras-arco modernas y recientes

En esta sección se presenta la composición modal de depósitos de cuencas de tras-arco asociadas con arcos desarrollados sobre diferente tipo de corteza: oceánica, transicional y continental. Así mismo, se presenta la composición de una margen pasiva amagmática como termino representativo de un piso oceánico con influencia de una masa continental. La ubicación de las muestras se encuentra en las Figuras 26, 27, 30, 32 y 35, los datos petrográficos recopilados se presentan en las Tablas 1, 2, 3 y 4 del Apéndice C, y los diagramas ternarios en las Figuras 28, 31, 34 y 36.

### 7.1 Cuencas de tras-arco asociadas a un arco intraoceánico

Las cuencas de tras-arco asociadas a un arco intraoceánico que se toman como referencia en este trabajo son: el Rift de Sumisu, la Cuenca Parace Vela y la Depresión de Mariana, las cuales se encuentran asociadas al arco extensional de Izu Bonin-Mariana (Fig. 26). El arco intraoceánico de Izu Bonin-Mariana se extiende ~2800 km al oeste del Océano Pacífico, y es generado por la subducción de la placa del Pacífico por debajo de la placa de Filipinas (Fig. 26; Stern, 2003). La intersección entre las trincheras adyacentes a los arcos de Izu Bonin Mariana, Japón y Sagami es el único punto triple trincher-trincher-trincher actual en la Tierra (punto triple Boso; Fig. 26; Stern, 2003).

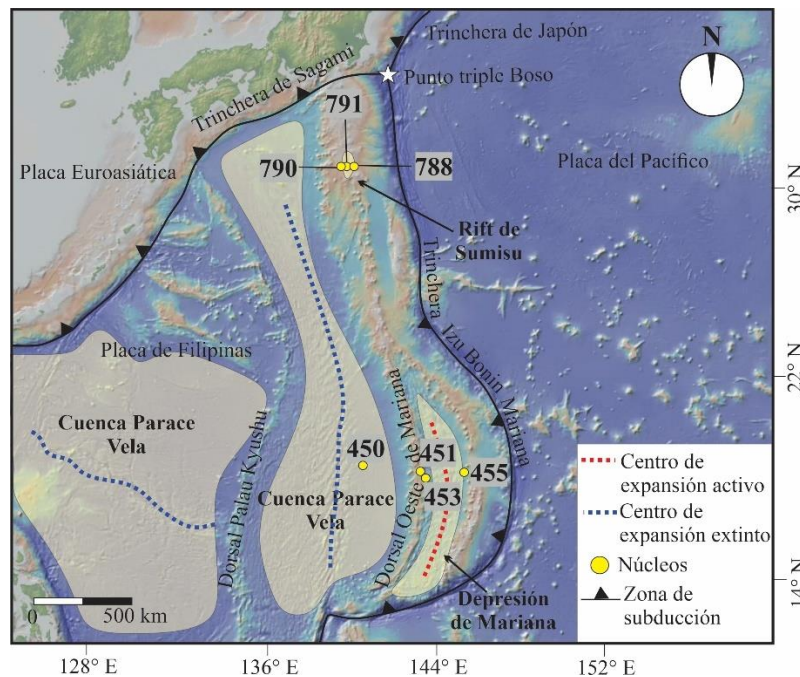


Figura 26. Configuración tectónica del arco de Izu Bonin-Mariana.

El sistema de arco de Izu Bonin-Mariana es considerado por varios autores como una zona clave para entender la evolución de cuencas de *rift* en un contexto intraoceánico de supra-subducción. Para obtener las modas detríticas representativas de una cuenca de tras-arco desarrollada en un ambiente intraoceánico, en este trabajo se seleccionaron los sitios 788, 790 y 791 del *Ocean Drilling Program* (ODP) en el Rift de Sumisu, así como el sitio 450 del *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) en la Cuenca de Parace Vela y los sitios 451, 453 y 455 del DSDP en la Depresión de Mariana (Fig. 26).

### **7.1.1 Rift de Sumisu**

En su sección norte, el arco de Izu Bonin-Mariana ha experimentado esfuerzos extensionales que iniciaron el *rifting* en la zona de arco hace ~2.8 Ma, proceso que continua en la actualidad y es responsable de la formación del Rift de Sumisu (Fig. 27; Ishizuka et al., 2003; Hirai et al., 2018). La Cuenca del Rift de Sumisu es una cuenca de intra-arco en los primeros estadios de su desarrollo, la cual se compone por subcuencas de tipo semi graben localizadas entre dos calderas del arco, Sumisu y Torishima (Fig. 27; Klaus et al., 1992; Marsaglia & Devaney, 1995). El vulcanismo del arco en esta zona se caracteriza tanto por productos silíceos, como riolitas y andesitas sub-alcalinas, y basaltos toleíticos (Gill et al., 1992; Rodolfo et al., 1992; Marsaglia & Devaney, 1995).

Los sitios que han sido muestreados dentro de la Cuenca de Sumisu y que han sido considerados en este trabajo se localizan en la parte central de la Cuenca de Sumisu (sitios 791, 788 y sitio 790; Fig. 27). La edad de las muestras comprende un período de tiempo desde finales del Plioceno (sitio 788) hasta el Cuaternario (sitios 788, 790 y 791; Marsaglia, 1992). Los depósitos analizados en la Cuenca de Sumisu son turbiditas y depósitos por flujos de gravedad (Nishimura et al., 1991).

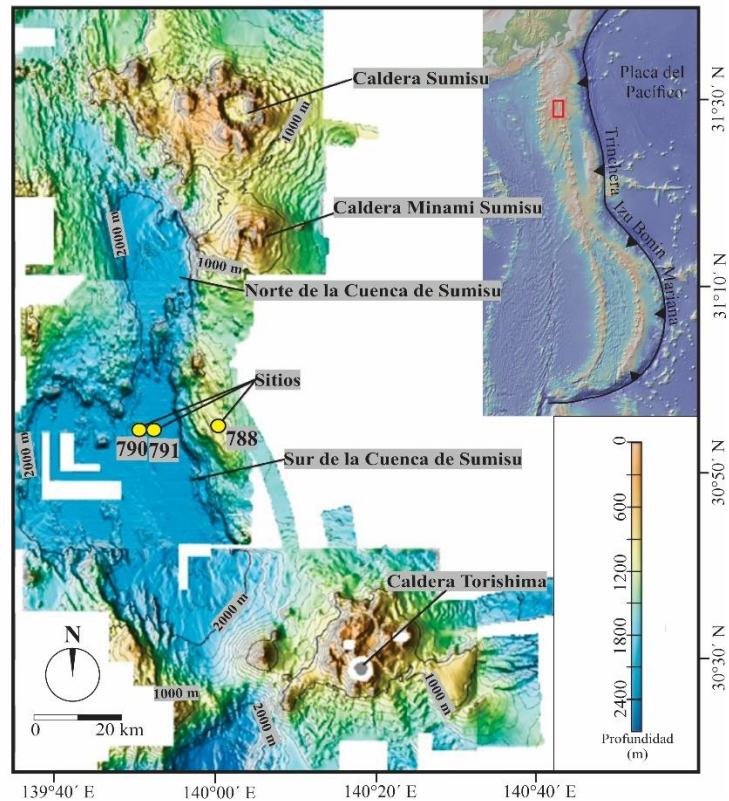


Figura 27. Mapa batimétrico del Rift de Sumisu. Modificado de Tani et al. (2008).

Los depósitos de los **sitios 788, 790 y 791** grafican en el campo de las areniscas líticas y lítico-feldespáticas ( $L_{98-60\%}F_{39-2\%}Qt_{3-0\%}$ ) del diagrama ternario QtFL (Fig. 28a). El grupo de los feldespatos se compone principalmente por plagioclasa (100-97% del total de feldespatos) y, subordinadamente, por feldespato potásico (3-0%; Fig. 28b). Los líticos son principalmente volcánicos (Fig. 28c) de tipo microlítico (100-38% del total de líticos volcánicos), y *lathwork* (54-0%), aunque también hay algunos felsíticos (14-0%; Fig. 28d).

Las muestras de la Cuenca de Sumisu reciben sedimento del arco moderno, el cual se compone de rocas máficas y félsicas de los centros eruptivos Sumisu Jima al norte y Torishima al sur, así como de centros volcánicos menores internos a la cuenca (Marsaglia, 1992; Marsaglia & Devaney, 1995). Los depósitos del Rift de Sumisu grafican en el campo de arco intraoceánico del diagrama QmKP, y en los campos de arco intraoceánico y mezcla del diagrama LvlLvmiLvlf de Marsaglia & Ingersoll (1992).

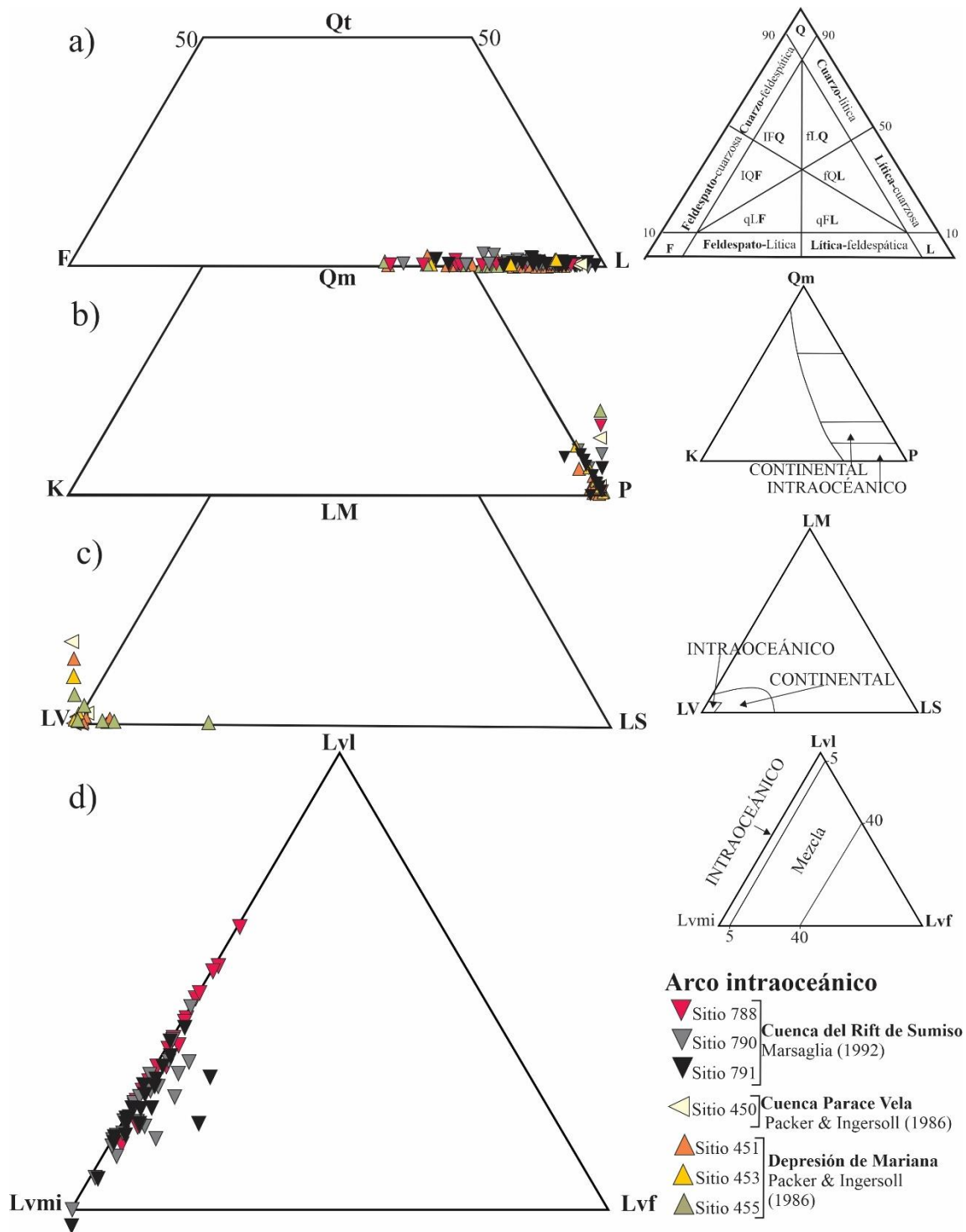


Figura 28. Diagramas ternarios del modelo detrítico de arco intraoceanico. a) Diagrama QtFL. b) Diagrama QmKP. c) Diagrama LMLVLS. d) Diagrama Lvl-Lvmi-Lvf. En la parte derecha de la imagen se grafican los campos de procedencia de arco intraoceanico y continental de Marsaglia & Ingersoll (1992) para los diagramas QmKP, LMLVLS y Lvl-Lvmi-Lvf.



### 7.1.2 Cuenca Parace Vela y Depresión de Mariana

En su sección sur, el arco de Izu Bonin-Mariana ha experimentado varios episodios de extensión. El desarrollo de cuencas de tras-arco en la zona sur del arco comenzó hace ~52 Ma, con la formación de la Cuenca Oeste de Filipinas (~52-37 Ma; Fig. 26; Hussong & Uyeda, 1981; Packer & Ingersoll, 1986). Posteriormente, un nuevo episodio de *rifting* en el arco separó la Dorsal Palau-Kyushu (arco remanente) de la margen oriental de la Dorsal Oeste Mariana (arco activo), generando la apertura de la Cuenca de Parace Vela entre ~30 Ma y ~17 Ma (Fig. 26; Klein, 1985; Packer & Ingersoll, 1986). El último episodio de extensión en el arco comenzó en el Mioceno Tardío (~7 Ma; Klein, 1985) y continúa en la actualidad, generando la Depresión Mariana (Fig. 26; Hussong & Uyeda, 1981; Klein, 1985; Packer & Ingersoll, 1986). La Cuenca Oeste de Filipinas y la Cuenca de Parace Vela son cuencas de tras-arco inactivas, cuyo desarrollo llegó hasta los últimos estadios de evolución de una cuenca de tras-arco. Por su parte, la Depresión de Mariana corresponde con una cuenca de intra-arco activa. Los sitios considerados en este trabajo para las cuencas en la sección sur del arco Izu Bonin-Mariana son el sitio 450 del DSDP en la Cuenca Parace Vela, y los sitios 451, 453 y 455 del DSDP en la Depresión de Mariana (Fig. 26).

El **sitio 450** se localiza en el flanco este de la Cuenca Parace Vela y al oeste de la Dorsal Oeste de Mariana (Fig. 26). Este sitio se compone por un basamento basáltico, cubierto por tobas y conglomerados volcanoclásticos, intercalados con arcillas pelágicas del Mioceno Superior-Pleistoceno (Kroenke et al., 1980; Marsaglia & Devaney, 1995). Las areniscas del sitio 450 grafican en el campo de las areniscas líticas ( $L_{95-79\%}F_{21-5\%}Qt_{0-0\%}$ ) del diagrama QtFL de Garzanti (2016; Fig. 28a). Al igual que las muestras de la Cuenca de Sumisu, la plagioclasa es el feldespato dominante en la Cuenca de Parace Vela. La categoría de líticas se compone especialmente por líticas volcánicas (100-97% del total de líticas; Fig. 26c). Sin embargo, la información respecto al tipo de líticas volcánicas no se encuentra disponible. De acuerdo con Scott et al. (1980) y Marsaglia & Devaney (1995), la principal fuente de detrito de los depósitos del Sitio 450 es la Dorsal Oeste Mariana.

Los **sitios 451 y 453** se localizan al este de la Dorsal Oeste Mariana (Fig. 26). El sitio 451 se compone por una sucesión de abanico de finales del Mioceno constituida por toba, brecha basáltica, andesita y conglomerado (Kroenke et al., 1980; Klein, 1985; Marsaglia & Devaney, 1995). Por su parte, la sucesión estratigráfica del sitio 453 se compone por

turbiditas volcanoclásticas, y lodos pelágicos y hemipelágicos del Plioceno, interpretados como un abanico submarino (Natland & Tarney, 1981; Klein 1985; Marsaglia & Devaney, 1995). Las areniscas y sedimentos colectadas en estos sitios grafican en el campo de las areniscas líticas y lítico-feldespáticas ( $L_{92-59\%}F_{40-8\%}Qt_{2-0\%}$ ; Fig. 28a). Estas muestras presentan alto contenido de plagioclasa, mientras que el feldespato potásico se encuentra únicamente de forma subordinada. Los líticos son principalmente volcánicos (100-93%). Aunque, similarmente al sitio 450, la información del tipo de líticos volcánicos en estos sitios no está disponible. La principal fuente de sedimento de las areniscas de los sitios 451 y 453 es la Dorsal Oeste de Mariana y, en menor cantidad, centros volcánicos internos a la cuenca (Kroenke et al., 1980; Marsaglia & Devaney, 1995).

El **sitio 455** se ubica al oeste del arco de Mariana (Fig. 26). La estratigrafía en este sitio está formada por sedimentos no consolidados de ooze, ceniza, grava y arena del Pleistoceno (Marsaglia & Devaney, 1995). Las arenas de este sitio grafican en los campos de las areniscas líticas y lítico feldespáticas ( $L_{80-59\%}F_{40-20\%}Qt_{1-0\%}$ ; Fig. 28a). Al igual que las muestras en los sitios 451 y 453, el feldespato con mayor abundancia en las muestras del sitio 451 es la plagioclasa, y los líticos más abundantes son los volcánicos (100-75%). De estos últimos, la información del tipo de líticos volcánicos no está disponible. Se considera como fuente principal de sedimento de este sitio al arco activo de Mariana (Marsaglia & Devaney, 1995).

Los depósitos clásticos de la Depresión de Mariana y la Cuenca Parace Vela son homogéneos composicionalmente. En el diagrama QmKP de Marsaglia & Ingersoll (1992) grafican en el campo con procedencia de arco intraoceánico, como consecuencia de su alto contenido de plagioclasa. Los líticos de estas cuencas son en su mayoría volcánicos, con una componente menor de líticos sedimentarios; y grafican principalmente en el campos de arco intraoceánico del diagrama LMLVLS de Marsaglia & Ingersoll (1992; Fig. 28) y, de forma subordinada, en el campo de arco continental. De acuerdo con los diagramas QtFL, QmKP y LMLVLS, los depósitos en la Depresión de Mariana y la Cuenca Parace Vela presentan una composición similar, a pesar de que corresponden con diferentes estadios en la evolución de cuenca de tras-arco.

## 7.2 Cuencas de tras-arco asociadas a un arco transicional

### 7.2.1 Cuenca del Mar de Japón

Como modelo detrítico de referencia de una cuenca de tras-arco asociada a un arco transicional se seleccionó la cuenca del Mar de Japón (Fig. 29). Japón ha sido una zona de subducción desde el Cámbrico (~500 Ma), cuando la placa paleo-Pacífica comenzó a subducir por debajo del Bloque Sur de China (Wakita, 2013). En consecuencia, las islas y el Mar de Japón han sido el resultado de varios procesos tectónicos: subducción, acreción, colisión de terrenos juveniles como, por ejemplo, el arco de Izu Bonin en la actualidad, vulcanismo de arco y apertura de una cuenca de tras-arco (Wakita, 2013).

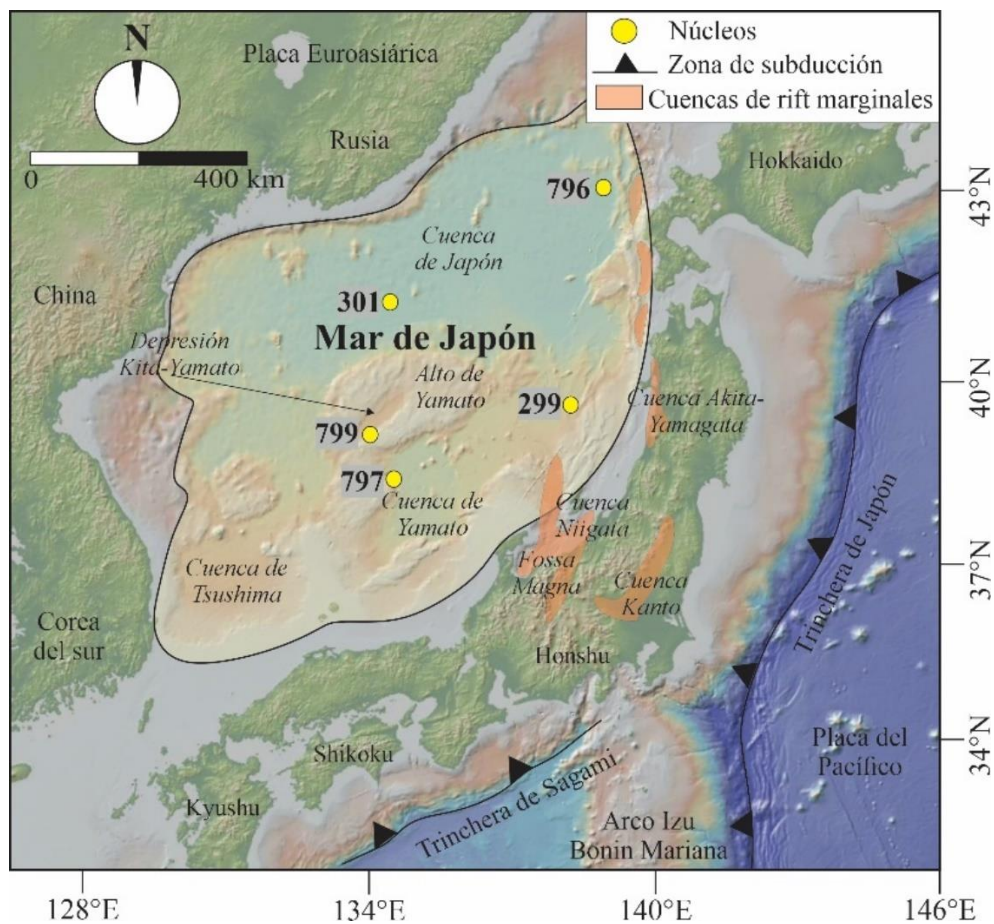


Figura 29. Localización del Mar de Japón. Distribución de las cuencas del Mar de Japón y cuencas de *rift* marginales. Obtenida de Van Horne et al. (2016).

Las islas de Japón están compuestas por varios cinturones ígneos, metamórficos y sedimentarios del Paleozoico hasta el Cuaternario (Marsaglia et al., 1992). Algunos de estos cinturones representan complejos de acreción desarrollados a lo largo de la margen oriental de Asia desde mediados del Paleozoico hasta inicios del Cenozoico (Barnes,

2003; Wakita, 2013). En la actualidad, se sabe que los complejos de acreción desarrollados durante el Triásico Tardío-Cretácico Temprano representan el ~50% del sustrato sobre el cual se ha desarrollado el arco de Japón desde el Cretácico Tardío (Fig. 30; Taira, 2001; Barnes, 2003; Wakita, 2013).

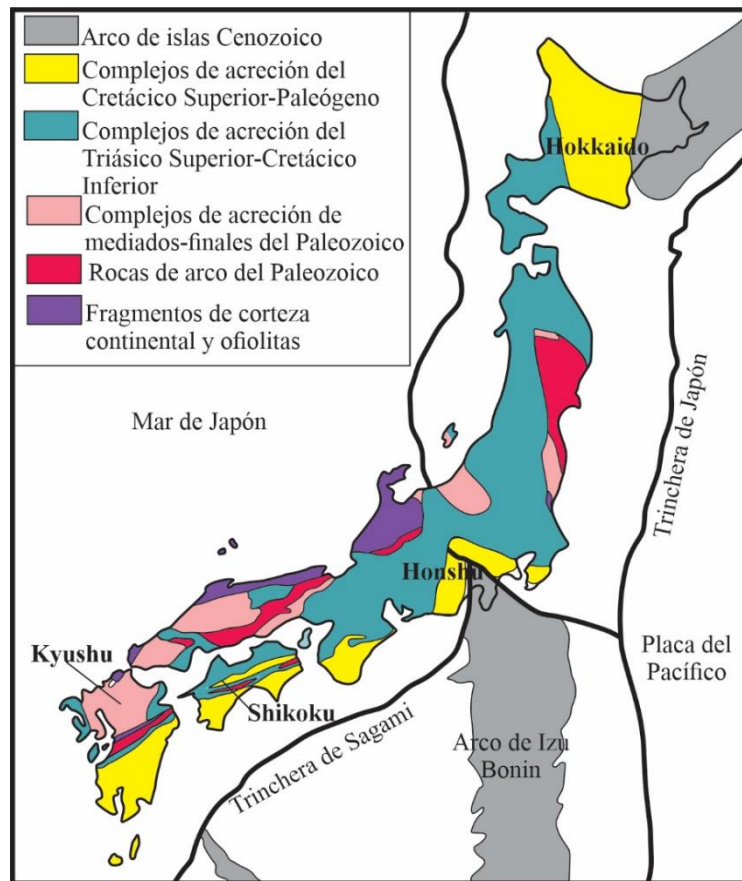


Figura 30. Complejos de acreción de mediados del Paleozoico hasta inicios del Cenozoico en Japón. Modificado de Wakita (2013).

En el Mesozoico, Japón formaba parte de un arco que se extendía desde el norte de Corea hasta China, dominado por actividad andesítica subaérea, en conjunto con la erupción de ignimbritas félsicas (Taira et al., 1988; Yoshida et al., 2013; Van Horne et al., 2016). A mediados del Mioceno, el *rifting* del arco separó las islas de Japón del continente asiático formando el Mar de Japón (Marsaglia et al., 1992; Tamaki et al., 1992; Van Horne et al., 2016).

El *rifting* del arco inició hace ~23 Ma, generando varias cuencas de tipo semi graben y graben en la margen oriental de Asia (Van Horne et al., 2016). De forma análoga, en la margen conjugada al oeste de Japón se generaron cuencas de *rift* durante el inicio del Neógeno (e.g. Fossa Magna, Niigata y Akita-Yamagata; Fig. 29), las cuales fueron

rellenadas por depósitos continentales y marinos intercalados con rocas volcánicas (Sato, 1994; Yoshida et al., 2013; Van Horne et al., 2016).

La cuenca de tras-arco del Mar de Japón está compuesta por 3 subcuencas principales: la Cuenca de Yamato, la Cuenca de Ulleung/Tsushima y la Cuenca de Japón (Fig. 29). La Cuenca de Japón es la única que desarrolló corteza oceánica típica, con un espesor de ~8 km; por su parte, las cuencas de Yamato y Ulleung presentan una corteza con estructura típica de corteza oceánica, pero con espesor anómalo entre ~15 y 19 km (Hirata et al., 1992; Sato et al., 2014; Van Horne et al., 2016).

Los sitios seleccionados en este trabajo para el Mar de Japón son los sitios 301 y 299 del DSDP, y los sitios 796, 797 y 799 del ODP (Fig. 29). Los depósitos de estos sitios presentan dos fuentes de sedimento diferentes, lo cual permite dividirlos en depósitos con procedencia del núcleo continental asiático (sitios 301, 797 y 799), y depósitos con procedencia predominantemente del arco (sitios 299 y 796). Las dos petrofacies que definen estos dos grupos habían sido reportadas por Boggs & Seyedolali (1992) y Marsaglia et al. (1992) para los sitios 299 y 301.

### **Depósitos con procedencia continental**

El **sitio 301** (Oligoceno al Mioceno) se localiza al noroeste del Alto de Yamato, en la planicie abisal de la Cuenca de Japón (Fig. 29). El alto de Yamato representa un pedazo de corteza continental separado por *rifting* de la margen continental de Asia durante la apertura del Mar de Japón a inicios del Mioceno (Tamaki, 1988; Marsaglia et al., 1992). Este sitio se compone por lutita y limolita, las cuales se encuentran intercaladas con estratos de arenisca y toba volcánica (*Site 301*, 1975). Estas rocas han sido interpretadas como las partes más distales de corrientes de turbidez (*Site 301*, 1975). Las areniscas de este sitio grafican en los campos de las areniscas feldespato-cuarzosas, feldespato-cuarzo-líticas y feldespato-lítico-cuarzosas ( $F_{57-49\%}L_{39-9\%}Qt_{34-10\%}$ ; Fig. 31a). El grupo de los feldespatos se compone por plagioclasa y feldespato potásico (Fig. 31b); sin embargo, la información de la abundancia de forma individual de cada tipo de feldespato no se encuentra disponible. El grupo de los líticos está conformado por líticos volcánicos (88-32% del total de líticos), sedimentarios (45%-2%) y metamórficos (39.00-1%; Fig. 31c). Los líticos volcánicos son de tipo microlítico (87-63% del total de líticos volcánicos), *lathwork* (32-9%) y felsíticos (5-2%; Fig. 31d). La fuente principal de detrito del sitio 301 es la margen continental asiática, específicamente el cratón chino, con contribución

del Alto de Yamato en el Mar de Japón (Packer & Ingersoll, 1986; Marsaglia et al., 1992). El alto de Yamato se compone por rocas metavolcánicas, filitas y metarenisca de mediados a finales del Paleozoico, granitoides de finales del Pérmico, rocas sedimentarias del Pérmico y finales del Cretácico, y rocas volcánicas sin-*rift* con composición basáltica a andesítica del Oligoceno a inicios del Mioceno (Barash et al., 2003; Lelikov, 2001; Burikova et al., 2014).

El **sitio 797** se localiza en la Cuenca de Yamato, entre el Alto Yamato y la isla de Honshu (Fig. 29). Este sitio está conformado por estratos gruesos de arenisca de inicios del Mioceno, generados por flujos de gravedad (Shipboard Scientific Party, 1990a; Boggs & Seyedolali, 1992). Las areniscas del sitio 797 presentan una amplia distribución en el diagrama QtFL, comprendiendo los campos de las areniscas feldespato-cuarzo-líticas, feldespato-lítico-cuarzosas, lítico-feldespato-cuarzosas y lítico-feldespáticas ( $L_{90-14\%}F_{59-4\%}Qt_{34-3\%}$ ; Fig. 31a). Estas muestras presentan tanto plagioclasa (95-33% del total de feldespatos) como feldespato potásico (67-5%). El feldespato potásico reportado en estas muestras es sanidino (Boggs & Seyedolali, 1992). Los líticos de este sitio son principalmente volcánicos (100-91% del total de líticos). De acuerdo con lo anterior, se interpretan como fuentes de sedimento de este sitio a las rocas de la margen continental y el Alto de Yamato, con cierta contribución también del arco (Boggs & Seyedolali, 1992).

El **sitio 799** se encuentra al suroeste de la Depresión de Kita-Yamato (Fig. 29). Las areniscas del Sitio 799 forman parte de depósitos turbidíticos del Mioceno inferior (Boggs & Seyedolali, 1992). Las muestras del sitio 799 se encuentran en los campos de las areniscas feldespato-cuarzosas y feldespato-cuarzo-líticas ( $F_{58-39\%}Qt_{47-33\%}L_{23-4\%}$ ; Fig. 31a). Los feldespatos en estas areniscas son plagioclasa (66-38% del total de feldespatos) y feldespato potásico (62-34%). De acuerdo con Boggs & Seyedolali (1992), el feldespato potásico de estas muestras es principalmente ortoclasa y microclina, las cuales presentan, localmente, textura perítica. Los líticos son volcánicos (100-23% del total de líticos), sedimentarios (77-0%) y metamórficos (16-0%). Las fuentes del sitio 799 corresponden con las rocas graníticas del Alto de Yamato y su cubierta sedimentaria (Tamaki, 1988; Boggs & Seyedolali, 1992).

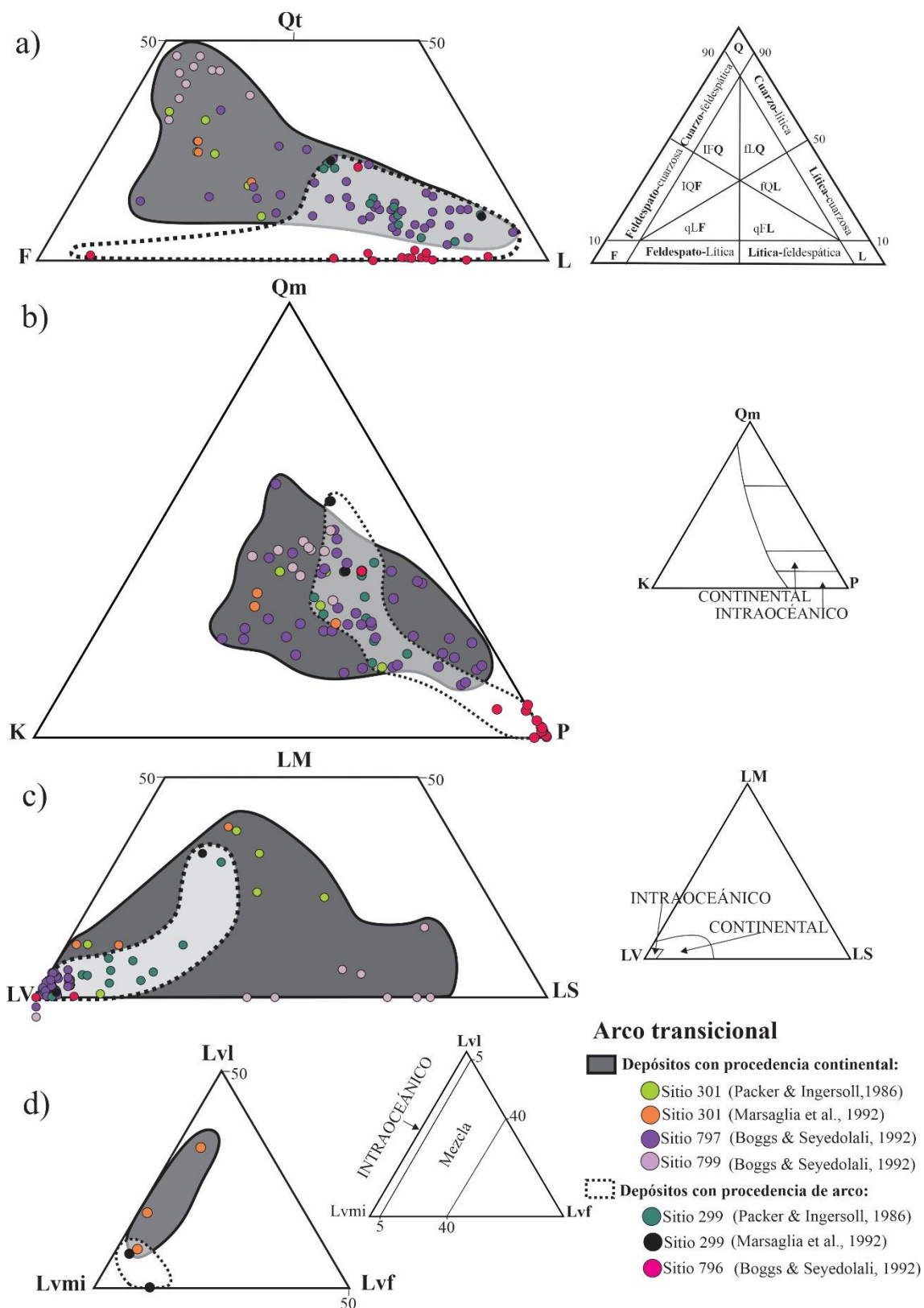


Figura 31. Diagramas ternarios del modelo detrítico de arco transicional. a) Diagrama QtFL. b) Diagrama QmKP. c) Diagrama LMLVLS. d) Diagrama Lvl-Lvmi-Lvf. En la parte derecha de la imagen se grafican los campos de procedencia de arco intraoceánico y continental de Marsaglia & Ingersoll (1992) para los diagramas QmKP, LMLVLS y Lvl-Lvmi-Lvf.

## Depósitos con procedencia del arco

El **sitio 299** se localiza al noreste de la Cuenca de Yamato (Fig. 29). Las areniscas del Mioceno superior y Plioceno-Pleistoceno de este sitio forman parte de depósitos generados por corrientes de turbidez (*Site 299*, 1975). Las muestras del sitio 299 grafican en los campos de las areniscas lítico-feldespato-cuarzosas, lítico-feldespáticas y lítico-cuarzosas ( $L_{82-46\%}F_{33-8\%}Qt_{23-4\%}$ , Fig. 31a). El grupo de los feldespatos en estas muestras está conformado por plagioclasa y feldespato potásico, no obstante, la abundancia de forma individual de estos minerales no se encuentra disponible. Los líticos son predominantemente volcánicos (96-51% del total de líticos; Fig. 31c), aunque algunas muestras presentan también concentraciones menores de líticos metamórficos (33-1%) y sedimentarios (23-3%). El grupo de los líticos volcánicos se compone por líticos microlíticos (89-63%), felsíticos (11-3%) y *lathwork* (8-0%). Marsaglia et al. (1992) sugieren que este sitio ha recibido aportaciones detríticas de las rocas volcánicas del arco y, en menor medida, de su basamento Paleozoico-Mesozoico.

El **sitio 796** se localiza al suroeste de la isla de Hokkaido, en la Cuenca de Japón (Fig. 29). Las muestras de este sitio corresponden con estratos delgados de arenisca de mediados a finales del Mioceno, las cuales forman parte de depósitos piroclásticos retrabajados por flujos de gravedad (Shipboard Scientific Party, 1990b; Boggs & Seyedolali, 1992). Las areniscas de este sitio grafican principalmente en el campo de las areniscas lítico-feldespáticas ( $F_{89-11\%}L_{88-10\%}Qt_{26-0\%}$ ; Fig. 31a). El feldespato dominante en estas muestras es la plagioclasa (100-73% del total de feldespatos; Fig. 31b). Los líticos son predominantemente volcánicos (100-94% del total de líticos), con una cantidad subordinada de líticos sedimentarios (6-0%). Las rocas volcánicas del arco al suroeste de la isla de Hokkaido representan las fuentes principales de sedimento del sitio 796 (Boggs & Seyedolali, 1992). En general, el grupo de depósitos con procedencia principal del arco de la cuenca del Mar de Japón grafican en los campos de arco intraoceánico y continental de los diagramas QmKP y LMLVLS de Marsaglia & Ingersoll (1992).



### 7.3 Cuencas de tras-arco asociadas a un arco continental

Las cuencas de tras-arco asociadas a un arco continental que se toman como modelo de referencia en este trabajo son la Cuenca Liguro-Provenzal y la Cuenca del Mar Tirreno, en la zona occidental del Mar Mediterráneo (Fig. 32). La formación de estas cuencas se asocia con la zona de subducción de Calabria, ubicada al sur de Italia, entre Calabria y el Mar Jónico (Fig. 32). A lo largo de esta zona de subducción, la placa Adriática, una microplaca que se mueve de manera relativamente coherente con la placa Africana, se hunde por debajo de la placa Euroasiática (Fig. 32; Le Breton et al., 2017). En la actualidad, el arco volcánico activo asociado con esta zona de subducción se compone principalmente por las Islas Eolias, cuya actividad comenzó hace ~1.7-1.5 Ma y continua actualmente en algunos centros volcánicos (e.g. Estrómboli; Sartori, 2003).

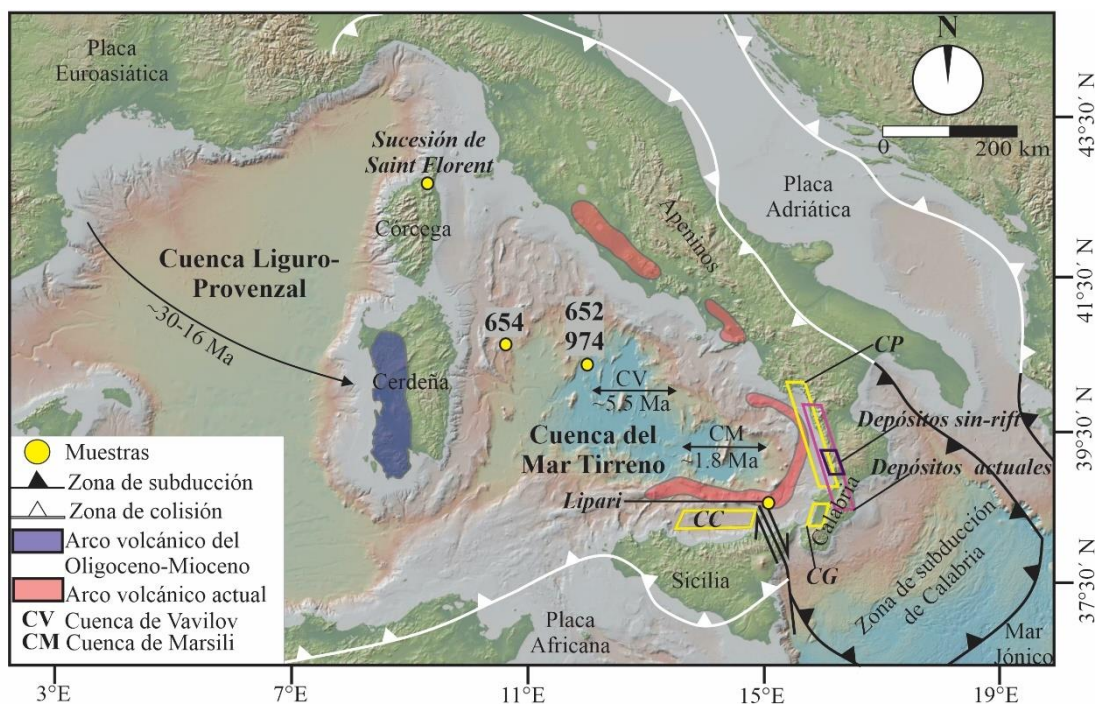


Figura 32. Localización de la Cuenca Liguro-Provenzal y la Cuenca del Mar Tirreno. En donde CP= Cuenca de Paola, CG=Cuenca de Gioia y CC= Cuenca de Cefalú. Límites entre placas tectónicas obtenidos de Chen et al. (2015). Ubicación de cuencas en Calabria y Sicilia obtenida de Pepe et al. (2003) y Raffaele et al. (2006).

En los últimos ~30 Ma, la trinchera de la zona de subducción se ha desplazado ~800 km en dirección sureste, en respuesta a varios episodios de retroceso de la placa en subducción (Fig. 33; Frepoli et al., 1996; Sartori, 2003; Chen et al., 2015). Los eventos de retroceso de la placa subducida han producido períodos de extensión en la placa superior, generando cuencas de tras-arco progresivamente más jóvenes en dirección

sureste (Fig. 33; Rosenbaum et al., 2002; Sartori, 2003; Chen et al., 2015). Las cuencas de tras-arco desarrolladas en este proceso abarcan el área comprendida por el Mar Liguro-Provenzal y el Mar Tirreno (Fig. 32; Chen et al., 2015). Así mismo, en el área de tras-arco al suroeste de Calabria, se formaron cuencas limitadas por fallas del Plioceno y Pleistoceno que representan depresiones sin-*rift* asociadas con la apertura del Mar Tirreno (e.g. Cuenca Paola y Cuenca Gioia; Sartori, 1990; Critelli, 1999).

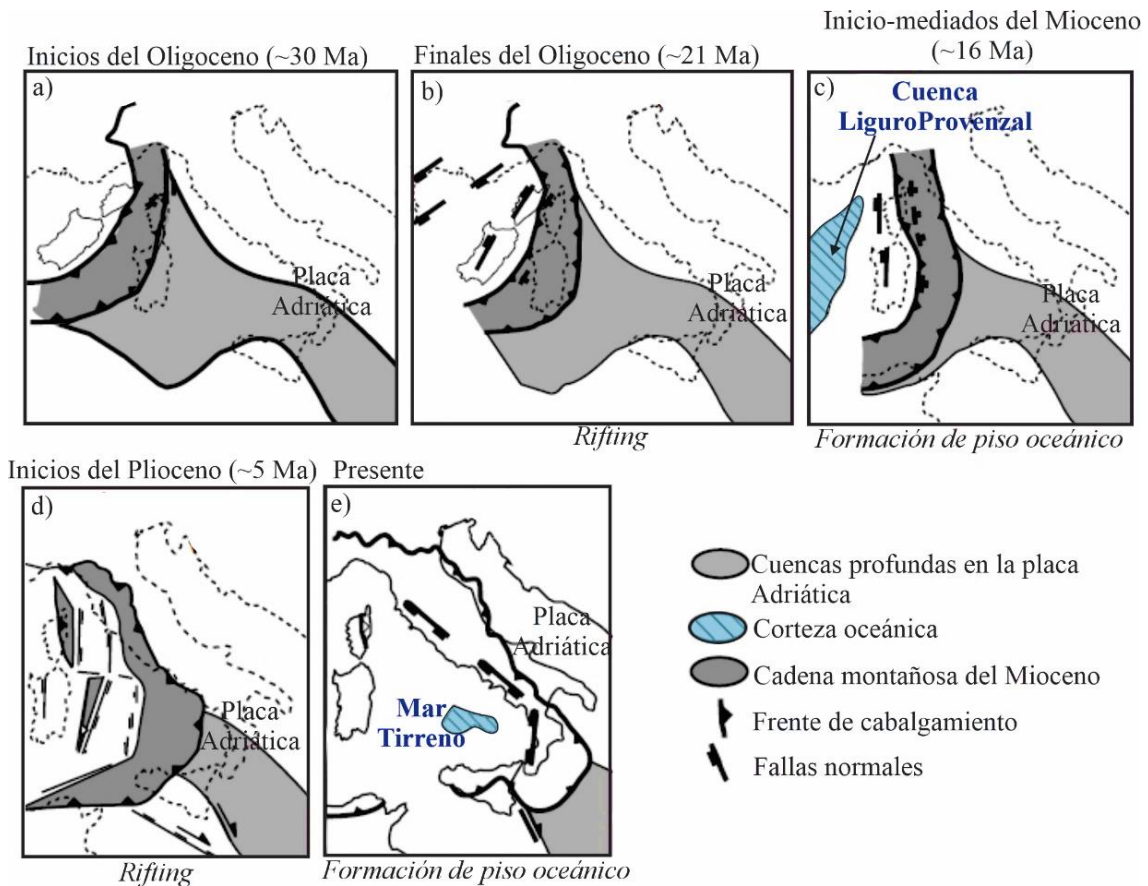


Figura 33. Evolución paleogeográfica de la zona occidental del Mar Mediterráneo. Modificado de Faccenna (2001).

El primer evento de desarrollo de cuenca de tras-arco en la zona occidental del Mar Mediterráneo separó varios bloques de corteza continental de la zona sureste de la placa europea (Vigliotti & Langenheim, 1995; Sartori, 2003). Uno de estos bloques corresponde con el bloque de Córcega-Cerdeña, cuyo movimiento generó la formación de la Cuenca Liguro-Provenzal (Fig. 33; Cavazza et al., 2007). El *rifting* que inició la apertura de esta cuenca comenzó en el Oligoceno (~30 Ma), y el *drifting* de tras-arco tuvo lugar en el Oligoceno-Mioceno (~22 a 15 Ma; Malinverno & Ryan, 1986; Ferrandini et al., 2003; Sartori, 2003; Cavazza et al., 2007). Durante la apertura de la Cuenca Liguro-

Provenzal, el bloque de Córcega-Cerdeña funcionó como un arco volcánico (Sartori, 2003; Cavazza et al., 2007).

Posteriormente, a finales del Mioceno (~10 Ma), la extensión se desplazó al este de Cerdeña, marcando el inicio de la apertura del Mar Tirreno (Fig. 33; Kastens & Mascle, 1990; Sartori, 2003; Cavazza et al., 2007; Malinverno, 2012). La mayor parte de la Cuenca del Mar Tirreno presenta todavía un basamento continental adelgazado (Chen et al., 2015). Solamente en la parte sur ha ocurrido el desarrollo de piso oceánico, formando las fosas de Vavilov (~5.5 Ma) y Marsili (~1.8 Ma; Fig. 32; Sartori, 2003; Rosenbaum & Lister, 2004; Chen et al., 2015). Otras cuencas menores asociadas con el *rifting* del Mar Tirreno son la Cuenca de Paola, Cuenca Gioia y Cuenca Cefalú, ubicadas en Calabria y Sicilia (Fig.32; Barone et al., 1982; Sartori, 2003).

### 7.3.1 Cuenca Liguro-Provenzal

#### Depósitos adyacentes al arco

En el norte de la isla de Córcega, se expone la sucesión de Saint Florent, una sucesión del Burdigaliano-Langhiano resultado de la última fase de apertura de la Cuenca Liguro-Provenzal (Fig. 32; Fellin et al., 2005; Cavazza et al., 2007). Esta sucesión se compone por depósitos de ambientes aluviales y fluviales, que cambian progresivamente a ambientes marinos profundos (Ferrandini et al., 1998; Cavazza et al., 2007).

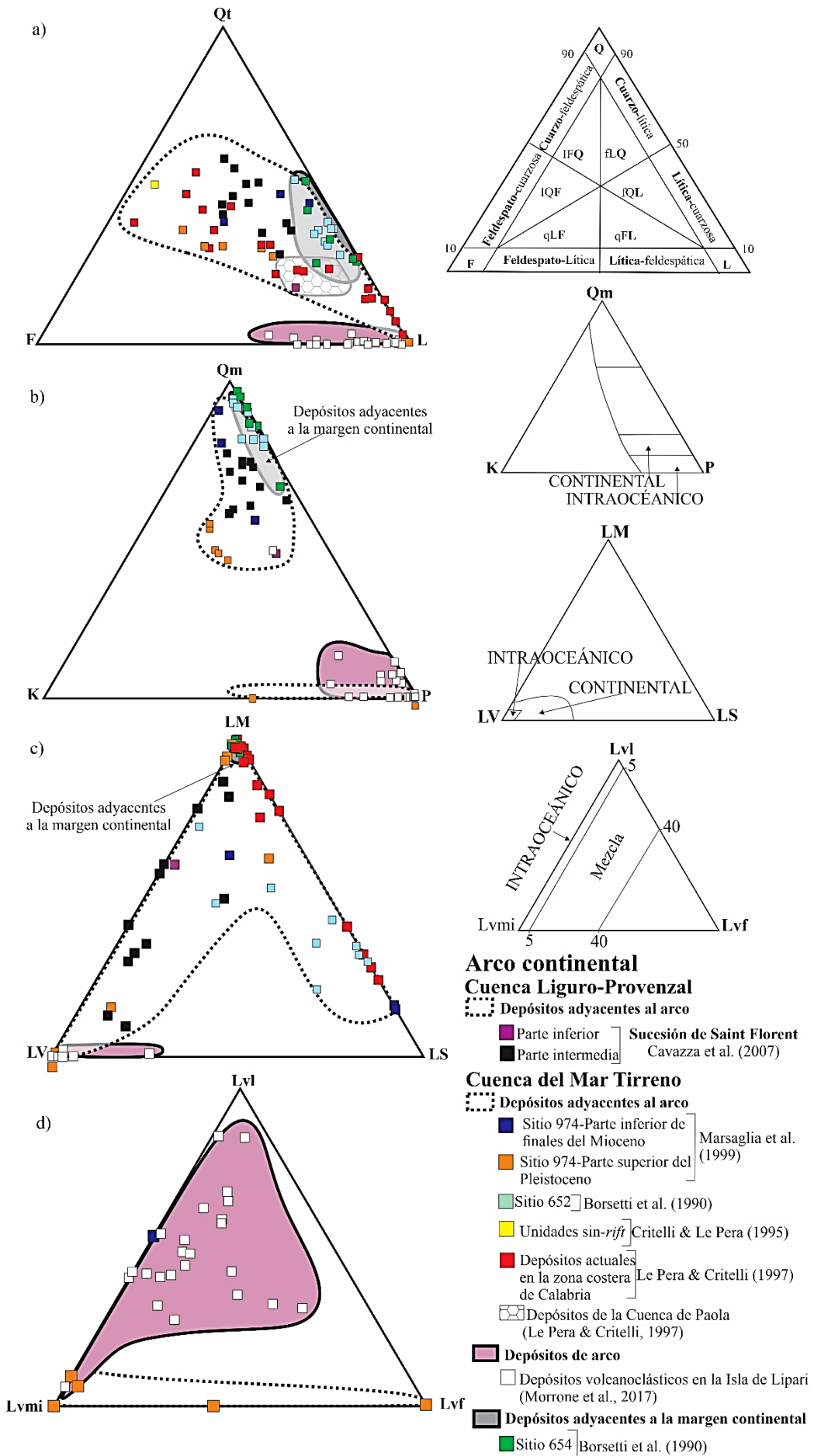
Una muestra representativa de inicios del Burdigaliano en la **parte inferior de la sucesión de Saint Florent** presenta una composición de arenisca lítico-feldespatocuarzosas ( $L_{61}F_{21}Qt_{18}$ ; Fig. 34a). Esta muestra contiene plagioclasa (72% del total de feldespatos) y feldespato potásico (28%). Los líticos son metamórficos (58% del total de líticos), volcánicos (38%) y sedimentarios (4%). Los líticos metamórficos corresponden con fragmentos de filita y esquisto de albita-epidota (Cavazza et al., 2007). De acuerdo con Cavazza et al. (2007), los líticos volcánicos son principalmente de composición félsica. Otro componente de esta muestra son los líticos ultramáficos de serpentinita (Cavazza et al., 2007). Los líticos sedimentarios corresponden con fragmentos de limolita y pedernal (Cavazza et al., 2007). Con base en su composición, estos depósitos se han interpretado como el producto de la erosión del basamento del arco oligocénico, compuesto por napas tectónicas alpinas, el orógeno Hercínico y rocas volcánicas félsicas del Pérmico (Durand-Delga, 1984; Cavazza et al., 2007). No se excluye que parte de los

líticos volcánicos puedan proceder de los edificios volcánicos del arco oligocénico; sin embargo, estos no parecen ser la fuente principal del detrito.

Las areniscas del Burdigaliano al Langhiano en la **parte intermedia** de esta sucesión presentan la composición de areniscas cuarzo-lítico-feldespáticas y lítico-cuarzo-feldespáticas ( $Qt_{59-29\%}L_{50-21\%}F_{30-14\%}$ ; Fig. 34a). El grupo de los feldespatos se compone por plagioclasa (89-43% del total de feldespatos) y feldespato potásico (57-11%; Fig. 34b). El grupo de los líticos está conformado por líticos metamórficos (88-10% del total de líticos), volcánicos (78-10%) y sedimentarios (21-0%; Fig. 34c). Los líticos metamórficos de estas muestras corresponden con pedazos de esquisto de albita-epidota, filita y esquisto de clorita (Cavazza et al., 2007). Los líticos volcánicos son principalmente de composición félsica, aunque también se observan algunos líticos máficos (Cavazza et al., 2007). Los líticos sedimentarios son de lutita, limolita y pedernal (Cavazza et al., 2007). Al igual que las muestras de la parte inferior de la sucesión de Saint Florent, los sedimentos de estas muestras son derivados del basamento del arco del Oligoceno, compuesto principalmente por rocas de los orógenos Hercínico y Alpino, así como rocas volcánicas félsicas del Pérmico (Cavazza et al., 2007). También en este caso, no se excluye que parte de los líticos volcánicos puedan proceder de los edificios volcánicos del arco oligocénico; sin embargo, estos no muestran ser la fuente principal de detrito.

---

Figura 34. Diagramas ternarios del modelo detrítico de arco continental. a) Diagrama QtFL. b) Diagrama QmKP. c) Diagrama LMLVLS. d) Diagrama Lvl-Lvmi-Lvf. En la parte derecha de la imagen se grafican los campos de procedencia de arco intraoceánico y continental de Marsaglia & Ingersoll (1992) para los diagramas QmKP, LMLVLS y Lvl-Lvmi-Lvf.



### 7.3.2 Cuenca del Mar Tirreno

#### Depósitos adyacentes a la margen continental

El **sitio 654** se ubica en la margen continental adelgazada al este de Cerdeña (Fig. 32). Los depósitos de finales del Tortoniano a inicios del Mesiniano inferior en este sitio corresponden con una unidad *sin-rift* compuesta por brechas, conglomerados y lodolitas depositados en un abanico aluvial (Kastens et al., 1988). Esta unidad es cubierta por una sucesión transgresiva relacionada con la subsidencia de la corteza continental durante el *rifting* del Mar Tirreno (Kastens et al., 1988). Las muestras del sitio 654 corresponden con areniscas lítico-cuarzosas y cuarzo-líticas ( $L_{72-46\%}Qt_{52-25\%}F_{12-2\%}$ ; Fig. 34a). Estas areniscas presentan plagioclasa (100-86% del total de feldespatos) y feldespato potásico (14-0%; Fig. 34b). Los líticos de las areniscas son predominantemente metamórficos (100-96% del total de líticos), con cantidades subordinadas de líticos sedimentarios (3-0%) y volcánicos (2-0%). Las areniscas de este sitio presentan líticos de bajo grado metamórfico, aunque la información de su composición no se encuentra disponible. Borsetti et al. (1990) interpretan que el sedimento que compone estas rocas deriva principalmente de los bloques de corteza continental expuestos en Córcega y Cerdeña, los cuales se componen ampliamente por rocas del orógeno Hercínico.

#### Depósitos adyacentes al arco

El **sitio 652** se localiza cerca del sitio 974, en la zona central del Mar Tirreno (Fig. 32). La sucesión sedimentaria de este sitio está conformada por depósitos *pre-rift*, *sin-rift* y *post-rift* (Borsetti et al., 1990). Las unidades *sin-rift* se componen por turbiditas del Mesiniano, las cuales presentan areniscas lítico-cuarzosas y cuarzo-líticas ( $L_{68-44\%}Qt_{52-28\%}F_{8-2\%}$ ; Borsetti et al., 1990; Fig. 34a). El grupo de los feldespatos se compone por plagioclasa (100-58% del total de feldespatos) y feldespato potásico (42-0%). Los líticos son principalmente metamórficos (73-21%) y sedimentarios (70-4% del total de líticos), con algunos volcánicos (31-0%). De acuerdo con Borsetti et al. (1990), los líticos metamórficos corresponden con fragmentos de roca de bajo grado metamórfico, aunque no se especifica su composición. Los líticos sedimentarios están conformados por pedazos de carbonato (Borsetti et al., 1990). La información respecto a la composición de los líticos volcánicos en este sitio no se encuentra disponible. Las rocas del sitio 652 son interpretadas como el producto de la erosión de bloques continentales que bordean la cuenca hacia el norte (Borsetti et al., 1990).

El **sitio 974** se ubica en la parte central del Mar Tirreno, en el límite de la margen pasiva al este de Cerdeña (Fig. 32). La **parte inferior del sitio 974** está compuesta por depósitos lacustres de finales del Mioceno, los cuales se asocian con el proceso de *rifting* durante la apertura del Mar Tirreno (Comas, et al., 1996; Marsaglia et al., 1999). Estos depósitos presentan areniscas que grafican en los campos de las areniscas cuarzo-lito-feldespáticas y lítico-cuarzosas ( $L_{51-31\%}Qt_{47-39\%}F_{30-5\%}$ ; Fig. 34a). El grupo de los feldespatos se compone por feldespato potásico (81-34% del total de feldespatos) y plagioclasa (66-19%). Los líticos son sedimentarios (85-16% del total de líticos), metamórficos (64-15%) y volcánicos (20-0%; Fig. 34c). Los líticos sedimentarios corresponden con fragmentos de lodolita y carbonato (Marsaglia et al., 1999). Los líticos metamórficos son fragmentos de esquisto de mica y esquisto de cuarzo-mica (Marsaglia et al., 1999). Los líticos volcánicos son de tipo *lathwork* (53-0% del total de líticos volcánicos) y microlíticos (47-0%). Otros componentes de estas muestras son los fragmentos faneríticos de granito y gneis (Marsaglia et al., 1999). Marsaglia et al. (1999) identifican como fuente de sedimento de estos depósitos a altos de basamento continental que bordean y se ubican dentro de la cuenca, y que son exhumados por la actividad extensional de tras-arco (Sartori et al., 1987; Marsaglia et al., 1999).

La **parte superior del sitio 974** se compone por depósitos volcanclásticos removidos del Pleistoceno (Comas, et al., 1996; Marsaglia et al., 1999). Las areniscas de esta sección del sitio 974 presentan la composición de areniscas líticas, lítico-cuarzo-feldespáticas, feldespato-lítico-cuarzosas y feldespato-cuarzo-líticas ( $L_{100-21\%}F_{43-0\%}Qt_{36-0\%}$ ; Fig. 34a). Estas muestras presentan plagioclasa (100-0% del total de feldespatos) y feldespato potásico (63-0%). Los líticos son volcánicos (100-1% del total de líticos), metamórficos (99-0%) y sedimentarios (27-0%). Los líticos volcánicos son principalmente microlíticos (100-0% del total de líticos volcánicos) y felsíticos (100-0%), con algunos de tipo *lathwork* (9-0%; Fig. 34d). Los líticos metamórficos se componen por fragmentos de tectonita de cuarzo-mica y de cuarzo-feldespato-mica (Marsaglia et al., 1999). Los líticos sedimentarios corresponden con fragmentos de argilita y caliza (Marsaglia et al., 1999). Con base en su composición, se infiere que estas rocas se hayan derivado, muy probablemente, del arco del Plioceno-Pleistoceno en el centro de Italia, y de su basamento continental metamórfico y sedimentario (Vaney & Gennesseaux, 1985; Bellotti et al., 1995; Marsaglia et al., 1999).

En el noreste de Calabria, sucesiones sedimentarias derivadas de la zona de arco están compuestas por depósitos clásticos fluviales y deltaicos de finales del Tortoniano al Mesiniano (Fig. 32; Borsetti, et al., 1990; Patacca et al., 1990; Critelli & Le Pera, 1995). Las areniscas de estos depósitos presentan la composición de una arenisca cuarzo-feldespática ( $Qt_{50\%}F_{43\%}L_{7\%}$ ; Fig. 34a). Información más detallada de la composición modal de estos depósitos no se encuentra disponible. De acuerdo con Critelli & Le Pera (1995), estas muestras fueron alimentadas principalmente por el basamento del arco, el cual está compuesto por rocas cristalinas expuestas al noreste de Calabria.

Los depósitos actuales en la zona costera del oeste de Calabria (Fig. 32) presentan una amplia distribución en el diagrama QtFL (Fig. 34a). Estas muestras grafican en el campo de las areniscas líticas, lítico-cuarzosas, lítico-cuarzo-feldespáticas, feldespato-cuarzosas, cuarzo-lítico-feldespáticas y cuarzo-feldespato-líticas ( $L_{97-1\%}F_{71-0\%}Qt_{54-3\%}$ ; Fig. 34a). El grupo de los feldespatos se compone por plagioclasa y feldespato, aunque la información de su abundancia individualmente no se encuentra disponible. Los líticos son metamórficos (100-0% del total de líticos; Fig. 34c), sedimentarios (76-0%) y, de forma subordinada, volcánicos (2-0%). Los líticos metamórficos son de esquisto y filita (Le Pera & Critelli, 1997). Los líticos sedimentarios corresponden con fragmentos de dolomita, caliza y rocas siliciclásticas (Le Pera & Critelli, 1997). La información respecto al tipo de líticos volcánicos no se encuentra disponible. De acuerdo con Le Pera & Critelli (1997), otro componente importante de estas muestras son los fragmentos faneríticos de gneis. Las rocas de este grupo se interpretan como el resultado de la erosión del basamento del arco expuesto en la zona costera septentrional de Calabria, el cual está compuesto por rocas metamórficas de bajo a alto grado metamórfico, plutónicas y sedimentarias del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno (Le Pera & Critelli, 1997; Calcaterra & Parise, 2010; Olivetti et al., 2012).

La **Cuenca de Paola** es una depresión de *rift* limitada por fallas del Plioceno y Pleistoceno, ubicada al suroeste de Calabria (Fig. 32; Sartori, 1982; 1990; Critelli, 1999). Con base en la información reportada por Le Pera & Critelli (1997), los depósitos turbidíticos de finales del Cuaternario en la Cuenca de Paola grafican en el campo de las areniscas lítico-cuarzo-feldespáticas (Fig. 34a). Estas muestras presentan similitud composicional con los depósitos modernos del oeste de Calabria descritos anteriormente.



En la actualidad, depósitos de arena en la isla de **Lipari** presentan la composición de areniscas líticas y lítico-feldespáticas ( $L_{98-61}\%F_{36-2}\%Qt_{3-0}\%$ ; Fig. 34a). El grupo de los feldespatos se compone por plagioclasa (100-71% del total de feldespatos) y feldespato potásico (29-0%; Fig. 34b). Los líticos son predominantemente volcánicos (100-73% del total de líticos) y, en menor medida, sedimentarios (26-0%). Los líticos volcánicos son de tipo microlíticos (94-7%), *lathwork* (86-6% del total de líticos volcánicos) y felsíticos (51-0%; Fig. 34d). Los líticos sedimentarios son de lutita y carbonato (Morrone et al., 2016). Estas arenas son derivadas de un drenaje local y, por ende, solo son procedentes del relieve volcánico adyacente, el cual forma parte del Arco Eoliano moderno (Fig. 32); estas arenas no presentan ninguna contribución del basamento del arco.

#### 7.4 Margen pasiva de Newfoundland

La margen de Newfoundland es una margen pasiva localizada al este de Canadá (Fig. 35). Durante la fragmentación de Pangea, el *rifting* de la corteza continental generó cuencas de *rift* de finales del Triásico al este de Newfoundland, y el rompimiento de la corteza continental entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Enachescu, 1992; Welford & Hall, 2007). Posteriormente, la fase de *drifting* separó las márgenes de Norteamérica e Iberia, generando la apertura del Océano Atlántico septentrional (Enachescu, 1992; Welford & Hall, 2007).

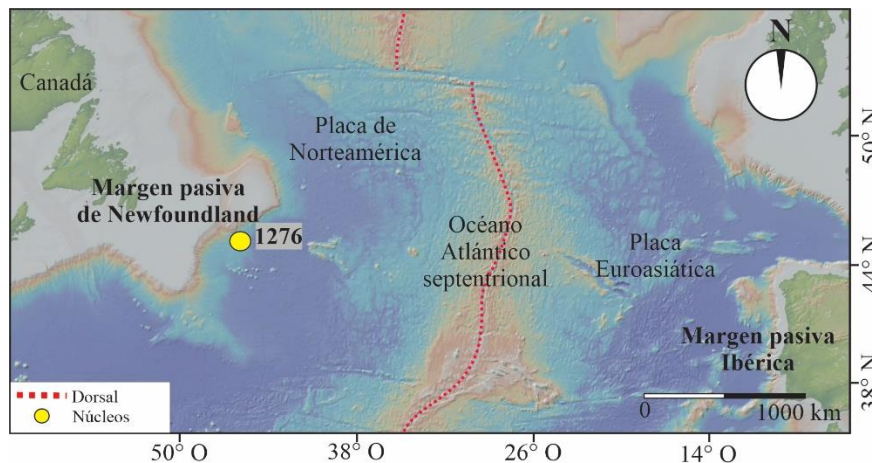


Figura 35. Ubicación de la margen pasiva de Newfoundland, y del sitio 1276 en Marsaglia et al. (2007).

El **sitio 1276** del ODP se ubica en la margen pasiva de Newfoundland (Fig. 35; Tucholke, et al., 2004). Este sitio se compone por una sucesión de finales del Aptiano al Eoceno (Marsaglia et al., 2007). Las areniscas de finales del Cretácico Inferior al Cretácico

Superior en el sitio 1276 grafican, principalmente, en los campos de las areniscas cuarzo-lítico-feldespáticas y cuarzo-feldespato-líticas ( $Qt_{84\%-43\%}F_{37-6\%}L_{29-7\%}$ ; Fig. 36a). El grupo de los feldespatos se compone por plagioclasa (100-37% del total de feldespatos) y feldespato potásico (63-0%). Los líticos son principalmente sedimentarios (76-36%) y metamórficos (64-17%; Fig. 36c), aunque también presentan algunos volcánicos (12-0%). Los líticos sedimentarios son de lutita, pedernal y calcáreos, y los metamórficos de esquisto de cuarzo-mica, esquisto de mica, esquisto de cuarzo-feldespato-mica y filita (Marsaglia et al., 2007). Los líticos de estas muestras son principalmente microlíticos, aunque también se observan vítreos, *lathwork* y felsíticos (Marsaglia et al., 2007). De acuerdo con Marsaglia et al. (2007), la principal fuente de sedimento de estas muestras son rocas sedimentarias, metasedimentarias e ígneas del Paleozoico y Precámbrico del cratón norteamericano, así como sus cubiertas sedimentarias (Grant & McAlpine, 1990; Marsaglia et al., 2007).

Las muestras del Paleoceno y Eoceno corresponden con areniscas líticas, lítico-cuarzosas, lítico-cuarzo-feldespáticas y cuarzo-lítico-feldespáticas ( $L_{83-37\%}Qt_{47-8\%}F_{26-8\%}$ ; Fig. 36a). Los feldespatos son plagioclasa (70-50% del total de feldespatos) y feldespato potásico (50-30%). Los líticos son predominantemente sedimentarios (94-59%), con poco contenido de metamórficos (22-2%) y volcánicos (18-0%). Estas areniscas presentan componentes siliciclásticos similares a los de las areniscas del Cretácico; sin embargo, los componentes siliciclásticos se encuentran subordinados con respecto a líticos de rocas calcáreas que proceden de rocas carbonatadas desarrolladas sobre la plataforma al noroeste del sitio 1276 (Marsaglia et al., 2007).

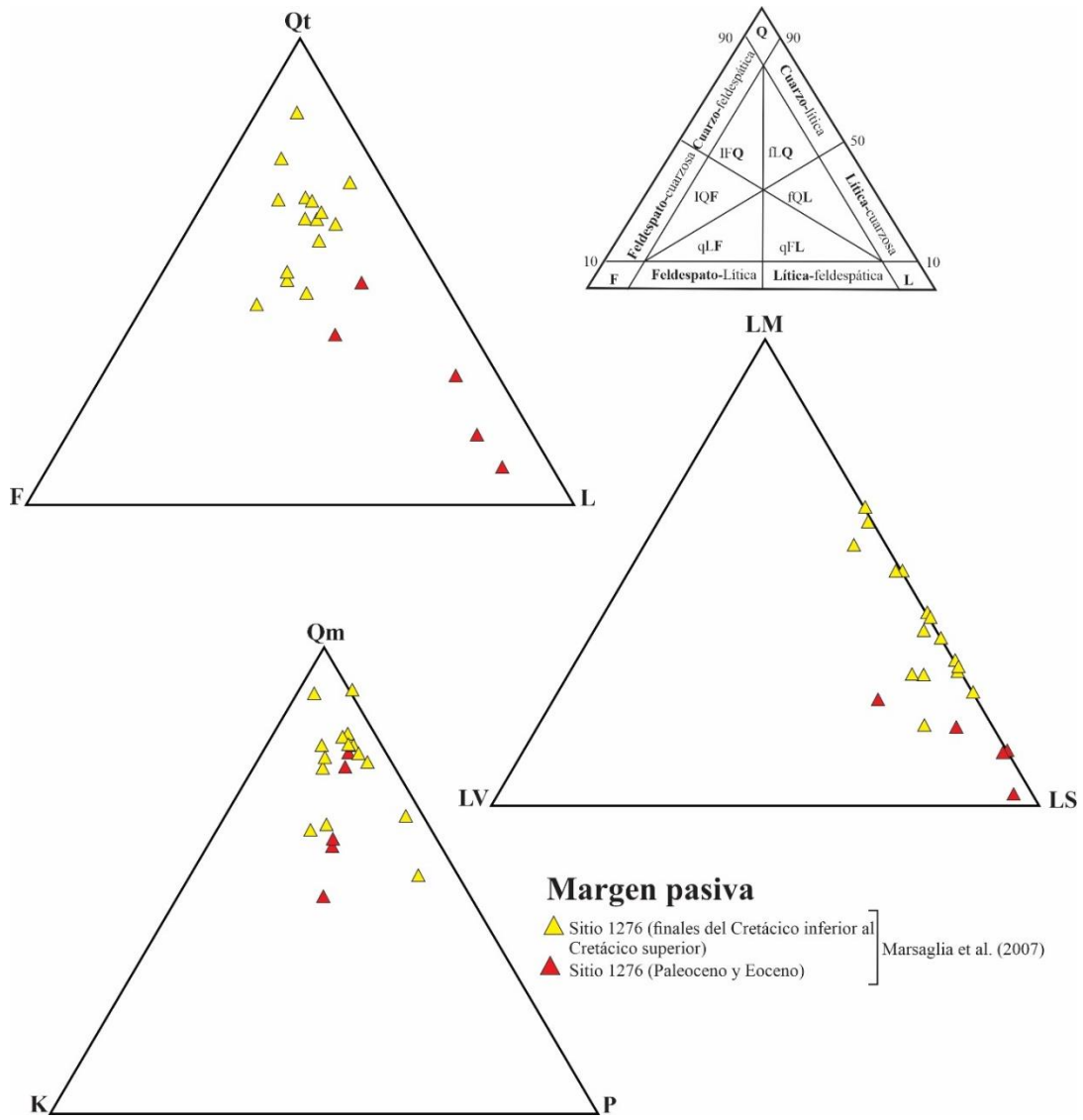


Figura 36. Diagramas ternarios del modelo detrítico de margen pasiva. a) Diagrama QtFL. b) Diagrama QmKP. c) Diagrama LMLVLS. d) Diagrama Lvl-Lvmi-Lvf.

## Capítulo 8. Discusión

En la primera sección de este capítulo se discuten las modas detríticas de la Cuenca de Arperos; en la segunda, las de las cuencas de tras-arco modernas analizadas en este trabajo. Finalmente, en la tercera sección, se analizan las similitudes y diferencias entre la Cuenca de Arperos y las cuencas modernas, para determinar, en caso de que exista, cual podría ser el análogo moderno de la Cuenca de Arperos y contribuir al debate sobre la naturaleza del arco del Terreno Guerrero.

### 8.1 Modas detríticas de los depósitos de la Cuenca de Arperos

Con base en los resultados del análisis petrográfico realizado en este estudio y los datos disponibles en la literatura, es posible reconocer dentro de la Cuenca de Arperos dos grupos de depósitos con procedencia diferente. El **primer grupo** se compone por petrofacies cuarzo-líticas ( $Qt_{94-31\%} L_{69-0\%} F_{30-0\%}$ ), derivadas predominantemente de la erosión de rocas sedimentarias y metasedimentarias de bajo grado ricas en cuarzo y, en menor medida, rocas metamórficas cuarzo-feldespáticas de alto grado, granitoides y rocas volcánicas félsicas. El **segundo grupo** está representado por petrofacies feldespato-líticas ( $F_{62-37\%} L_{39-12\%} Qt_{35-20\%}$ ), procedentes principalmente de la erosión de rocas volcánicas y, en menor proporción, rocas sedimentarias y metasedimentarias de bajo grado ricas en cuarzo.

#### Grupo 1: Petrofacies cuarzo-líticas

El Grupo 1 se compone por las formaciones La Pimienta, Esperanza, Sierra de los Cuarzos y el Conjunto Santo Tomás-Tejupilco. Las unidades de este grupo representan el registro estratigráfico de abanicos submarinos localizados en la margen oriental de la Cuenca de Arperos, la cual se encontraba adyacente al núcleo continental. Estos depósitos se caracterizan por una firma de circones detríticos con edades de ~210-300 Ma, ~450-700 Ma y ~900-1650 Ma (Martini et al., 2011; 2012; 2014; Palacios-García & Martini, 2014). Con base en su composición y edades de circones detríticos, es posible sugerir, como lo hicieron varios autores previos (e.g. Martini et al., 2011; 2012; 2014; Palacios & Martini, 2014), que el detrítico de estas rocas fue derivado de un conjunto complejo de rocas fuente, todas ubicadas en el lado de la cuenca adyacente al núcleo continental.

La fuente dominante del Grupo 1 es representada por rocas sedimentarias y metasedimentarias de bajo grado ricas en cuarzo. Esta fuente es indicada por la presencia

de líticos sedimentarios de lutita y limolita, y líticos metafelsíticos/metapsamíticos con paragénesis y estructuras típicas de la facies de sub-esquistos verde y esquistos verde. La composición de estos depósitos en conjunto con grupos de edades de circones detríticos en ~210-300 Ma, ~450-700 Ma y ~900-1250 Ma (Figs. 37 y 38; Centeno-García et al., 2003; Talavera-Mendoza et al., 2007; Ortega-Flores, 2017) permiten plantear como fuente de detrito de los líticos sedimentarios a las rocas turbidíticas depositadas en el margen occidental de México durante el Triásico Tardío (Abanico Potosí y Tolimán; Barboza-Gudiño et al., 2010; Ortega-Flores, 2017); y como fuente de los líticos metafelsíticos/metapsamíticos a las metaturbiditas triásicas del Complejo Arteaga.

Adicionalmente a los líticos sedimentarios y metasedimentarios, las muestras del Grupo 1 presentan fragmentos de roca faneríticos ricos en cuarzo. Estos fragmentos faneríticos contienen evidencias de deformación y recristalización en condiciones de alto grado metamórfico como, por ejemplo, las estructuras de migración de borde de grano, las cuales indican temperaturas >500°C (Stipp et al., 2002). Además, la textura mesopertítica en varios granos de feldespato potásico propone también una fuente de alto grado metamórfico en facies de granulita. Rocas en facies de granulita han sido descritas para los orto- y paragneises del Complejo Oaxaqueño (e.g. Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Keppie et al., 2003; Martini et al., 2020).

Estas observaciones permiten sugerir que las sucesiones sedimentarias y metasedimentarias de bajo grado del Triásico Superior y, en menor medida, los orto- y paragneises de alto grado metamórfico del Complejo Oaxaqueño que les subyacen, contribuyeron en la génesis de estos depósitos. Esta inferencia es reafirmada por la firma de edades de circones detríticos de estos depósitos, que se caracteriza por poblaciones importantes con edades de ~210-300 Ma, ~450-700 Ma y ~900-1650 Ma (Fig.37; Martini et al., 2011; 2014; Palacios-García & Martini, 2014). Estas poblaciones son las mismas que definen las firmas de edades de las sucesiones sedimentarias y metasedimentarias del Triásico Superior y del Complejo Oaxaqueño (Martini et al., 2009; Barboza-Gudiño et al., 2010; Ortega-Gutiérrez et al., 2018; Martini et al., 2020).

Ciertas muestras analizadas en el Grupo 1 también contienen líticos volcánicos felsíticos, los cuales localmente pueden alcanzar una abundancia importante, como en el caso del Conjunto Santo Tomás-Tejupilco. Estos fragmentos pueden proceder tanto de la provincia magmática Nazas del Jurásico Inferior y Medio, que está compuesta en gran

medida por rocas volcánicas félsicas (e.g. Ortega-Flores et al., 2015), como de las rocas volcánicas félsicas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior que se emplazaron en los bordes de la Cuenca de Arperos durante su apertura (Mortensen et al., 2008; Martini et al., 2011). La presencia en algunas muestras de poblaciones de circones con edades de ~200-164 Ma y ~150-130 Ma (Martini et al., 2011; 2012; 2014; Palacios & Martini, 2014) confirman esta hipótesis.

En síntesis, los depósitos emplazados en el lado oriental de la Cuenca de Arperos muestran una procedencia de rocas con influencia del dominio continental adyacente, lo cual confirma lo reportado en algunos trabajos previos (Martini et al., 2011; 2012; 2014; Palacios & Martini, 2014).

### **Grupo 2: Petrofacies feldespato-lítica**

El Grupo 2 está formado por las formaciones Cuestecitas, Arperos, Arcelia y el Complejo volcanosedimentario Las Pilas. Las unidades del Grupo 2 son interpretadas como el registro estratigráfico de abanicos submarinos emplazados en la margen occidental de la Cuenca de Arperos, misma que era adyacente al arco volcánico del Terreno Guerrero.

La composición de estas rocas sugiere claramente que la fuente principal que alimentó estos depósitos fue una provincia volcánica compuesta por rocas tanto máficas, como intermedias y félsicas, así como lo documenta la gran variedad de líticos volcánicos presentes (vítreos, *lathwork*, microlíticos y felsíticos). Al igual que las rocas del Grupo 1, las rocas del Grupo 2 presentan algunos líticos sedimentarios y metasedimentarios de bajo grado ricos en cuarzo. Sin embargo, en el Grupo 2, estos fragmentos son subordinados. Una diferencia importante con respecto al Grupo 1 es la ausencia de fragmentos metamórficos de alto grado en las rocas del Grupo 2. Los datos disponibles proponen que los depósitos de este grupo fueron alimentados principalmente por el arco del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del Terreno Guerrero (Fig. 39) y, en menor proporción, por rocas del Triásico Superior de su basamento, que se compone por rocas sedimentarias y metasedimentarias del Complejo Arteaga y las otras unidades equivalentes (Ortega-Flores, 2017). Esto corrobora lo sugerido por algunos autores anteriormente (e.g. Martini et al., 2014) y es constatado por las firmas de edades de circones detríticos, las cuales son caracterizadas por una población dominante entre ~160 y 118 Ma (Fig. 39); adicionalmente, estos depósitos contienen algunos circones con edades más antiguas

comprendidas entre el Triásico y el Mesoproterozoico (Talavera-Mendoza et al., 2007; Martini et al., 2011; 2012).

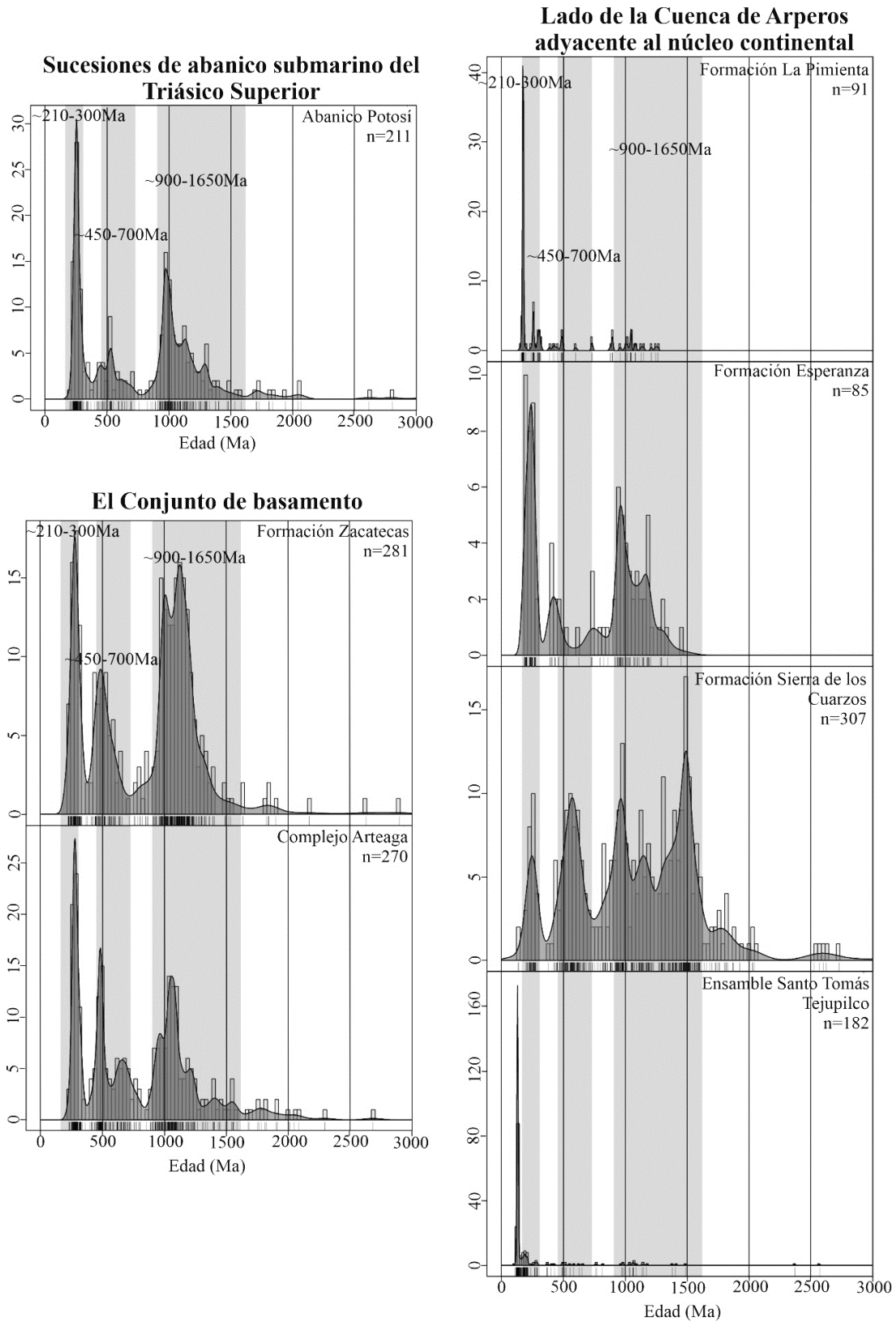


Figura 37. Gráficos de la estimación de densidad Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas

mostrando la distribución estadística de las edades U-Pb en circón en muestras representativas de las sucesiones de abanico submarino del Triásico Superior (Barboza-Gudiño et al., 2010), el conjunto de basamento del Terreno Guerrero (Talavera-Mendoza et al., 2007; Martini et al., 2009; Ortega-Flores et al., 2015) y de los depósitos del lado adyacente al núcleo continental en la Cuenca de Arperos (Martini et al., 2011; Martini et al., 2014; Palacios & Martini, 2014; Ortega-Flores et al., 2015).

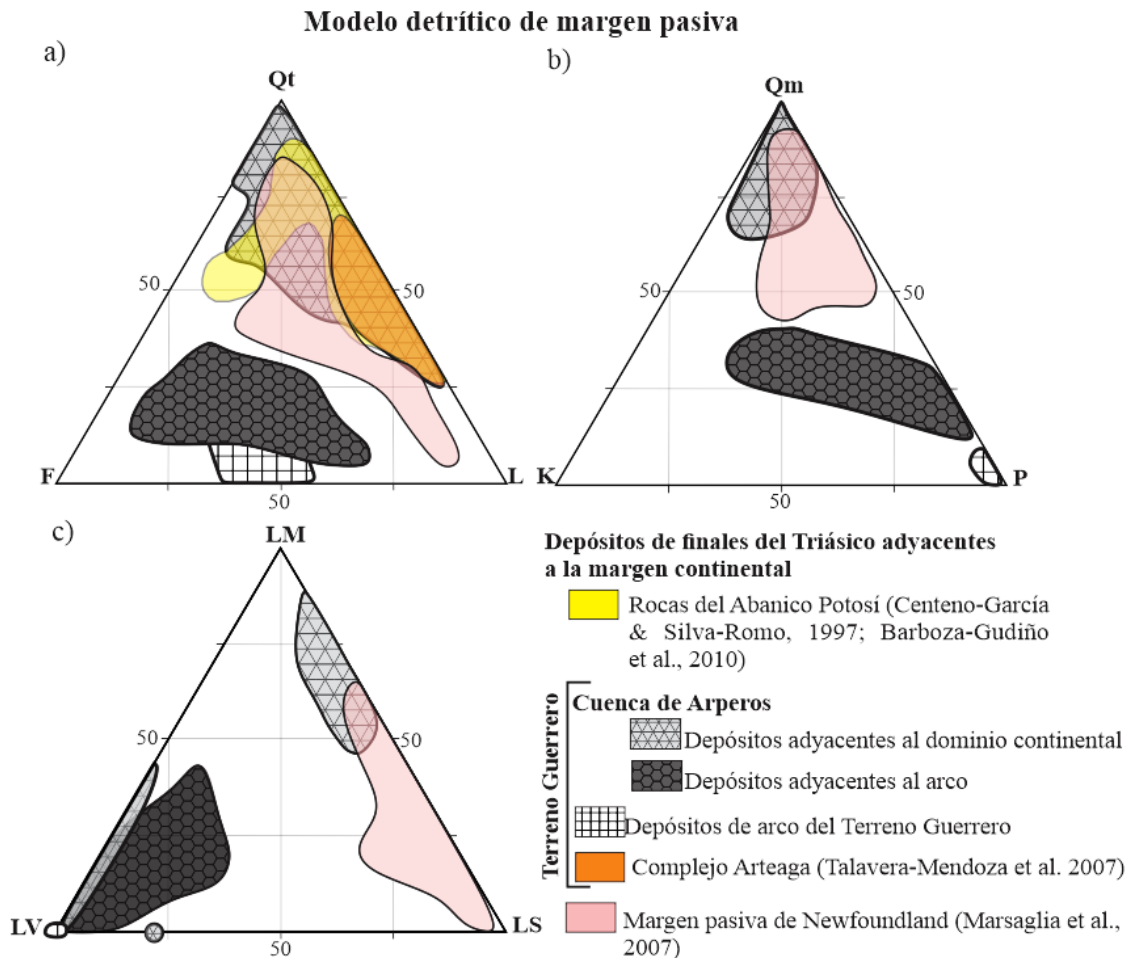


Figura 38. Modelo detrítico de una margen pasiva, y campos composicionales definidos por los depósitos de la Cuenca de Arperos y algunos de los ensambles de arco del Terreno Guerrero.



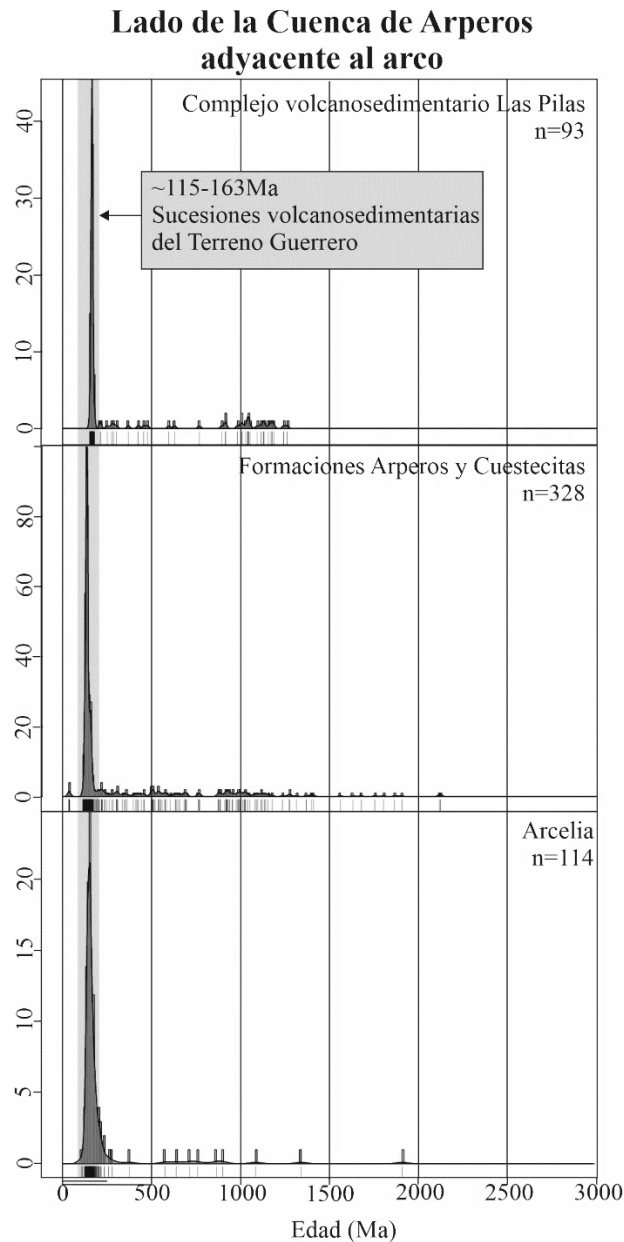


Figura 39. Gráficos Kernel (Vermeesch, 2012) e histogramas que muestran la distribución estadística de las edades U-Pb en circón en muestras representativas del lado contiguo al arco en la Cuenca de Arperos (Talavera-Mendoza et al., 2007; Martini et al., 2011; 2012; Ortega-Flores et al., 2015) y de las rocas volcanosedimentarias del Terreno Guerrero (Talavera-Mendoza et al., 2007).

## 8.2 Modas detríticas de cuencas de tras-arco asociadas con arcos modernos de diferente naturaleza

En esta investigación, se pone de manifiesto que existe una estrecha relación entre la composición de los depósitos de cuencas de tras-arco y la naturaleza del arco al cual se

encuentran asociadas. Así mismo, se establecen posibles modelos de la composición de los depósitos para cada tipo de cuenca de tras-arco.

Las **cuencas de intra-arco y tras-arco relacionadas con un arco intraoceánico** exhiben petrofacies lítico-feldespáticas ( $L_{98-59\%}F_{40-2\%}Qt_{3-0\%}$ ; Fig. 40a), caracterizadas fundamentalmente por la presencia de líticos volcánicos *lathwork* y microlítico, y plagioclasa (Fig. 40b, c y d). La composición de estos depósitos corresponde con los campos de arco intraoceánico de los diagramas ternarios QmKP, LMLVLS y Lvl-Lvmi-Lvf reportados en Marsaglia & Ingersoll (1992). Estos datos exponen claramente que la principal fuente de detrito en un tras-arco intraoceánico es el arco volcánico, mismo que rellena la cuenca con depósitos volcanoclásticos que, típicamente, se emplazan formando abanicos submarinos de gran extensión. Otras fuentes de detrito posibles son la dorsal oceánica que se forma internamente a la cuenca de tras-arco y el arco remanente, como se ha reportado con anterioridad en el modelo de Carey & Sigurdsson (1984). A pesar de ello, estas fuentes son subordinadas, puesto que están sujetas a un rápido sepultamiento por parte de los depósitos pelágicos y los procedentes del arco. Otro resultado previamente reportado por Marsaglia et al. (1992) y observado en este trabajo, es que la evolución composicional de este tipo de cuencas, desde la fase de intra-arco hasta la de tras-arco, permanece bastante homogénea en el tiempo (Fig. 40).

**Modelo detrítico de cuenca de tras-arco asociada a un arco intraoceánico**

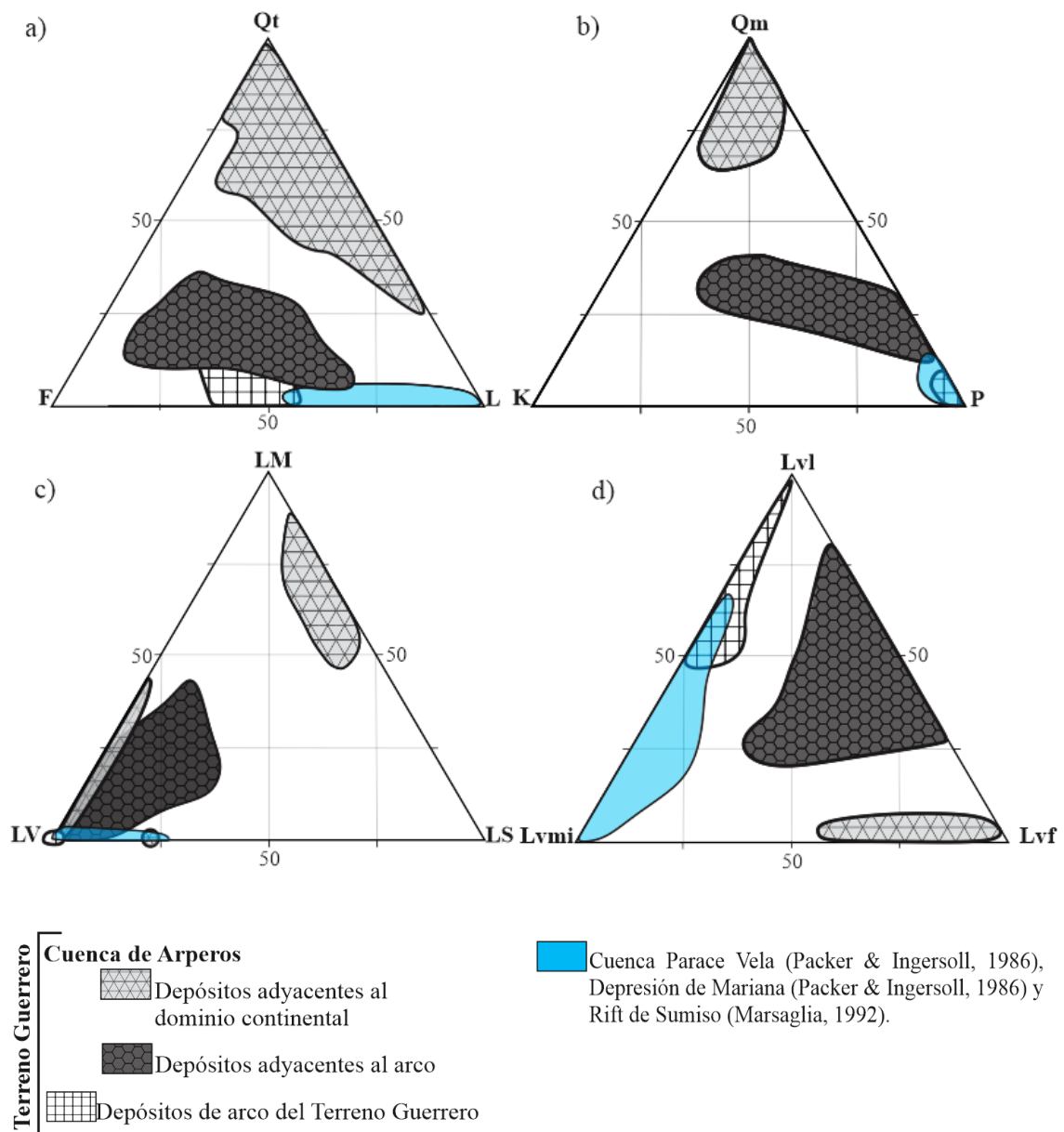


Figura 40. Modelo detrítico de cuenca de tras-arco asociada a un arco intraoceánico, y campos composicionales definidos por los depósitos de la Cuenca de Arperos y algunos de los ensambles de arco del Terreno Guerrero.

A diferencia de las cuencas asociadas con arcos intraoceánicos, las **cuencas de tras-arco relacionadas con arcos continentales** muestran una variación importante en la composición de los depósitos, así como una procedencia compleja (Fig. 41). En efecto, los depósitos emplazados en la margen adyacente al núcleo continental exhiben predominantemente un origen de rocas sedimentarias y metamórficas de diferente grado, denotado por un alto contenido de cuarzo y líticos metamórficos (Fig. 41a y c). La

constitución de estos depósitos depende de la composición y de los niveles de la corteza continental expuestos en cada zona. Por su parte, los depósitos alimentados por el arco exponen claramente clastos de origen volcánico (Fig. 41c), los cuales se derivan de la erosión de los edificios volcánicos superficiales. Aunque, la abundancia de dichos clastos es diluida en proporciones variables por los componentes procedentes del basamento continental del arco, que llegan a ser dominantes en algunas muestras y son expresados por la presencia de un alto contenido de cuarzo, líticos metamórficos y sedimentarios (Fig. 41). Esto es comprensible tomando en cuenta que el cuarzo es un componente detrítico aportado por rocas faneríticas de los niveles más profundos de la corteza y su cubierta sedimentaria, mientras que los líticos son particularmente aportados por los niveles más someros de la corteza, caracterizados por la presencia de sucesiones volcánicas y sedimentarias.

Por lo tanto, el basamento continental representa una fuente principal de detrito de los depósitos emplazados en ambos lados de una cuenca de tras-arco en un ambiente continental. Si bien el arco alimenta los depósitos ubicados en el lado del tras-arco adyacente, su contribución puede ser dominante o subordinada, dependiendo de la cantidad de basamento expuesto en cada zona.

Aunque en cuencas de tras-arco relacionadas con arcos continentales los dos lados de la cuenca exponen una importante similitud composicional debido a la contribución del basamento continental, es posible observar un par de diferencias. Primero, los depósitos adyacentes al arco son más ricos en feldespatos respecto a los de la margen continental (Fig. 41b), lo cual es evidente debido al contenido de feldespatos en las rocas volcánicas. Segundo, los líticos son predominantemente metamórficos en el lado adyacente a la margen continental, mientras que en el lado contiguo al arco son principalmente volcánicos y metamórficos, con algunos sedimentarios (Fig. 41c). Ciertamente, esto resulta de la gran cantidad de rocas metamórficas en la corteza continental. En síntesis, se observa que la fuente de sedimento en ambas márgenes de una cuenca de tras-arco continental es la corteza continental, con una contribución variable del arco restringida a los depósitos adyacentes a éste.

**Modelo detrítico de cuenca de tras-arco asociada a un arco continental**

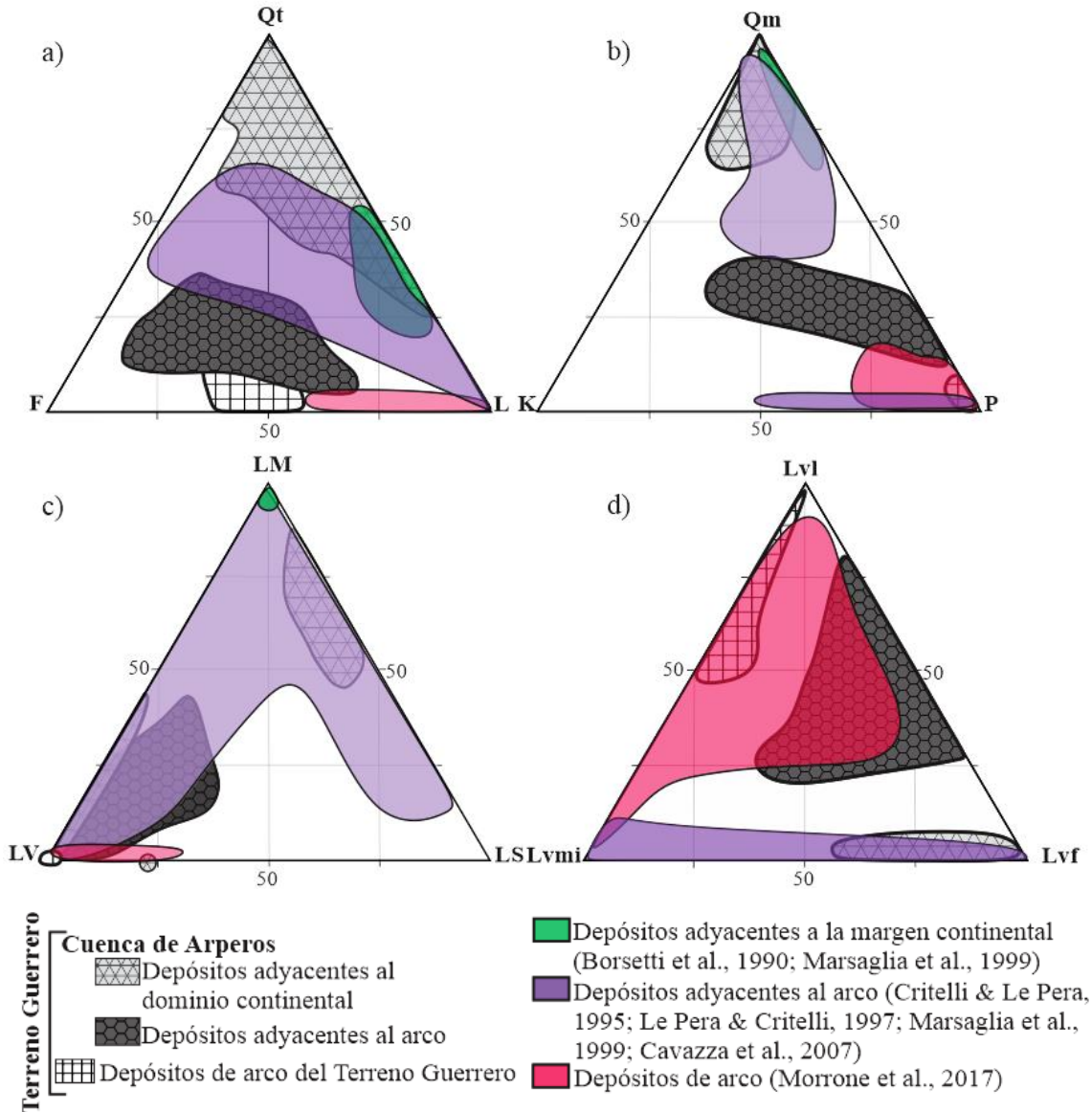


Figura 41. Modelo detrítico de cuenca de tras-arco asociada a un arco continental, y campos composicionales definidos por los depósitos de la Cuenca de Arperos y algunos de los ensambles de arco del Terreno Guerrero.

A diferencia de las cuencas de tras-arco en arcos intraoceánicos y continentales, los depósitos de **cuencas de tras-arco relacionadas con arcos transicionales** presentan una importante variación en la composición de los depósitos (Fig. 42), siendo un lado de la cuenca rico en clastos derivados de la corteza continental, con petrofacies lítico-feldespáticas ( $L_{90-4\%} F_{59-4\%} Qt_{47-3\%}$ ; Fig. 42a), y líticos volcánicos, sedimentarios y metamórficos; y otro lado compuesto por clastos generados por la erosión del arco, con petrofacies lítico feldespáticas ( $L_{88-10\%} F_{89-8\%} Qt_{26-0\%}$ ; Fig. 42a) y abundantes líticos volcánicos (Fig. 42b y c). Los depósitos formados en el lado inmediato al núcleo

continental muestran un origen predominantemente de rocas metamórficas y sedimentarias, que componen la corteza continental, y una contribución de rocas volcánicas. Por otro lado, los depósitos emplazados en el lado contiguo al arco son derivados de los edificios volcánicos y, en menor cantidad, de su basamento constituido por un complejo de acreción.

**Modelo detrítico de cuenca de tras-arco asociada a un arco transicional**

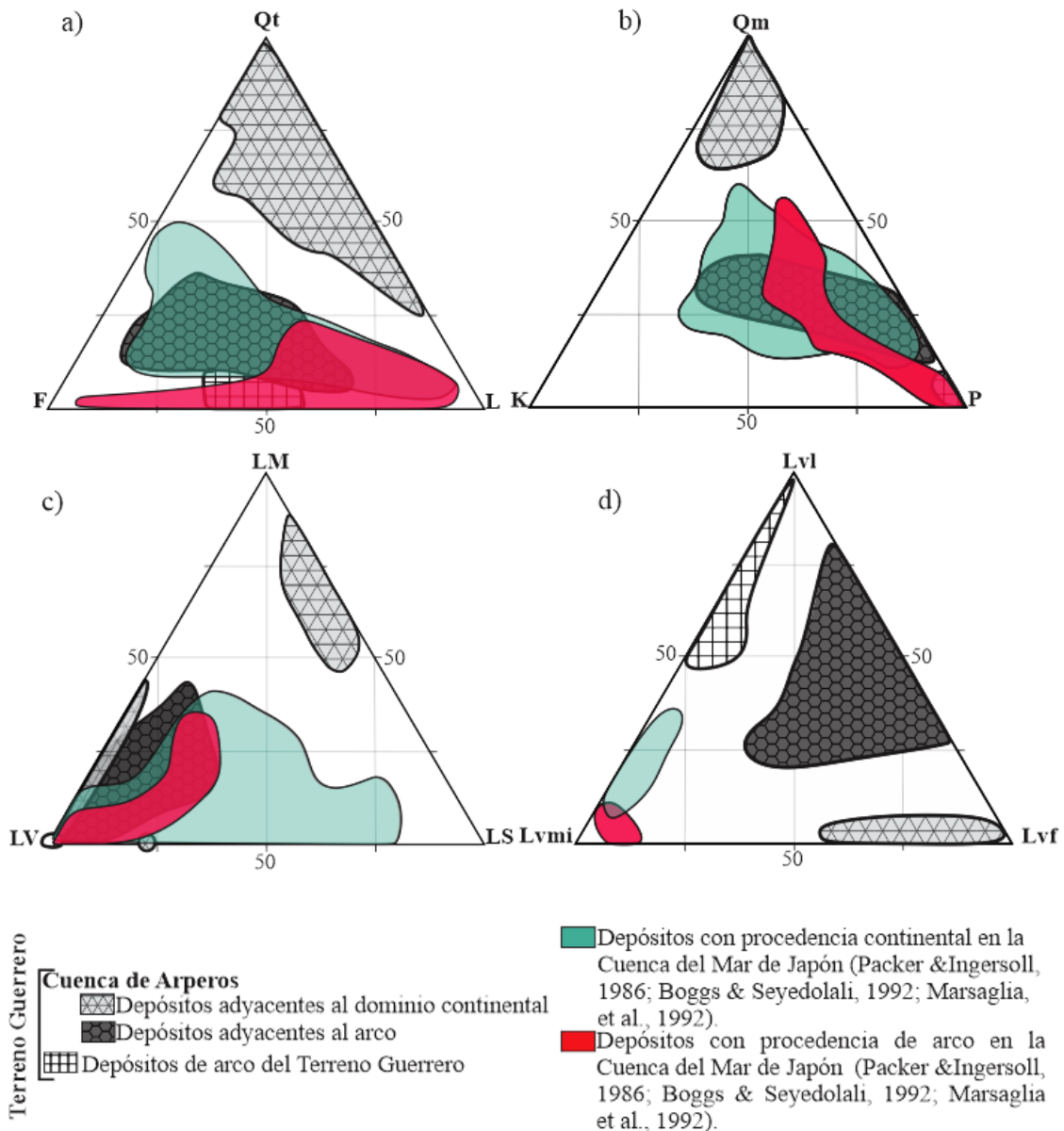


Figura 42. Modelo detrítico de cuenca de tras-arco asociada a un arco transicional, y campos composicionales definidos por los depósitos de la Cuenca de Arperos y algunos de los ensambles de arco del Terreno Guerrero.

### **8.3 Discusión de los modelos paleogeográficos del Terreno Guerrero**

#### **Modelos de arco exótico**

Algunos de los modelos paleogeográficos propuestos hasta la fecha consideran que el arco del Terreno Guerrero formaba parte de un arco exótico desarrollado sobre la placa de Farallón (e.g. Lapierre et al. 1992; Tardy et al. 1994; Freydier et al., 1996, Ortíz-Hernández et al., 2003). En estos modelos, la Cuenca de Arperos representa una cuenca marginal integrada por dos lados opuestos, uno constituido por un margen pasivo contiguo al núcleo continental y compuesto por turbiditas ricas en cuarzo, y otro formado por una zona de trinchera adyacente al arco volcánico, en la cual se acumularon turbiditas volcanoclásticas. De acuerdo con lo anterior, los dos grupos de procedencia que se observan en los depósitos de la Cuenca de Arperos pueden explicarse con los modelos de arco exótico. Tan es así que, los depósitos inmediatos a la margen continental de Arperos muestran gran similitud con los de la margen pasiva de Newfoundland (Fig. 38), ambos formados por detrito derivado principalmente de la erosión de rocas de la corteza continental y compuestos, en gran medida, por un alto contenido de fragmentos de cuarzo monocristalino, líticos sedimentarios y líticos metamórficos (Fig. 38b y c). De forma que, si únicamente es contemplada la composición de los depósitos en la Cuenca de Arperos, se pueden considerar como adecuados algunos de los modelos de arco exótico (e.g. Tardy et al. 1994).

Sin embargo, los modelos de arco exótico implican que la subducción de la placa oceánica de la Cuenca de Arperos fue la encargada de producir el arco del Terreno Guerrero y, por ende, esta placa debería ser más antigua del Jurásico Tardío, edad de las rocas más antiguas en el Terreno Guerrero (Centeno-García et al., 2008; Mortensen et al., 2008). No obstante, la evolución magmática de la Cuenca de Arperos indica que la oceanización de la cuenca ocurrió a finales del Aptiano (~118 Ma) en la localidad de Guanajuato y en el Albiano-Cenomaniano en Arcelia (Lapierre et al., 1992; Talavera-Mendoza & Guerrero-Suastegui, 2000; Martini et al., 2011; 2012). Con base en lo anterior, quedan descartados los modelos de arco exótico propuestos para el arco del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del Terreno Guerrero.

## Modelos de arco para-autóctono

En esta sección se evalúan los diferentes modelos que consideran la Cuenca de Arperos como una cuenca de tras-arco. Para ello, se compara la firma detrítica de esta cuenca y las de cuencas de tras-arco modernas asociadas con arcos intraoceánicos, continentales, y transicionales.

Aunque hasta la fecha no existen modelos que planteen que la Cuenca de Arperos representaba una cuenca de tras-arco formada por el *rifting* de un arco intraoceánico, a continuación, se evalúa esta posibilidad. Las cuencas de tras-arco intraoceánicas están formadas por depósitos composicionalmente homogéneos en ambos lados de la cuenca (Fig. 40), lo cual difiere indiscutiblemente con la composición de los depósitos de la Cuenca de Arperos, mismos que se caracterizan por una marcada dualidad en la composición (Fig. 40).

Existen diferentes escenarios paleogeográficos dentro de los modelos de arco para-autóctono del Terreno Guerrero. Algunos autores consideran el arco del Terreno Guerrero como un arco autóctono desarrollado sobre corteza continental, separado del dominio continental por la apertura de la Cuenca de Arperos (e.g. Lang et al., 1996; Elías-Herrera et al., 2000; Martini et al., 2009). No obstante, la composición de los depósitos de la Cuenca de Arperos y el modelo de tras-arco continental no presentan similitud alguna (Fig. 41). Los resultados de este trabajo plantean que una de las fuentes dominantes en ambos lados de una cuenca de tras-arco continental es el cratón continental asociado, por lo que, aunque presentan una enorme diversidad composicional, estas cuencas no desarrollan depósitos con una marcada dualidad en su composición (Fig. 41). Esto contrasta sustancialmente con las observaciones hechas para la Cuenca de Arperos, de forma que, se puede excluir la posibilidad de que el arco del Terreno Guerrero correspondiera con un arco desarrollado sobre corteza continental.

Por otro lado, dentro de los modelos de arco para-autóctono, varios autores han sugerido que el arco del Terreno Guerrero se formó sobre la placa oceánica adyacente a la margen continental de Norteamérica (e.g. Valencia et al., 2013), o sobre las rocas de un prisma de acreción contiguo a la placa norteamericana (e.g. Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2014). En estos modelos, se propone que este arco se encontraba en una posición cercana a la margen continental de Norteamérica (*fringing arc*) y presentaba un basamento compuesto por una corteza de tipo transicional (e.g. Martini et al., 2014). En



Japón, por lo menos desde el Cretácico Tardío hasta la actualidad ha ocurrido un escenario similar al de los modelos de arco para-autóctono, en donde el arco volcánico se ha desarrollado principalmente sobre complejos de acreción del Triásico Tardío al Cretácico Temprano (Wakita et al., 2013). La Cuenca del Mar de Japón es la cuenca de tras-arco transicional tomada como referencia en este trabajo. Al igual que los depósitos de la Cuenca de Arperos, los depósitos de esta cuenca se componen por un lado con procedencia continental, y un lado con detrito derivado del arco y una contribución subordinada de las rocas del basamento de arco (Fig. 42). La poca contribución de las rocas del basamento en este tipo de cuencas puede deberse a que éste no tiene los espesores de un cratón, así que no representa un relieve importante y, además, es cubierto abundantemente por el arco.

La marcada asimetría de los depósitos en el modelo de tras-arco transicional y la Cuenca de Arperos, es una característica que no se observa en los otros modelos de tras-arco. Con base en lo anterior, este trabajo propone como análogo reciente del arco del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del Terreno Guerrero al arco de Japón de inicios del Mioceno a la actualidad, y a la Cuenca de Japón como el equivalente de la Cuenca de Arperos. No obstante, es posible observar diferencias entre ambas cuencas, en particular, en la composición de los depósitos contiguos al dominio continental.

Mientras que los depósitos adyacentes al núcleo continental en el Mar de Japón muestran una petrofacies feldespato-lítico-cuarzosa, los de la Cuenca de Arperos exhiben una petrofacies cuarzo-lítico-feldespática (Fig. 42a). En Japón, estos depósitos tienen un alto contenido de feldespatos, líticos volcánicos microlíticos y *lathwork*, y líticos sedimentarios (Fig. 42b, c y d). En contraste, el grupo de los feldespatos en la Cuenca de Arperos se encuentra subordinado con respecto al contenido de cuarzo monocristalino; los líticos son predominantemente metamórficos y sedimentarios, y los líticos volcánicos son felsíticos y microlíticos (Fig. 42b y c). Estas diferencias pueden interpretarse como resultado de la gran heterogeneidad en la composición de la corteza continental, misma que debido a su gran diversidad (Mooney, 2007) produce una firma detrítica diferente de una zona determinada a otra.

En la Cuenca de Arperos, la principal fuente de detrito continental es representada por rocas sedimentarias y metasedimentarias del Triásico, las cuales reciclaron un conjunto complejo de diferentes rocas fuente del dominio continental mexicano, que se componía

por bloques con edades variables desde finales del Proterozoico hasta el Paleozoico (e.g. Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Solari et al., 2003; Centeno-García, 2017). En contraste, el cratón adyacente al núcleo continental en la Cuenca del Mar de Japón está constituido por rocas metavolcánicas, filitas y metareniscas de mediados-finales del Paleozoico, granitoides de finales del Pérmico, rocas sedimentarias del Pérmico y finales del Cretácico, y rocas volcánicas con composición basáltica a andesítica del Oligoceno-inicios del Mioceno (Barash et al., 2003; Lelikov, 2001; Burikova et al., 2014). Así mismo, por rocas de los complejos de acreción del Triásico Tardío-Cretácico Temprano, que representan ~50% del sustrato sobre el que se ha desarrollado el arco de Japón desde el Cretácico Tardío; los cuales están compuestos principalmente por rocas sedimentarias y metasedimentarias con grados de metamorfismo variable desde condiciones de bajo grado hasta alta presión (Wakita & Metcalfe, 2005; Aoki et al., 2008; Isozaki et al., 2010; Wakita, 2013).

Con base en los resultados obtenidos en este estudio, se propone que el arco del Jurásico Superior al Cretácico Inferior del Terreno Guerrero fue emplazado sobre una corteza de tipo transicional, misma que estaba compuesta por rocas de la corteza oceánica adyacente a núcleo continental de México y el Complejo Arteaga (Fig. 43).

Para finalizar, es importante hacer algunas observaciones. La composición de los depósitos de la Cuenca del Mar de Japón y la Cuenca de Arperos es también el resultado de procesos sedimentarios y geológicos posteriores, los cuales pudieron influir en la composición del sedimento (e.g. meteorización, transporte, efectos diagenéticos, entre otros; Haughton et al., 1991). La Cuenca de Arperos presenta procesos diagenéticos importantes en algunas localidades (e.g. Complejo volcanosedimentario las Pilas; Ortega-Flores et al., 2015), además de varios eventos de deformación y metamorfismo, que dificultan el análisis de los componentes detríticos en algunos casos. En comparación, los depósitos de la Cuenca del Mar de Japón son recientes y no han experimentado procesos importantes de deformación o metamorfismo. Otro factor importante para considerar es el nivel del mar, el cual tiene una importante influencia en la composición de los depósitos. Mientras que el período de apertura de la Cuenca de Arperos estuvo caracterizado por importantes transgresiones marinas a nivel mundial, la Cuenca del Mar de Japón se ha desarrollado en gran medida en condiciones subaéreas.

Asimismo, debe tomarse en cuenta que el ambiente tectónico no es el único control en la composición de los depósitos, factores como el relieve, el clima y múltiples ciclos de reciclaje son también importantes (Dickinson et al., 1983; Dickinson, 1985). Determinar el contexto tectónico bajo el cual se depositó una sucesión clástica es una tarea compleja, ya que la naturaleza es altamente variable y no sigue reglas estrictas que pueden sintetizarse en diagramas ternarios o petrotectónicos. Por lo tanto, la interpretación sobre el ambiente tectónico tiene que ser siempre el resultado de la integración de diferentes observaciones que contemplen no solo la petrografía y el análisis de procedencia, sino también el estudio estratigráfico regional, la geoquímica, y el análisis estructural, entre otras.

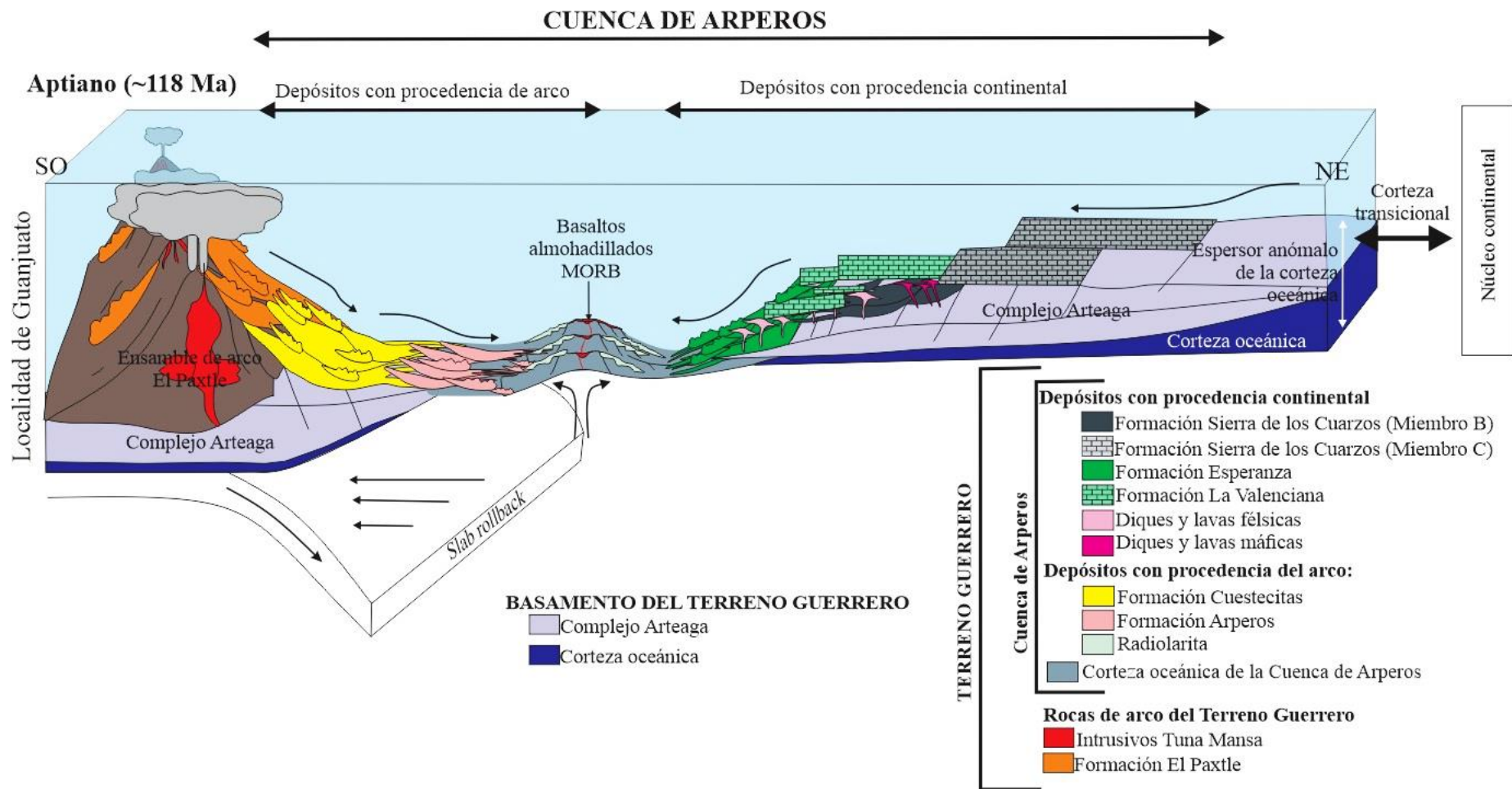


Figura 43. Modelo esquemático de la Cuenca de Arperos para la localidad de Guanajuato.

## Capítulo 9. Conclusiones

Los resultados de este trabajo establecen modelos posibles de la composición de los depósitos de cuenca de tras-arco modernas y recientes asociadas con arcos de diferente naturaleza. En cuencas de tras-arco relacionadas con arcos intraoceánicos, los depósitos en ambos lados de la cuenca son homogéneos composicionalmente, con detrito derivado principalmente de la erosión de los edificios del arco.

Las cuencas de tras-arco vinculadas con arcos continentales contienen depósitos con una composición variada en ambos lados de la cuenca, aunque sin una marcada asimetría composicional. La fuente dominante de los dos lados de estas cuencas son las rocas de la corteza continental, con un aporte variable de detrito procedente del arco en los depósitos adyacentes a éste.

Las cuencas de tras-arco en arcos desarrollados sobre corteza transicional presentan depósitos con una marcada asimetría composicional, misma que se compone por depósitos del lado del arco dominados por detrito proveniente de éste, y depósitos contiguos al núcleo continental integrados por detrito derivado de las rocas del basamento de arco, que está compuesto principalmente por rocas de complejos de acreción.

Este trabajo establece como modelo análogo reciente del arco del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del Terreno Guerrero al arco de Japón de inicios del Mioceno al reciente, y la Cuenca del Mar de Japón como el análogo de la Cuenca de Arperos. Esto con base en la marcada dualidad composicional de los depósitos en ambas cuencas. Siendo los depósitos contiguos al arco compuestos por petrofacies feldespatolíticas en ambas cuencas, y los de la margen continental conformados por petrofacies cuarzo-líticas, con un alto contenido de líticos metamórficos y sedimentarios en la Cuenca de Arperos; y por petrofacies lítico-feldespatocuarzosas, con líticos volcánicos, sedimentarios y metamórficos en el Mar de Japón. Estas disimilitudes en la composición de los depósitos contiguos al núcleo continental son resultado de diferencias en la composición de la corteza continental asociada a cada una de estas cuencas.

En el Mar de Japón, la corteza continental involucrada se compone por rocas metasedimentarias, sedimentarias, granitoides y rocas volcánicas pre-Cenozoicas. Mientras que en la Cuenca de Arperos, la corteza continental asociada estaba constituida por las rocas del dominio continental mexicano.

De esta forma, se respaldan los modelos de arco para-autóctono propuestos por autores previos, y se descartan los modelos de arco exótico y arco autóctono. También, se propone que el arco del Terreno Guerrero presentaba un basamento compuesto por una corteza de tipo transicional, constituida por corteza oceánica y el Complejo Arteaga.

## Referencias

- Affolter, M. D. & Ingersoll, R. V. (2019, 3 junio). Quantitative Analysis of Volcanic Lithic Fragments. *Journal of Sedimentary Research*, 89(6), 479-486. <https://doi.org/10.2110/jsr.2019.30>
- Allen, P. A. & Allen, J. R. (2013, 26 agosto). *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment* (3.<sup>a</sup> ed.). Wiley-Blackwell.
- Aoki, K., Itaya, T., Shibuya, T., Masago, H., Kon, Y., Terabayashi, M., Kaneko, Y., Kawai, T. & Maruyama, S. (2008, junio). The youngest blueschist belt in SW Japan: implication for the exhumation of the Cretaceous Sanbagawa high-P/T metamorphic belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(5), 583-602. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00777.x>
- Bach, W. & Green, G. L. (2010, 1 junio). Alteration of the Oceanic Lithosphere and Implications for Seafloor Processes. *Elements*, 6(3), 173-178. <https://doi.org/10.2113/gselements.6.3.173>
- Balázs, A., Matenco, L., Magyar, I., Horváth, F. & Cloetingh, S. (2016, junio). The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. *Tectonics*, 35(6), 1526-1559. <https://doi.org/10.1002/2015tc004109>
- Barash, M.S., Kazarina, G. Kh. & Krulikova, S. B. (2003). On the Neogene paleogeography of the North Yamato Rise (Sea of Japan) from biostratigraphic and seismostratigraphic data. *Okeanologiya*, 43 (4), 542-550.
- Barboza-Gudiño, J.R. (1992). Geología de la Sierra de Catorce, S.L.P., en Encuentro Hispano Mexicano sobre Geología y Minería, Palacio de Minería, México D.F., Memorias, p. 85-95.
- Barboza-Gudiño, J. R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano, M. & Zavala-Monsiváis, A. (2008, febrero). The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 49-63. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.003>
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G. & Barajas-Nigoche, L. D. (2010, octubre). Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, 6(5), 621-640. <https://doi.org/10.1130/ges00545.1>
- Barboza-Gudiño, J. R., Molina-Garza, R. S. & Lawton, T. F. (2012, marzo). Sierra de Catorce: Remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico. *The Southern Cordillera and Beyond*, 1-18. [https://doi.org/10.1130/2012.0025\(01\)](https://doi.org/10.1130/2012.0025(01))
- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Castellanos-Rodríguez, V., Jaime-Rodríguez, D. & Almaraz-Martínez, C. (2021). Subduction-related Jurassic volcanism in the Mesa Central province and contemporary Gulf of Mexico opening. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 102961. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102961>

- Barnes, G. L. (2003). Origins of the Japanese Islands: The New “Big Picture.” *Japan Review*, 15, 3–50. <http://www.jstor.org/stable/25791268>
- Barnes, G. L. (2008). The Making of the Japan Sea and the Japanese Mountains: Understanding Japan’s Volcanism in Structural Context. *Japan Review*, 20, 3–52. <https://www.jstor.org/stable/25791318>
- Barone, A., Fabbri, A., Rossi, S., & Sartori, R. (1982). Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian arc. *Earth Evolution Sciences*, 3, 207-221.
- Borsetti, A., Curzi, P., Landuzzi, V., Mutti, M., Ricci Lucchi, F., Sartori, R., Tomadin, L. & Zuffa, G. (1990, febrero). Messinian and Pre-Messinian Sediments from ODP Leg 107 Sites 652 and 654 in the Tyrrhenian Sea: Sedimentologic and Petrographic Study and Possible Comparisons with Italian Sequences. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 107 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.128.1990>
- Bartolini, C., Lang, H. & Spell, T. (2003). Geochronology, Geochemistry, and Tectonic Setting of the Mesozoic Nazas Arc in North-Central Mexico, and its Continuation to Northern South America. *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean<sub>title>Hydrocarbon Habitats, Basin Formation and Plate Tectonics</sub>* <https://doi.org/10.1306/m79877c20>
- Bellahsen, N. & Daniel, J. M. (2005, abril). Fault reactivation control on normal fault growth: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 27(4), 769-780. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.12.003>
- Bellotti, P., Milli, S., Tortora, P. & Valeri, P. (1995, agosto). Physical stratigraphy and sedimentology of the Late Pleistocene-Holocene Tiber Delta depositional sequence. *Sedimentology*, 42(4), 617-634. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00396.x>
- Bibee, L., Shor, G. G. & Lu, R. S. (1980, marzo). Inter-arc spreading in the Mariana Trough. *Marine Geology*, 35(1-3), 183-197. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(80\)90030-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(80)90030-4)
- Boggs, S. J. & Seyedolali, A. (1992, septiembre). Provenance of Miocene Sandstones from Sites 796, 797, and 799, Japan Sea. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 127/128 Part 1 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.127128-1.121.1992>
- Borsetti, A., Curzi, P., Landuzzi, V., Mutti, M., Ricci Lucchi, F., Sartori, R., Tomadin, L. & Zuffa, G. (1990, febrero). Messinian and Pre-Messinian Sediments from ODP Leg 107 Sites 652 and 654 in the Tyrrhenian Sea: Sedimentologic and Petrographic Study and Possible Comparisons with Italian Sequences. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 107 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.128.1990>
- Burikova, I. A., Emelyanova, T. A. & Lelikov, E. P. (2014, mayo). Petrology of andesites from the Yamato central rise, Sea of Japan. *Moscow University Geology Bulletin*, 69(3), 154-165. <https://doi.org/10.3103/s014587521403003x>
- Burke, K. (1985). Rift Basins: Origin, History, and Distribution. *Offshore Technology Conference*. <https://doi.org/10.4043/4844-ms>



- Busby, C. & Centeno-García, E. (2022). The “Nazas Arc” is a continental rift province: Implications for Mesozoic tectonic reconstructions of the southwest Cordillera, U.S. and Mexico. *Geosphere*, 18(2), 647-669. <https://doi.org/10.1130/ges02443.1>
- Cabral-Cano, E., Lang, H. & Harrison, C. (2000, octubre). Stratigraphic assessment of the Arcelia–Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico’s post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 443-457. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(00\)00035-3](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(00)00035-3)
- Calcaterra, D. & Parise, M. (2010, enero). Weathering in the crystalline rocks of Calabria, Italy, and relationships to landslides. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 23(1), 105-130. <https://doi.org/10.1144/egsp23.7>
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez, J., & Bloome, C. (1982). La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiniano-Carnico) de la región de Tumbiscatío, Michoacán. Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional, 6 Resúmenes, 48 p.
- Campa-Uranga, M. F. & Coney, P. J. (1983, 1 junio). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051. <https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Campa-Uranga, M.F., García-Díaz, J.L., & Iriondo, A. (2004). El arco sedimentario del Jurásico Medio (Grupo Tecocoyunca y Las Lluvias) de Olinalá, Guerrero. *GEOS: Unión Geofísica Mexicana*, 24, 174.
- Carey, S. & Sigurdsson, H. (1984, enero). A model of volcanogenic sedimentation in marginal basins. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1), 37-58. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1984.016.01.04>
- Carey, S. N. & Schneider, J. L. (2011). Volcaniclastic Processes and Deposits in the Deep-Sea. *Deep-Sea Sediments*, 457-515. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53000-4.00007-x>
- Cavazza, W., DeCelles, P. G., Fellin, M. G. & Paganelli, L. (2007, diciembre). The Miocene Saint-Florent Basin in northern Corsica: stratigraphy, sedimentology, and tectonic implications. *Basin Research*, 19(4), 507-527. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00334.x>
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P., Patchett, J.P., & Ortega-Gutiérrez.F. (1993). Guerrero Terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21, 419–422. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0419:GTOMIR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0419:GTOMIR>2.3.CO;2)
- Centeno-García, E. & Silva-Romo, G. (1997). Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 244-260.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O. & Iriondo, A. (2003). Geologic and Tectonic Evolution of the Western Guerrero Terrane - a Transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico. En: Alcayde, M., Gómez-Caballero, A. (Eds.), *Geologic Transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the Field Trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual*

- Meeting. Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Special Paper, 1, 201–228.
- Centeno-García, E., Gehrels, G., Diaz-Salgado, C., & Talavera-Mendoza, O. (2005). Zircon provenance of Triassic (Paleozoic?) turbidites from central and western Mexico: Implications for the early evolution of the Guerrero Arc. *Geological Society of America: Abstracts with Programs*, 37 (4), 12.
- Centeno-García, E. (2005). Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography. *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.233>
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M. & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Paper 436: Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*, 279-308. [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Centeno-García, E. (2017, marzo). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.010>
- Chen, Z., Schellart, W. P. & Duarte, J. C. (2015, octubre). Overriding plate deformation and variability of fore-arc deformation during subduction: Insight from geodynamic models and application to the Calabria subduction zone. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(10), 3697-3715. <https://doi.org/10.1002/2015gc005958>
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A. & Yta, M. (1988). Une discordance ante albiennaise datée par une faune d'ammonites et de brachiopodes de type thétysien au Mexique central. *Geobios*, 21, 125–135.
- Cole, J. W. (1990, agosto). Structural control and origin of volcanism in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 52(6), 445-459. <https://doi.org/10.1007/bf00268925>
- Comas, M., Zahn, R. & Klaus, A. (Eds.). (1996, junio). Proceedings of the Ocean Drilling Program, 161 Initial Reports. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.161.1996>
- Corona-Chávez, P. (1988). Análisis estratigráfico-estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato (Tesis de licenciatura). Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, México.
- Corti, G. (2012, febrero). Evolution and characteristics of continental rifting: Analog modeling-inspired view and comparison with examples from the East African Rift System. *Tectonophysics*, 522–523, 1-33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.010>
- Coward, M. (1986, noviembre). Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth and Planetary Science Letters*, 80(3-4), 325-336. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(86\)90114-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(86)90114-7)

- Cowie, P. (1998, agosto). A healing–reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *Journal of Structural Geology*, 20(8), 1075-1087. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(98\)00034-0](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(98)00034-0)
- Critelli, S. & Le Pera, E. (1995, enero). Tectonic Evolution of the Southern Apennines Thrust-Belt (Italy) as Reflected in Modal Compositions of Cenozoic Sandstone. *The Journal of Geology*, 103(1), 95-105. <https://doi.org/10.1086/629725>
- Critelli, S. & Ingersoll, R. V. (1995, octubre). Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology*, 42(5), 783-804. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00409.x>
- Critelli, S. (1999, diciembre). The interplay of lithospheric flexure and thrust accomodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy. *Rendiconti Lincei*, 10(4), 257-326. <https://doi.org/10.1007/bf02904390>
- Davey, F., Henrys, S. & Lodolo, E. (1995, octubre). Asymmetric rifting in a continental back-arc environment, North Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 68(1-3), 209-238. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00014-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00014-1)
- Davey, F., Henrys, S. & Lodolo, E. (1997, febrero). A seismic crustal section across the East Cape convergent margin, New Zealand. *Tectonophysics*, 269(3-4), 199-215. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(96\)00165-5](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(96)00165-5)
- Dickinson, W. R. (1970). Interpreting Detrital Modes of Graywacke and Arkose. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 40. <https://doi.org/10.1306/74d72018-2b21-11d7-8648000102c1865d>
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Fergusun, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., & Ryberg, P.T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222–235.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. *Provenance of Arenites*, 333-361. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6\\_15](https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15)
- Dickinson, W. R., & Lawton, T. (2001). Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142–1160. DOI:10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAF>2.0.CO;2
- Dickinson, W. R. (2004, 19 mayo). EVOLUTION OF THE NORTH AMERICAN CORDILLERA. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 13-45. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120257>
- DiPietro, J. A. (2018). Forcing Agent. *Geology and Landscape Evolution*, 59-77. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-811191-8.00005-1>
- Divergent Plate Boundaryâ Continental Rift - Geology (U.S. National Park Service). (s. f.). *Geology (U.S. National Park Service)*. Recuperado 16 de septiembre de 2022, de <https://www.nps.gov/subjects/geology/plate-tectonics-continental-rift.htm>

- Durán-Aguilar, R. F. (2014). Sedimentología y geocronología de los lechos rojos del jurásico, región norte de la cuenca de Tlaxiaco, Tezoatlán, Oaxaca; correlaciones y procedencia (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/99490>
- Durand-Delga, M. (1984) Principaux traits de la Corse alpine et correlations avec les Alpes ligures. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 28, 285-329.
- Echegoyén-Sánchez, J. (1978). Yacimientos minerales de la Sierra de Arperos y Comanja, Estado de Guanajuato. *Geomimet* 93, 44–73
- Einsele, G. (1992, 1 enero). *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, And Sediment Budget*. Springer.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J. & Macías-Romo, C. (2000, octubre). Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 355-375. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(00\)00029-8](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(00)00029-8)
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., & Iriando, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 83-109. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a5>
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L. & Solari, L.A. (2009). Geocronología U-Pb del Esquisto Tejupilco: Implicaciones tectónicas prealbianas para el terreno Guerrero, sur de México: Simposio: Taxco, Guerrero, México, “El origen, naturaleza y evolución geológica del Terreno Guerrero y sus conexiones regionales.”
- Enachescu, M. E. (1992). Basement Extension on the Newfoundland Continental Margin (Canadian East Coast). *Proceedings of the International Conferences on Basement Tectonics*, 227-256. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-0833-3\\_17](https://doi.org/10.1007/978-94-017-0833-3_17)
- Faccenna, C., Becker, T. W., Lucente, F. P., Jolivet, L. & Rossetti, F. (2001, junio). History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145(3), 809-820. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x>
- Fellin, M. G., Picotti, V. & Zattin, M. (2005, febrero). Neogene to Quaternary rifting and inversion in Corsica: Retreat and collision in the western Mediterranean. *Tectonics*, 24(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003tc001613>
- Ferrandini, M., Ferrandini, J., Loÿe-Pilot, M. D., Butterlin, J., Cravatte, J. & Janin, M. C. (1998). Le Miocène du bassin de Saint-Florent (Corse): Modalités de la transgression du Burdigalien supérieur et mise en évidence du Serravallien. *Geobios*, 31(1), 125-137. [https://doi.org/10.1016/s0016-6995\(98\)80102-2](https://doi.org/10.1016/s0016-6995(98)80102-2)
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubí, A., Rubio-Ramos, M.A. & Prol-Ledesma, R.M. (2008). Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1), 59–81.

- Freydier, C., Martinez, J., Lapierre, H., Tardy, M. & Coulon, C. (1996, julio). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, 259(4), 343-367. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00143-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00143-3)
- Fryer, P. (1995). Geology of the Mariana Trough. *Backarc Basins*, 237-279. [https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1843-3\\_6](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1843-3_6)
- Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A. & Janin, M. C. (2003, 1 julio). Chronostratigraphy and paleomagnetism of Oligo-Miocene deposits of Corsica (France): geodynamic implications for the liguro-provençal basin spreading. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(4), 357-371. <https://doi.org/10.2113/174.4.357>
- Frepoli, A., Selvaggi, G., Chiarabba, C. & Amato, A. (1996, junio). State of stress in the Southern Tyrrhenian subduction zone from fault-plane solutions. *Geophysical Journal International*, 125(3), 879-891. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1996.tb06031.x>
- Freydier, C., Martinez, J., Lapierre, H., Tardy, M. & Coulon, C. (1996, julio). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, 259(4), 343-367. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00143-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00143-3)
- Galaz E., G., Keppie, J. D., Lee, J. K. & Ortega-Rivera, A. (2013, marzo). A high-pressure folded klippe at Tehuizingo on the western margin of an extrusion zone, Acatlán Complex, southern México. *Gondwana Research*, 23(2), 641-660. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.04.011>
- Garzanti, E. & Vezzoli, G. (2003, 1 septiembre). A Classification of Metamorphic Grains in Sands Based on their Composition and Grade. *Journal of Sedimentary Research*, 73(5), 830-837. <https://doi.org/10.1306/012203730830>
- Garzanti, E. (2016, mayo). From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.010>
- Gawthorpe, R. L. & Leeder, M. R. (2000, septiembre). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195-218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>
- Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell' Appennino modenese: correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 12, 69-97.
- Gill, J., Seales, C., Thompson, P., Hochstaedter, A. & Dunlap, C. (1992, agosto). Petrology and Geochemistry of Pliocene-Pleistocene Volcanic Rocks from the Izu Arc, Leg 126. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 126 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.126.145.1992>
- Goldhammer, R. K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. *Special Paper 340: Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, 1-58. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-x.1>

- Grant, A. & McAlpine, K. (1990, 1 enero). The Continental Margin Around Newfoundland. *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*, 239-292. <https://doi.org/10.1130/dnag-gna-i1.239>
- Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O. & Campa-Uranga, M.F. (1991). El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero. Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoria, 67–70.
- Houghton, P. D. W., Todd, S. P. & Morton, A. C. (1991, enero). Sedimentary provenance studies. *Geological Society, London, Special Publications*, 57(1), 1-11. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1991.057.01.01>
- Hawkins, J. W. (2003). Geology of supra-subduction zones-Implications for the origin of ophiolites. *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2373-6.227>
- Hildebrand, R.S., 2013. Mesozoic Assembly of the North American Cordillera, Geological Society of America Special Paper 495, 179 pp.
- Hirata, N., Karp, B.-Ya., Yamaguchi, T., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Kasahara, J., Shiobara, H., Shinohara, M. & Kinoshita, H. (1992). Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR Expedition, *Geophysical Research Letters*, 19(20), 2027-2030.
- Hirai, Y., Yoshida, T., Okamura, S., Tamura, Y., Sakamoto, I. & Shinjo, R. (2018, 23 febrero). Breakdown of residual zircon in the Izu arc subducting slab during backarc rifting. *Geology*, 46(4), 371-374. <https://doi.org/10.1130/g39856.1>
- Hussong, D. M., & Uyeda, S. (1981). Tectonic precesses and the history of the Mariana Arc: A synthesis of the results of Deep sea drilling Project LEG 601. Deep Sea Drilling Project Initial Reports, 60, 909–929.
- Ingersoll, R. V. & Cavazza, W. (1991). Reconstruction of Oligo-Miocene volcanoclastic dispersal patterns in north-central New Mexico using sandstone petrofacies. *Sedimentation in Volcanic Settings*, 227-236. <https://doi.org/10.2110/pec.91.45.0227>
- Ishizuka, O., Uto, K. & Yuasa, M. (2003, enero). Volcanic history of the back-arc region of the Izu-Bonin (Ogasawara) arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 219(1), 187-205. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2003.219.01.09>
- Isozaki, Y., Maruyama, S., Aoki, K., Nakama, T., Miyashita, A. & Otoh, S. (2010). Geotectonic Subdivision of the Japanese Islands Revisited: Categorization and Definition of Elements and Boundaries of Pacific-type (Miyashiro-type) Orogen. *Journal of Geography (Chigaku Zasshi)*, 119(6), 999-1053. <https://doi.org/10.5026/jgeography.119.999>
- Karig, D. E. & Moore, G. F. (1975, junio). Tectonically controlled sedimentation in marginal basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 233-238. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(75\)90090-4](https://doi.org/10.1016/0012-821x(75)90090-4)
- Kastens, K.A., et al. (1988). ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 100,

1140–1156.  
7606(1988)100<1140:OLITTS>2.3.CO;2

[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1140:OLITTS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1140:OLITTS>2.3.CO;2)

- Kastens, K. & Mascle, J. (1990, febrero). The Geological Evolution of the Tyrrhenian Sea: An Introduction to the Scientific Results of ODP Leg 107. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 107 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.187.1990>
- Keppie, J., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R. (2003, 10 febrero). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120(3-4), 365-389. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(02\)00166-3](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(02)00166-3)
- Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J. B. & Nance, R. D. (2008, diciembre). Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461(1-4), 277-290. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.012>
- Kimbrough, D.L. & Moore, T.E. (2003). Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, México: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc. En Johnson, S.E., et al., eds., *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA, A Volume in Honor of R. Gordon Gastil*: Geological Society of America Special Paper 374, 43–71.
- Kirsch, M. (2012). Estudio de la geoquímica, la estructura y el metamorfismo en el este del complejo Acatlán: implicaciones tectónicas y paleogeográficas (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/97508>
- Klaus, A., Taylor, B., Moore, G. E, MacKay, M. E., Brown, G. R., Okamura, Y. & Murakami, E. (1992). Structural and stratigraphic evolution of Sumisu rift, Izu-Bonin arc, en *Proc. ODP, Sci. Results*, 126 (B. Taylor, K. Fujioka *et al.*, eds.), pp. 555-574, Ocean Drilling Program, College Station, TX.
- Klein, G. (1985, enero). The Control of Depositional Depth, Tectonic Uplift, and Volcanism on Sedimentation Processes in the Back-Arc Basins of the Western Pacific Ocean. *The Journal of Geology*, 93(1), 1-25. <https://doi.org/10.1086/628916>
- Kroenke, L., Scott, R. et al. (1980). *Init. Repts., DSDP*, 59, U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC.
- Lacasse, C., Sigurdsson, H., Carey, S. N., Jóhannesson, H., Thomas, L. E. & Rogers, N. W. (2006, 28 julio). Bimodal volcanism at the Katla subglacial caldera, Iceland: insight into the geochemistry and petrogenesis of rhyolitic magmas. *Bulletin of Volcanology*, 69(4), 373-399. <https://doi.org/10.1007/s00445-006-0082-5>
- Lang, H. R., Barros, J. A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C. G. A., Jansma, P. E. & Johnson, C. A. (1996). Terrane deletion in northern Guerrero state. *Geof. Int.* 35: 349–359.
- Langmuir, C. H., Klein, E. M. & Plank, T. (2013, marzo 18). Petrological Systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts: Constraints on Melt Generation Beneath Ocean

Ridges. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*, 183-280. <https://doi.org/10.1029/gm071p0183>

- Lapierre, H., Ortiz, L., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C. & Zimmermann, J. (1992, enero). A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 108(1-3), 61-77. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(92\)90060-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(92)90060-9)
- Lawlor, P., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R. & Sampson, D. (1999, marzo). U–Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. *Precambrian Research*, 94(1-2), 73-99. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(98\)00108-9](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(98)00108-9)
- Lawton, T. F. & Molina Garza, R. S. (2014, 2 mayo). U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age for continental-arc magmatism in north-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 126(9-10), 1181-1199. <https://doi.org/10.1130/b30827.1>
- Le Breton, E., Handy, M. R., Molli, G. & Ustaszewski, K. (2017, diciembre). Post-20 Ma Motion of the Adriatic Plate: New Constraints From Surrounding Orogens and Implications for Crust-Mantle Decoupling. *Tectonics*, 36(12), 3135-3154. <https://doi.org/10.1002/2016tc004443>
- Lelikov, E.P., Emelyanova, T.A., S’edin, V.T., et al. (2001). New radioisotope data on the volcanites of the Japan and Okhotsk Seas, *Tikhookean. Geol.*, 20(5), 118–122.
- Le Pera, E. & Critelli, S. (1997, mayo). Sourceland controls on the composition of beach and fluvial sand of the northern Tyrrhenian coast of Calabria, Italy: implications for actualistic petrofacies. *Sedimentary Geology*, 110(1-2), 81-97. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(96\)00078-4](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(96)00078-4)
- Malinverno, A. & Ryan, W. B. F. (1986, abril). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5(2), 227-245. <https://doi.org/10.1029/tc005i002p00227>
- Malinverno, A. (2012). Evolution of the Tyrrhenian Sea-Calabrian Arc System: The Past and the Present. *Rend. Online Soc. Geol. Ital.* 21, 11–15
- Marsaglia, K. M., Ingersoll, R. V. & Packer, B. M. (1992, octubre). Tectonic evolution of the Japanese islands as reflected in modal compositions of Cenozoic forearc and backarc sand and sandstone. *Tectonics*, 11(5), 1028-1044. <https://doi.org/10.1029/91tc03183>
- Marsaglia, K. M. & Ingersoll, R. V. (1992). Compositional trends in arc-related, deep-marine sand and sandstone: A reassessment of magmatic-arc provenance. *Geological Society of America Bulletin*, 104(12), 1637-1649. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104)
- Marsaglia, K.M. (1992). Petrography and provenance of volcanoclastic sands recovered from the Izu-Bonin arc, leg 126. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 126*, 139–154.



- Marsaglia, K. M. & Devaney, K. A. (1995). Tectonic and Magmatic Controls on Backarc Basin Sedimentation. *Backarc Basins*, 497-520. [https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1843-3\\_14](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-1843-3_14)
- Marsaglia, K. M., Latter, K. K., Cline, V. (1999). Sand provenance in the Alboran and Tyrrhenian basins. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, United States, En: Zahn et al. (editor), Proceedings of the Ocean Drilling Program; scientific results; Mediterranean Sea II, the western Mediterranean; covering Leg 161 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Naples, Italy, to Malaga, Spain, sites 974-979, 3 May-2 July 1995, 161, 37-56, georefid:2000-003635
- Marsaglia, K., Pavia, J. & Maloney, S. (2007, 18 junio). Petrology and Provenance of Eocene-Albian Sandstones and Grainstones Recovered during ODP Leg 210: Implications for Passive Margin (Rift-to-Drift) Sandstone Provenance Models. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 210 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.210.107.2007>
- Martinez, F., Okino, K., Ohara, Y., Reysenbach, A. L. & Goffredi, S. (2007, 1 marzo). Back-Arc Basins. *Oceanography*, 20(1), 116-127. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2007.85>
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V. A. & Serrano-Durán, L. (2009). Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(07\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(07))
- Martini, M., Mori, L., Solari, L. & Centeno-García, E. (2011, noviembre). Sandstone Provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous Back-Arc Spreading as the Foundation of the Guerrero Terrane. *The Journal of Geology*, 119(6), 597-617. <https://doi.org/10.1086/661989>
- Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubí, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., Tolson, G. & Centeno-García, E. (2012). The Late Cretaceous evolution of the Mexican Fold-Thrust Belt and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane, En Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S., The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Trip Guide 25, 20–38.
- Martini, M., Solari, L. & Camprubí, A. (2013). Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc–continent collisional zones. *International Geology Review*, 55(5), 574-589. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.729361>
- Martini, M., Solari, L. & López-Martínez, M. (2014, diciembre). Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere*, 10(6), 1385-1401. <https://doi.org/10.1130/ges01055.1>
- Martini, M. & Ortega-Gutiérrez, F. (2018, agosto). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38-55. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>

- Martini, M., Solari, L., Peña-Guerrero, M., Zepeda-Martínez, M. & Montomoli, C. (2020, 7 mayo). Guidelines for assessing the provenance of Mesozoic and Cenozoic clastic successions sourced by pre-Jurassic basement complexes in southernmost North America. *Journal of Sedimentary Research*, 90(5), 513-532. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.30>
- McKenzie, D. (1978, junio). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(1), 25-32. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(78\)90071-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(78)90071-7)
- Michon, L. & Sokoutis, D. (2005, noviembre). Interaction between structural inheritance and extension direction during graben and depocentre formation: An experimental approach. *Tectonophysics*, 409(1-4), 125-146. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.08.020>
- Mooney, W. (2007). Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure. *Treatise on Geophysics*, 361-417. <https://doi.org/10.1016/b978-044452748-6.00011-0>
- Morales-Gámez, M., Keppie, J. D. & Norman, M. (2008, diciembre). Ordovician–Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Carboniferous–Permian periarc rocks: Evidence from the eastern Acatlán Complex, southern Mexico. *Tectonophysics*, 461(1-4), 291-310. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.01.014>
- Morrone, C., De Rosa, R., Le Pera, E. & Marsaglia, K. M. (2017). Provenance of volcanoclastic beach sand in a magmatic-arc setting: an example from Lipari island (Aeolian archipelago, Tyrrhenian Sea). *Geological Magazine*, 154(4), 804-828. <https://doi.org/10.1017/s001675681600042x>
- Mortensen, J. K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D. A., Ross, K. V. & Gabites, J. E. (2008, 1 enero). Age and Paleotectonic Setting of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits in the Guerrero Terrane of Central Mexico: Constraints from U-Pb Age and Pb Isotope Studies. *Economic Geology*, 103(1), 117-140. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.103.1.117>
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B. & Dostal, J. (2006). Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, 34(10), 857. <https://doi.org/10.1130/g22642.1>
- Natland, J. & Tarney, J. (1981). Petrologic Evolution of the Mariana Arc and Back-Arc Basin System—A Synthesis of Drilling Results in the South Philippine Sea. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 60. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.60.153.1982>
- Nishimura, A., Marsaglia, K. M., Rodolfo, K. S., Collela, A., Hiscott, R. N., Tazaki, K., Gill, J. B., Janecek, T., Firth, J., Isminger-Kelso, M., Herman, Y., Taylor, R. N., Taylor, B., Fujioka, K., and Leg 126 Scientific party (1991). Pliocene-Quaternary submarine pumice deposits in the Sumisu rift area, Izu-Bonin arc. En Fisher, R. V., and Smith, G. A. (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 45:201-208.
- Okino, K., Ohara, Y., Kasuga, S. & Kato, Y. (1999, 1 agosto). The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins.

- Olivetti, V., Cyr, A. J., Molin, P., Faccenna, C. & Granger, D. E. (2012, 17 mayo). Uplift history of the Sila Massif, southern Italy, deciphered from cosmogenic<sup>10</sup>Be erosion rates and river longitudinal profile analysis. *Tectonics*, 31(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011tc003037>
- Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, T. F. & Ortega-Obregón, C. (2014). Detrital-zircon record of major Middle Triassic–Early Cretaceous provenance shift, central Mexico: demise of Gondwanan continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation. *International Geology Review*, 56(2), 237-261. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.844313>
- Ortega-Flores, B., Solari, L. A. & Escalona-Alcázar, F. D. J. (2015, diciembre 17). The Mesozoic successions of western Sierra de Zacatecas, Central Mexico: provenance and tectonic implications. *Geological Magazine*, 153(4), 696-717. <https://doi.org/10.1017/s0016756815000977>
- Ortega Flores, B. (2017). Caracterización del límite este del terreno guerrero mediante isotopía de Hf y geocronología U-Pb en zircones detríticos (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/80949>
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978). Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Rev. Inst. Geol.*, 2, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., & Centeno-García, E., (1995). Oaxaquia—A Proterozoic microcontinent accreted to North America during the Late Paleozoic. *Geology*, 3, 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C. & López, R. (1999). Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*; 27 (8): 719–722. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0719:LOESCC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0719:LOESCC>2.3.CO;2)
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B. & Luna-González, L. (2018, agosto). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F. & Macías-Romo, C. (2013, 16 julio). Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1287-1300. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0933-1>
- Ortíz-Hernández, L. E.; Chiodi, M.; Lapierre, H.; Monod, O.; & Calvet, P. (1992). El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas, implicaciones geodinámicas. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 9, 126–145.

- Ortíz-Hernández, L. E., Acevedo-Sandoval, O. A. & Flores-Castro, K. (2003). Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 30:27–40
- Packer, B. M. & Ingersoll, R. V. (1986, diciembre). Provenance and petrology of deep sea drilling project sands and sandstones from the Japan and Mariana forearc and backarc regions. *Sedimentary Geology*, 51(1-2), 5-28. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90022-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90022-9)
- Palacios-García, N. B. & Martini, M. (2014, 4 agosto). From back-arc rifting to arc accretion: the Late Jurassic–Early Cretaceous evolution of the Guerrero terrane recorded by a major provenance change in sandstones from the Sierra de los Cuarcos area, central Mexico. *International Geology Review*, 56(11), 1377-1394. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.938367>
- Parolari, M., Martini, M., Gómez-Tuena, A., Ortega-Gutiérrez, F., Errázuriz-Henao, C. & Cavazos-Tovar, J. G. (2022). The petrogenesis of Early–Middle Jurassic magmatism in southern and central Mexico and its role during the break-up of Western Pangaea. *Geological Magazine*, 159(6), 873-892. <https://doi.org/10.1017/s0016756822000061>
- Patacca, E., Sartori, R. & Scandone, P. (1990) Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: Kinematic Relations since Late Tortonian Times. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, 45, 425-451.
- Pepe, F., Sulli, A., Agate, M., Di Maio, D., Kok, A., Lo Iacono, C. & Catalano, R. (2003, 1 agosto). Plio-Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): new insights from high-resolution, multi-electrode sparker profiles. *Geo-Marine Letters*, 23(1), 53-63. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0124-3>
- Quintero-Legorreta, O. (1992). Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. Univ. Nac. Auton. Mex. Inst. Geol. Rev. 10:6–2
- Raffaele, R., Langer, H., Gresta, S. & Moia, F. (2006, abril). Tomographic inversion of local earthquake data from the Gioia Tauro basin (south-western Calabria, Italy). *Geophysical Journal International*, 165(1), 167-179. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2006.02872.x>
- Ramírez-Espinosa, J., Campa, M.F., Talavera, O., & Guerrero, M. (1991). Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir, p. 163–166.
- Rodolfo, K., Solidum, R., Nishimura, A., Matsuo, Y. & Fujioka, K. (1992, agosto). Major-Oxide Stratigraphy of Glass Shards in Volcanic Ash Layers of the Izu-Bonin Arc-Backarc Sites (Sites 788/789 and 790/791). *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 126 *Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.126.152.1992>
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. & Duboz, C. (2002). Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer*, 08. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00053>

- Rosenbaum, G. & Lister, G. S. (2004, febrero). Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics*, 23(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003tc001518>
- Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A. & Murillo-Muñetón, G. (1999). Pb isotope evidence for Colombia-southern México connections in the Proterozoic. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2336-1.183>
- Salinas-Prieto, J., Monod, O. & Faure, M. (2000, octubre). Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 389-402. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(00\)00031-6](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(00)00031-6)
- Sartori, R. (1982). *L'arco calabro-peloritano: aspetti di geologia marina*. *Rend. Soc. It. Min. e Petr.*, 38: 941-950.
- Sartori, R., Mascle, G., & du Chaffaut, S.A. (1987). A review of Circum- Tyrrhenian regional geology. *En Kastens, K.A., Mascle, J., Auroux, C., et al., Proc. ODP, Init. Repts.*, 107: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 37-64.
- Sartori, R. (1990, febrero). The Main Results of ODP Leg 107 in the Frame of Neogene to Recent Geology of Perityrrhenian Areas. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 107 *Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.107.183.1990>
- Sartori, R. (2003, 1 septiembre). The Tyrrhenian back-arc basin and subduction of the Ionian lithosphere. *Episodes*, 26(3), 217-221. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2003/v26i3/011>
- Sato, H. (1994, 10 noviembre). The relationship between Late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B11), 22261-22274. <https://doi.org/10.1029/94jb00854>
- Sato, T., No, T., Kodaira, S., Takahashi, N. & Kaneda, Y. (2014, marzo). Seismic constraints of the formation process on the back-arc basin in the southeastern Japan Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(3), 1563-1579. <https://doi.org/10.1002/2013jb010643>
- Scott, R., Kroenke, L., Zakariadze, G. & Sharaskin, A. (1980). Evolution of the South Philippine Sea: Deep Sea Drilling Project Leg 59 Results. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 59. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.59.138.1981>
- Sdrolias, M. & Müller, R. D. (2006, abril). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4). <https://doi.org/10.1029/2005gc001090>
- Shipboard Scientific Party (1990a). Site 799. *In Ingle, J. C, Jr., Suyehiro, K., and von Brey mann, M. T, et al., Proc. ODP, Init. Repts.*, 128: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 237-402.
- Shipboard Scientific Party (1990b). Site 797. *In Tamaki, K., Pisciotto, K., Allan, J., et al., Proc. ODP, Init. Repts.*, 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 323-421.

- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C. & Nieto-Obregón, J. (2000, octubre). A submarine fan in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 429-442. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(00\)00034-1](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(00)00034-1)
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos-Madriral, E., Centeno-García, E. & Peralta-Salazar, R. (2015, septiembre). Early Mesozoic Southern Mexico–Amazonian connection based on U–Pb ages from detrital zircons: The La Mora Paleo-River in the Mixteca Terrane and its paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research*, 28(2), 689-701. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.005>
- Site 299. (1975, mayo). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 31. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.31.110.1975>
- Site 301. (1975, mayo). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 31. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.31.112.1975>
- Solari, L. A., Dostal, J., & Ortega-Gutiérrez, F. (2001). The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2).
- Solari, L., Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Lopez, R. & Hames, W. (2003, abril). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365(1-4), 257-282. [https://doi.org/10.1016/s0040-1951\(03\)00025-8](https://doi.org/10.1016/s0040-1951(03)00025-8)
- Stern, R. J., Fouch, M. J. & Klempner, S. L. (2003). An overview of the Izu-Bonin-Mariana subduction factory. *Inside the Subduction Factory*, 175-222. <https://doi.org/10.1029/138gm10>
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. & Schmid, S. M. (2002, diciembre). The eastern Tonale fault zone: a ‘natural laboratory’ for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of Structural Geology*, 24(12), 1861-1884. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(02)00035-4)
- Suttner, L. J., and Basu, A., 1985. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method Discussion. *J. Sediment. Petrol*, 55:616-617
- Taira A, Katto J, Tashiro M, Okamura M & Kodama K. (1988). The Shimanto Belt in Shikoku, Japan: evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Mod. Geol.* 12:5–46
- Taira, A. (2001, mayo). Tectonic Evolution of the Japanese Island Arc System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1), 109-134. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.109>
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J. & Guerrero-Suástegui, M. (1995). Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc. *Geofísica Internacional*, 34, 3–22.

- Talavera-Mendoza, O. & Guerrero-Suastegui, M. (2000 octubre). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5), 297-324. [https://doi.org/10.1016/s0895-9811\(00\)00026-2](https://doi.org/10.1016/s0895-9811(00)00026-2)
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza-Figueroa, D. M., Vega-Granillo, R. & Campa-Uranga, M. F. (2005, julio). U–Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3-4), 682-699. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.013>
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Valencia, V. A. & Centeno-Garcia, E. (2007, 1 septiembre). Detrital acon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1052-1065. <https://doi.org/10.1130/b26016.1>
- Tamaki, K. (1988). Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv. Jpn.*, 39, 269-365.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. J. & Pisciotto, K. (1992, septiembre). Tectonic Synthesis and Implications of Japan Sea ODP Drilling. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 127/128 Part 2 Scientific Results*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.127128-2.240.1992>
- Tani, K., Fiske, R. S., Tamura, Y., Kido, Y., Naka, J., Shukuno, H. & Takeuchi, R. (2008). Sumisu volcano, Izu-Bonin arc, Japan: site of a silicic caldera-forming eruption from a small open-ocean island. *Bulletin of Volcanology*, 70(5), 547-562. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0153-2>
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., de Lepinay, B., Beck, C., Martinez R., J., M., O., H., E., Stein, G., Bourdier, J. L. & Yta, M. (1994, febrero). The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230(1-2), 49-73. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90146-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90146-5)
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P. J. & Grajales, J. M. (1999). Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America. *Special Paper 340: Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, 191-196. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-x.191>
- Tucholke, B., Sibuet, J. C. & Klaus, A. (Eds.). (2004, 29 octubre). Proceedings of the Ocean Drilling Program, 210 Initial Reports. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.210.2004>
- Uyeda, S. & Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84(B3), 1049. <https://doi.org/10.1029/jb084ib03p01049>
- Valencia, V. A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M. & Grove, M. (2013, 22 agosto). The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco

- Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 801-824. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0908-z>
- Van der Plas, L., & Tobi, A. C. (1965, 1 enero). A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263(1), 87-90. <https://doi.org/10.2475/ajs.263.1.87>
- Vanney, J. R. & Gennesseaux, M. (1985). Mediterranean Seafloor Features: Overview and Assessment. *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, 3-32. [https://doi.org/10.1007/978-1-4613-8572-1\\_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4613-8572-1_1)
- Van Horne, A., Sato, H. & Ishiyama, T. (2016). Evolution of the Sea of Japan back-arc and some unsolved issues. *Tectonophysics*, 710–711, 6-20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.020>
- Vermeesch, P. (2012, junio). On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 312–313, 190-194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>
- Vigliotti, L. & Langenheim, V. (1995, julio). When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. *Terra Nova*, 7(4), 424-435. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1995.tb00538.x>
- Wakita, K. & Metcalfe, I. (2005, marzo). Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(6), 679-702. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.04.004>
- Wakita, K. (2013, agosto). Geology and tectonics of Japanese islands: A review – The key to understanding the geology of Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 72, 75-87. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.04.014>
- Wanless, V. D., Perfit, M. R., Ridley, W. I. & Klein, E. (2010, diciembre). Dacite Petrogenesis on Mid-Ocean Ridges: Evidence for Oceanic Crustal Melting and Assimilation. *Journal of Petrology*, 51(12), 2377-2410. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq056>
- Welford, J. K. & Hall, J. (2007, noviembre). Crustal structure of the Newfoundland rifted continental margin from constrained 3-D gravity inversion. *Geophysical Journal International*, 171(2), 890-908. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2007.03549.x>
- Wernicke, B. (1985, 1 enero). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125. <https://doi.org/10.1139/e85-009>
- White, R. & McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7685. <https://doi.org/10.1029/jb094ib06p07685>
- Wilson, B. M. (1989, febrero 28). *Igneous Petrogenesis a Global Tectonic Approach* (1989. Corr. 2nd Printing 2007 ed.). Springer.
- Withjack, M. O., Schlische, R. W. & Olsen, P. E. (2002). Rift basin structure and its influence on sedimentary systems. *Sedimentation in Continental Rifts*, 57-81. <https://doi.org/10.2110/pec.02.73.0057>
- Yoshida, T., Kimura, J. I., Yamada, R., Acocella, V., Sato, H., Zhao, D., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Honda, S., Ishikawa, M., Prima, O. D. A., Kudo, T.,



Shibazaki, B., Tanaka, A. & Imaizumi, T. (2013, 24 septiembre). Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. *Geological Society, London, Special Publications*, 385(1), 335-387. <https://doi.org/10.1144/sp385.15>

Zuffa, G. G. (1985). Optical Analyses of Arenites: Influence of Methodology on Compositional Results. *Provenance of Arenites*, 165-189. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_8)

## Apéndice A

### ARCO INTRAOCEÁNICO

Sistema de arco Izu Bonin Mariana									
Leg	Sitios	Edad	Latitud	Longitud	Núm. de muestras	Tipo de muestra	Metodología de conteo	Datos modales	Referencia
<b>Rift de Sumisu</b>									
Leg 126	788 (A y C)	A=Cuaternario; C=Plioceno	30°55.328'N	140° 0.217'E	21	Sedimento	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en datos sin recalcular	Marsaglia (1992)
Leg 126	790 (A, B y C)	A, B y C=Cuaternario	30°54.848'N	139°50.504'E	25	Sedimento	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en datos sin recalcular	Marsaglia (1992)
Leg 126	791 (A y B)	A y B=Cuaternario	30°54.990'N	139°52.206'E	22	Sedimento	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en datos sin recalcular	Marsaglia (1992)
<b>Parace Vela</b>									
Leg 59	450	Mediados del Mioceno	18°00.02'N	140°47.34'E	8	Areniscas	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Packer & Ingersoll (1986)
<b>Depresión de Mariana</b>									
Leg 59	451	Finales del Mioceno	18°00.88'N	143° 16.57'E	25	Areniscas	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Packer & Ingersoll (1986)
Leg 60	453	Plioceno	17°54.42'N	143°40.95'E	5	Sedimento	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Packer & Ingersoll (1986)
Leg 60	455	Pleistoceno	17°51.26'N	145°21.48'E	8	Sedimento	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Packer & Ingersoll (1986)

Tabla 1. Muestras utilizadas para el modelo detrítico de arco intraoceánico.

**ARCO TRANSICIONAL**

Mar de Japón									
Leg	Sitios	Edad	Latitud	Longitud	Núm. de muestras	Tipo de muestra	Metodología de conteo	Datos modales	Referencia
<b>Depósitos con procedencia del núcleo continental asiático</b>									
Leg 31	301	Oligoceno-Mioceno	41°03.75'N	134°02.86'E	7	Areniscas	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Packer & Ingersoll (1986)
Leg 31	301	Oligoceno-Mioceno	41°03.75'N	134°02.86'E	3	Areniscas	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Marsaglia et al. (1992)
Leg 127	797	?-inicios del Mioceno	38°36.960'N	134°32.160'E	42	Areniscas	Tradicional de Basu (1985)	Conteo de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	Boggs & Seyedolali (1992)
Leg 128	799	Inicios del Mioceno	39°13.220'N	133°52.002'E	10	Areniscas	Tradicional de Basu (1985)	Conteo de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	Boggs & Seyedolali (1992)
<b>Depósitos con procedencia del arco</b>									
Leg 31	299	Oligoceno-Mioceno	39° 29.69" N	137" 39.72'E	11	Areniscas	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Packer & Ingersoll (1986)
Leg 31	299	Oligoceno-Mioceno	39° 29.69" N	137" 39.72'E	2	Areniscas	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Marsaglia et al. (1992)
Leg 127	796	Mediados-finales del Mioceno	42°50.940'N	139°24.750'E	15	Areniscas	Tradicional de Basu (1985)	Conteo de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	Boggs & Seyedolali (1992)

Tabla 2. Muestras utilizadas para el modelo detrítico de arco transicional.

ARCO CONTINENTAL

CUENCA LIGURO-PROVENZAL  
DEPÓSITOS ADYACENTES AL ARCO

Sucesión de Saint Florent

Leg	Sitios	Edad	Latitud	Longitud	Núm. de muestras	Tipo de muestra	Metodología de conteo	Datos modales	Referencia
	Parte superior de la sucesión (Formación Fium Albino)	Mioceno (Burdigaliano)	NE de la isla de Córcega		1	Arenisca	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en porcentajes	Cavazza et al. (2007)
	Parte intermedia de la sucesión (Formaciones Torra, Monte Sant Angelo y St. Florent)	Mioceno (Burdigaliano-Langhiano)			12	Arenisca	Gazzi-Dickinson	respecto al total del análisis modal	Cavazza et al. (2007)

CUENCA DEL MAR TIRRENO

DEPÓSITOS ADYACENTES A LA MARGEN CONTINENTAL

Leg	Sitios	Edad	Latitud	Longitud	Núm. de muestras	Tipo de muestra	Metodología de conteo	Datos modales	Referencia
<b>Margen pasiva al este de Cerdeña</b>									
Leg 107	654	Finales del Tortoniano-Mesiniano	40°34.758'N	10°41.802'E	6	Arenisca	Siguiendo el criterio de Zuffa (1980, 1985, 1987). Para fragmentos faneríticos policríticos se contaba tanto el cristal bajo el cruce de la retícula y el tipo de fragmento de roca en la que el cristal está contenido como en la metodología Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	Borsetti et al. (1990)

DEPÓSITOS ADYACENTES AL ARCO

<b>Margen pasiva al este de Cerdeña</b>									
Leg 107	652	Mesiniano (Unidad 3 y 4 sin <i>-rift</i> )	40°21.300'N	12° 8.592'E	9 (pre-Plioceno)	Arenisca	Siguiendo el criterio de Zuffa (1980, 1985, 1987). Para fragmentos faneríticos policríticos se contaba tanto el cristal bajo el cruce de la retícula y el tipo de fragmento de roca en la que el cristal está contenido como en la metodología Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	Borsetti et al. (1990)
Leg 161	974	Unidad 3 de finales del Mioceno	40°21.358'N	12° 8.521'E	3	Arenisca	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en datos sin recalcular	Marsaglia et al. (1999)
Leg 161	974	Unidad 1 del Pleistoceno	40°21.358'N	12° 8.521'E	8	Arenisca	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en datos sin recalcular	Marsaglia et al. (1999)

Depósitos sin-*rift* al oeste de Calabria

	Unidades sin- <i>rift</i>	Finales del Tortoniano-inicios del Mesiniano	39°12'54.41"	16° 6'1.58"E	Valor promedio y campos graficados en la literatura	Arenisca	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Critelli & Le Pera (1995)
--	---------------------------	--	--------------	--------------	---	----------	-----------------	---	---------------------------

Zona costera oeste de Calabria

	Sedimentos actuales en la zona costera de Calabria	Actual	Margen suroeste de Calabria		26	Sedimento	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Le Pera & Critelli (1997)
--	--	--------	-----------------------------	--	----	-----------	-----------------	---	---------------------------

Cuenca de Paola

		Actual	Margen suroeste de Calabria		Campo graficado en la literatura	Sedimento	Información no disponible en la literatura	Conteo de puntos reportado en parámetros recalculados	Le Pera & Critelli (1997)
--	--	--------	-----------------------------	--	----------------------------------	-----------	--	---	---------------------------

DEPÓSITOS DE ARCO

Leg	Sitios	Edad	Latitud	Longitud	Núm. de muestras	Tipo de muestra	Metodología de conteo	Datos modales	Referencia
<b>Isla de Lipari</b>									
	Oeste de la Isla de Lipari	Actual			24	Sedimento	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en datos sin recalcular	Morrone et al. (2017)

Tabla 3. Muestras utilizadas para el modelo detrítico de arco continental.

<b>MARGEN PASIVA</b>									
<b>Margen Pasiva de Newfoundland</b>									
Leg	Sitios	Edad	Latitud	Longitud	Núm. de muestras	Tipo de muestra	Metodología de conteo	Datos modales	Referencia
Leg 210	1276	Albiano-Eoceno	45°24.31'N	44°47.14'O	21	Areniscas	Gazzi-Dickinson	Conteo de puntos reportado en datos sin recalcular	Marsaglia et al. (2007)

Tabla 4. Muestras utilizadas para el modelo detrítico de margen pasiva.

## Apéndice B

<b>Qs</b>	Cristal individual de cuarzo
<b>QRm</b>	Cristal de cuarzo en fragmento fanerítico policristalino
<b>QLvf</b>	Fenocristal de cuarzo en lítico volcánico felsítico
<b>Tx-Gr</b>	Cristal de cuarzo con textura granofírica
<b>Qp</b>	Cuarzo policristalino
<b>Ks</b>	Cristal individual de ortoclasa sin textura de intercrecimiento
<b>Mr</b>	Cristal individual de microclina
<b>KRm</b>	Cristal de ortoclasa en fragmento fanerítico policristalino
<b>Tx-Pr</b>	Cristal individual con textura pertítica
<b>Tx-Mpr</b>	Cristal individual con textura mesopertítica
<b>MprRm</b>	Mesopertita en fragmento fanerítico policristalino
<b>Klvf</b>	Cristal de feldespato potásico en lítico volcánico felsítico
<b>Ps</b>	Cristal individual de plagioclasa
<b>PRm</b>	Cristal de plagioclasa en fragmento fanerítico policristalino
<b>PLvl</b>	Cristal de plagioclasa en lítico volcánico lathwork
<b>PLvf</b>	Cristal de plagioclasa en lítico volcánico felsítico
<b>Lvl</b>	Lítico volcánico lathwork
<b>Lvmi</b>	Lítico volcánico microlítico
<b>Lvf</b>	Lítico volcánico felsítico
<b>Lvv</b>	Lítico volcánico vítreo
<b>Lvs</b>	Lítico volcánico con textura variolítica
<b>Ls1</b>	Lítico sedimentario de limolita
<b>Ls2</b>	Lítico sedimentario de lutita
<b>Ls3</b>	Lítico sedimentario de caliza
<b>Lmp3</b>	Lítico metapelítico de rango 3
<b>Lmp4</b>	Lítico metapelítico de rango 4
<b>Lmf2</b>	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 2
<b>Lmf3</b>	Lítico metapsamítico/metafelsítico de rango 3
<b>Ms</b>	Cristal de moscovita
<b>Chalc</b>	Cristal de calcedonia
<b>Chl</b>	Cristal de clorita
<b>Tur</b>	Cristal de turmalina
<b>Hbl</b>	Cristal de hornblenda
<b>Tr</b>	Cristal de tremolita
<b>Opq</b>	Cristal de mineral opaco
<b>LV</b>	$LV=Lvl+Lvm+Lvf+Lvw+Lvs$
<b>LS</b>	$LS=Ls1+Ls2+Ls3$
<b>LM</b>	$LM=Lmp3+Lmp4+Lmf2+Lmf3$
<b>L</b>	$L=LV+LS+LM$
<b>K</b>	$K=Ks+Mr+KRm+Tx-Pr+Tx-Mpr+MprRm+Klvf$
<b>P</b>	$P=Ps+PRm+PLvl+PLvf$
<b>F</b>	$F=K+P$
<b>Qt</b>	$Qt=Qs+QRm+QLvf+Tx-Gr+Qp$
<b>Qm</b>	$Qt=Qs+QRm+QLvf+Tx-Gr$
<b>Ptot</b>	$Ptot=(Ps+PRm+PLvl+PLvf)*100/(P+K)$
<b>Ktot</b>	$Ktot=(Ks+Mr+KRm+Tx-Pr+Tx-Mpr+MprRm+Klvf)*100/(P+K)$

Tabla 1. Categorías utilizadas en el análisis modal.

Muestra	Lado de la cuenca adyacente al arco						Lado de la cuenca adyacente al núcleo continental									
	Formación Cuestecitas			Formación Arperos			Formación Sierra de los Cuarzos		Conjunto Santo-Tomás-Tejupilco			Formación La Pimienta				
	SL45	SL52A	SL67	M1(A)	M1(B)	M2	SQT193-1	SQT193-2	P-81-4	VB5-12-6	VB5-12-6A	Z13-02	Z13-05	Z13-06	Z13-07	Z13-8A
Qs	88	96	99	126	134	116	342	336	332	247	248	344	345	284	293	297
QRm	16	34	11	17	9	12	6	2		24	19	7	54	95	65	103
QLvf	18		1		3	1	14	13	18			2				
Tx-Gr										2				3		
Qp	37	39	72	33	20	32	12	16	18	38	42	41	36	56	82	80
Ks	115	83	142	112	159	177	38	30	31	67	44	19	45	17	20	15
Mr									3							
KRm	12	21	9	23		12	3	1		18		4		7	4	17
Tx-Pr							5		2		16	7		1		2
Tx-Mpr										5	1	8	9	2	4	8
MprRm										3						
KLvf		1				2		1								
Ps	97	99	86	96	114	105	25	18	36	17	23	27	42	32	60	31
PRm	3	21		9		3		1		8		7	3	2	9	2
PLvl			1		3											
PLvf		2				1	3	1								
Lvl	33	35	26	35	48	29	3									
Lvmi	59	11	55	19	29	17	1	1								
Lvf	54	60	27	28	23	36	72	86	71	67	74	41	2	22	7	3
Lvv	13	6	17		4	1										
Lvs			2													
Ls1	2	13		3	3	1										
Ls2		7	2	2	3	2					21					
Ls3						1										
Lmp3	1				2											
Lmp4		1		2												
Lmf2	2				4				2			2		7	3	2
Lmf3		5										4		4		
Ms	1										5		1	6	2	
Chalc		2														
Chl			2	5												
Tur				1												
Hbl									1							
Tr							2									
Opq	4	2	9	7	6	5	7	12		4	13					
Total	555	538	561	518	564	553	533	518	511	503	506	513	537	538	549	560

Tabla 2. Resultados del análisis modal.

Muestra	Lado de la cuenca adyacente al arco						Lado de la cuenca adyacente al núcleo continental										
	Formación Cuestecitas			Formación Arperos			Formación Sierra de los Cuarzos			Conjunto Santo-Tomás-Tejupilco				Formación La Pimienta			
	SL45	SL52A	SL67	M1(A)	M1(B)	M2	SQT193-1	SQT193-2	P-81-4	VB5-12-6	VB5-12-6A	Z13-02	Z13-05	Z13-06	Z13-07	Z13-8A	
Qt	29	32	33	35	30	29	71	73	72	62	63	77	81	82	80	86	
F	41	43	43	48	49	55	14	10	14	24	17	14	18	11	18	13	
L	30	26	23	18	21	16	15	17	14	14	19	9	0	6	2	1	
Ptot	44	54	37	44	42	36	38	38	50	21	27	47	45	56	71	44	
Ktot	56	46	63	56	58	64	62	62	50	79	73	53	55	44	29	56	
Qm	24	26	23	30	27	25	71	72	71	59	60	75	80	80	77	83	
F	44	46	50	51	51	58	14	11	15	26	19	15	20	13	21	16	
L	32	28	27	19	22	17	15	18	14	15	21	10	0	7	2	1	
Qm	35	36	32	37	35	30	83	87	83	70	76	83	80	86	79	84	
K	36	29	43	35	38	45	11	8	9	24	17	9	11	6	6	9	
P	29	34	25	27	28	25	6	5	9	6	7	8	9	8	15	7	
LV	97	81	98	92	90	95	100	100	100	97	78	87	100	67	70	60	
LS	1	14	2	6	5	5	0	0	0	0	22	0	0	0	0	0	
LM	2	4	0	2	5	0	0	0	0	3	0	13	0	33	30	40	
Lvl	23	33	24	43	48	35	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Lvmi	40	10	51	23	29	21	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	
Lvf	37	57	25	34	23	44	95	99	100	100	100	100	100	100	100	100	

Tabla 3. Parámetros recalculados del análisis modal.



Tabla 4. Conteos de puntos reportados en la literatura para las formaciones de la Cuenca de Arperos. Continúa en la siguiente página.

		Martini et al. (2012)								
	Muestra	Qm	Qp	K	P	Lvl	Lvmi	Lvf	LS	LM
<b>Formación</b>	SL 18	91	48	11	233	22	0	15	8	30
<b>Cuestecitas</b>	SL 25	68	33	15	270	28	0	17	13	14
	SL 45	73	38	20	151	80	0	57	19	22
	SL 46	87	41	11	222	36	0	26	3	26
	SL 48	84	36	12	224	44	0	24	18	26
	SL 51	73	37	10	261	22	0	40	0	22
	SL 52A	48	43	32	162	60	0	36	49	27
	SL 52B	82	33	24	225	57	0	22	15	16
	SL 56	72	43	27	175	54	0	27	29	42
	SL 65	81	41	21	171	59	0	22	30	38
	SL 67	73	39	19	181	78	0	22	28	31
	SL 69	80	32	0	302	31	0	10	5	13
<b>Formación</b>	M1a	64	33	32	170	96	2	42	3	20
<b>Arperos</b>	M1b	99	32	24	156	92	4	21	7	21
	M2a	92	44	30	169	43	0	30	6	29
	M2b	94	39	18	178	40	0	28	9	32
	M3a	53	48	37	223	31	0	51	19	14
	M3b	66	41	31	206	27	0	62	13	21
	M4a	74	38	20	231	38	3	29	21	15
	M4b	68	44	11	214	32	0	40	24	28
<b>Formación</b>	GTO 6	344	48	11	0	0	0	3	12	35
<b>Esperanza</b>	GTO 7	329	70	6	0	0	0	1	17	41
	GTO 10	304	102	10	0	0	0	0	6	39
	GTO 12	348	38	21	0	0	0	5	8	34
	GTO 56	327	74	0	0	0	0	5	22	32
	E 15	368	58	3	0	0	0	4	11	23
	E 25A	321	59	8	0	0	0	0	21	43
	E 25B	343	60	3	0	0	0	3	16	28
<b>Formación</b>	SL 21	19	47	0	281	129	0	0	0	0
<b>El Paxtle</b>	SL 22bis	7	53	0	218	191	0	0	0	0
	SL 25A	13	64	0	196	197	0	0	0	0
	SL 47	21	53	0	267	123	0	0	0	0

Palacios-García & Martini (2014)										
	Muestra	Qm	Qp	K	P	Lvl	Lvmi	Lvf	LS + Líticos metasedimentarios	CE
<b>Formación</b>	Miembro C SQB0	345	17	5	35	0	0	16	10	0
<b>Sierra de los</b>	SQT2	381	17	11	21	0	0	7	10	0
<b>Cuarzos</b>	SQB6	358	23	7	32	0	0	11	10	0
	SQB194	369	21	9	27	0	0	17	10	0
	SQB176	342	49	10	22	0	0	27	32	0
	P5	386	15	3	19	0	0	21	12	0
	SQB167	359	22	5	28	0	0	19	17	0
	Member B P83A	301	78	10	11	0	16	42	9	0
	P83B	317	59	7	9	0	14	30	7	0
	P86A	276	71	11	9	0	25	37	7	0
	GrBa	243	83	2	3	0	6	91	8	0
	GrBb	268	66	3	2	0	13	74	11	0
	GrBc	295	44	0	1	0	7	66	19	0
	Member A SQB18	376	51	0	5	0	0	2	20	0
	SQB11	388	47	3	19	0	0	0	16	0
	SQT2	374	46	2	8	0	0	6	14	0
	SQB168	372	29	0	9	0	0	6	29	0
	SQB5	386	29	3	17	0	0	9	9	0
	SQB166(b)	320	59	2	10	0	0	5	13	0
	SQB2(b)	343	64	0	3	0	0	11	19	0
	SQB2(a)	368	37	0	7	0	0	8	15	0
	SQB4	349	50	0	8	0	0	15	22	0
	SQB8	367	33	2	10	0	0	7	27	0
Ortega-Flores et al. (2015)										
Datos no disponibles										
Martini et al. (2014)										
	Muestra	Qm	Qp	K	P	Lvl	Lvmi	Lvf	LS + Líticos metasedimentarios	CE
<b>Conjunto</b>	ST16-5-11(8)a	190	34	37	26	0	0	118	31	0
<b>Santo</b>	ST16-5-11(8)b	247	53	38	13	0	0	81	22	0
<b>Tomás</b>	VB5-12-5A	194	9	55	24	0	0	152	10	0
<b>Tejupilco</b>	VB5-12-5B	183	28	56	27	0	0	133	15	0
	VB5-12-5C	183	14	36	16	0	0	167	24	0
	ST15-5-11(7)	224	24	50	26	0	0	104	15	0
	VB5-12-6	219	34	53	20	0	0	95	31	0
	VB14-5-11(3)	260	37	29	15	0	0	50	49	0
	VB14-5-11(4)b	303	42	20	9	0	0	41	41	0
	VB14-5-11(4)c	294	38	25	11	0	0	40	37	0
<b>EnsamblePa</b>	VB2-10-4	12	27	5	223	103	72	11	0	0
<b>Imar Chico</b>	VB2-10-3	0	15	0	271	91	73	0	0	0
	VB2-10-2	9	21	0	242	121	68	2	0	0
	ST16-5-11(2)	0	10	0	223	137	94	0	0	0
	ST16-5-11(4)	2	15	1	257	107	83	5	0	0

Tabla 5. Parámetros recalculados de la información petrográfica disponible en la literatura para la Cuenca de Arperos. Continúa en las siguientes páginas.

<b>Lado de la Cuenca de Arperos adyacente al arco</b>																		
<b>Formación Cuestecitas</b>																		
	Muestra	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	F	L	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf
Martini et al. (2012)	SL 18	30	53	16	95	5	22	60	18	27	3	70	40	49	11	59	0	41
	SL 25	22	62	16	95	5	16	67	17	19	4	76	19	63	18	62	0	38
	SL 45	24	37	39	88	12	17	41	42	30	8	62	12	77	11	58	0	42
	SL 46	28	52	20	95	5	21	57	22	27	3	69	29	68	3	58	0	42
	SL 48	26	50	24	95	5	19	55	26	26	4	70	23	61	16	65	0	35
	SL 51	24	58	18	96	4	17	63	20	21	3	76	26	74	0	35	0	65
	SL 52A	20	42	38	84	16	12	47	42	20	13	67	16	56	28	63	0	38
	SL 52B	24	53	23	90	10	19	56	25	25	7	68	15	72	14	72	0	28
	SL 56	25	43	32	87	13	17	47	36	26	10	64	28	53	19	67	0	33
	SL 65	26	41	32	89	11	19	45	35	30	8	63	26	54	20	73	0	27
	SL 67	24	42	34	91	10	17	46	37	27	7	66	19	63	18	78	0	22
SL 69	24	64	12	100	0	18	68	13	21	0	79	22	69	8	76	0	24	
<b>Formación Arperos</b>																		
Martini et al. (2012)	M1a	21	44	35	84	16	15	47	38	24	12	64	12	86	2	69	1	30
	M1b	29	39	32	87	13	23	42	34	35	9	56	14	81	5	79	3	18
	M2a	31	45	24	85	15	23	50	27	32	10	58	27	68	6	59	0	41
	M2b	30	45	25	91	9	24	49	27	32	6	61	29	62	8	59	0	41
	M3a	21	55	24	86	14	12	61	27	17	12	71	12	71	17	38	0	62
	M3b	23	51	26	87	13	15	56	29	22	10	68	17	72	11	30	0	70
	M4a	24	54	23	92	8	17	58	25	23	6	71	14	66	20	54	4	41
	M4b	24	49	27	95	5	16	54	30	23	4	73	23	58	19	44	0	56
<b>Arcelia</b>																		
Talavera-Mendoza et al. (2007)		Campo reportado en la literatura			Datos no disponibles		Datos no disponibles		Datos no disponibles		Datos no disponibles		Datos no disponibles		Datos no disponibles			

<b>Lado de la Cuenca de Arperos adyacente al núcleo continental</b>																		
<b>Formación Esperanza</b>																		
Martini et al. (2012)	GTO 6	87	2	11	0	100	85	3	12	97	3	0	70	6	24	0	0	100
	GTO 7	86	1	13	0	100	84	2	15	98	2	0	69	2	29	0	0	100
	GTO 10	88	2	10	0	100	85	3	13	97	3	0	87	0	13	0	0	0
	GTO 12	85	5	10	0	100	84	5	11	94	6	0	72	11	17	0	0	100
	GTO 56	87	0	13	0	0	85	0	15	100	0	0	54	8	37	0	0	100
	E 15	91	1	8	0	100	90	1	9	99	1	0	61	11	29	0	0	100
	E 25A	84	2	14	0	100	82	2	16	98	2	0	67	0	33	0	0	0
	E 25B	89	1	10	0	100	87	1	12	99	1	0	60	6	34	0	0	100
<b>Formación Sierra de los Cuarzos</b>																		
Palacios- García & Martini (2014)	SQB0	83	9	8	88	13	82	10	8	90	1	9	Datos no disponibles	0	0	100		
	SQT2	88	7	5	66	34	88	7	5	92	3	5		0	0	100		
	SQB6	84	9	7	82	18	83	9	7	90	2	8	0	0	100			
	SQB194	84	8	8	75	25	84	8	8	91	2	7	0	0	100			
	SQB176	81	7	12	69	31	79	7	14	91	3	6	0	0	100			
	P5	88	5	7	86	14	88	5	7	95	1	5	0	0	100			
	SQB167	84	7	8	85	15	84	8	9	92	1	7	0	0	100			
	P83A	81	4	14	52	48	77	5	17	93	3	3	0	28	72			
	P83B	85	4	12	56	44	83	4	13	95	2	3	0	32	68			
	P86A	80	5	16	45	55	76	5	19	93	4	3	0	40	60			
	GrBa	75	1	24	60	40	69	1	30	98	1	1	0	6	94			
	GrBb	76	1	22	40	60	72	1	26	98	1	1	0	15	85			
	GrBc	78	0	21	100	0	76	0	24	100	0	0	0	10	90			
	SQB188	94	1	5	100	0	93	1	5	99	0	1	0	0	100			
	SQB11	92	5	3	86	14	91	5	4	95	1	5	0	0	0			
	SQT2	93	2	4	80	20	93	2	5	97	1	2	0	0	100			
	SQB168	90	2	8	100	0	89	2	8	98	0	2	0	0	100			
	SQB5	92	4	4	85	15	91	5	4	95	1	4	0	0	100			
	SQB166(b)	93	3	4	83	17	91	3	5	96	1	3	0	0	100			
	SQB2(b)	93	1	7	100	0	91	1	8	99	0	1	0	0	100			
SQB2(a)	93	2	5	100	0	92	2	6	98	0	2	0	0	100				
SQB4	90	2	8	100	0	89	2	9	98	0	2	0	0	100				
SQB8	90	3	8	83	17	89	3	8	97	1	3	0	0	100				

<b>Lado de la Cuenca de Arperos adyacente al núcleo continental</b>																		
<b>Conjunto Santo Tomás Tejupilco</b>																		
Martini et al. (2014)	ST16-5-11(8)a	51	14	34	41	59	47	16	37	75	15	10	Datos no disponibles	0	0	100		
	ST16-5-11(8)b	66	11	23	25	75	62	13	26	83	13	4	Datos no disponibles	0	0	100		
	VB5-12-5A	46	18	36	30	70	45	18	37	71	20	9		0	0	100		
	VB5-12-5B	48	19	33	33	67	44	20	36	69	21	10		0	0	100		
	VB5-12-5C	45	12	43	31	69	43	12	45	78	15	7		0	0	100		
	ST15-5-11(7)	56	17	27	34	66	53	18	28	75	17	9		0	0	100		
	VB5-12-6	56	16	28	27	73	52	17	30	75	18	7		0	0	100		
	VB14-5-11(3)	68	10	23	34	66	65	11	25	86	10	5		0	0	100		
	VB14-5-11(4)b	76	6	18	31	69	73	7	20	91	6	3		0	0	100		
VB14-5-11(4)c	75	8	17	31	69	72	9	19	89	8	3		0	0	100			
<b>Formación La Pimienta</b>																		
Ortega-	Z12-02	31	0	69	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles		
Flores et al. (2015)	Z13-02	62	6	32	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles		
	Z13-03	59	30	11														
	Z13-05	86	10	4														
	Z13-06	94	4	2														
	Z13-07	88	9	3														
	Z13-08a	86	7	7														
<b>Sucesiones de arco del Terreno Guerrero</b>																		
<b>Formación El Paxtle</b>																		
Martini et al. (2012)	SL 21	14	59	27	100	0	4	66	30	6	0	94	0	100	0	100	0	0
	SL 22bis	13	46	41	100	0	2	52	46	3	0	97	0	100	0	100	0	0
	SL 25A	16	42	42	100	0	3	48	49	6	0	94	0	100	0	100	0	0
	SL 47	16	58	27	100	0	5	65	30	7	0	93	0	100	0	100	0	0
<b>Ensamble Palmar Chico</b>																		
Martini et al. (2014)	VB2-10-4	9	50	41	98	2	3	54	44	5	2	93	Datos no disponibles	55	39	6		
	VB2-10-3	3	60	36	100	0	0	62	38	0	0	100	Datos no disponibles	55	45	0		
	VB2-10-2	6	52	41	100	0	2	55	43	4	0	96		63	36	1		
	ST16-5-11(2)	2	48	50	100	0	0	49	51	0	0	100		59	41	0		
	ST16-5-11(4)	4	55	41	100	0	0	57	43	1	0	99		55	43	3		

## Apéndice C

RIFT DE SUMISU Marsaglia (1992)	
<b>Qp</b>	Cuarzo policristalino
<b>Qm</b>	Cuarzo monocristalino
<b>P</b>	Plagioclasa
<b>K</b>	Feldespato potásico
<b>Lvv</b>	Lítico volcánico vítreo
<b>Lvf</b>	Lítico volcánico felsítico
<b>Lvml</b>	Lítico volcánico microlítico
<b>Lvl</b>	Lítico volcánico lathwork
<b>LmLs</b>	Líticos metamórficos y sedimentarios
<b>L´</b>	Lvv+Lvf+Lvml+Lvl+LmLs
<b>Qt</b>	$(Qm+Qp)*100/(Qp+Qm+K+P+L´)$
<b>F</b>	$(P+K)*100/(Qp+Qm+K+P+L´)$
<b>L</b>	$L´*100/(Qp+Qm+K+P+L´)$
<b>Ptot</b>	$P*100/(P+K)$
<b>Ktot</b>	$K*100/(P+K)$
<b>Qm</b>	$Qm*(100)/(Qm+K+P)$
<b>K</b>	$K*(100)/(Qm+K+P)$
<b>P</b>	$P*(100)/(Qm+K+P)$
<b>Lvl</b>	$Lvl*100/(Lvl+Lvml+Lvf)$
<b>Lvml</b>	$Lvml*100/(Lvl+Lvml+Lvf)$
<b>Lvf</b>	$Lvf*100/(Lvl+Lvml+Lvf)$

Tabla 1. Categorías del análisis modal de Marsaglia (1992) utilizadas para recalculer parámetros de los diagramas ternarios.

Tabla 2. Conteo de puntos en Marsaglia (1992). Continúa en la siguiente página.

Rift de Sumisu  
Marsaglia (1992)

		Qp	Qm	P	K	Lvv_p ugl	Lvv_b rgl	Lvv_ orbg	Lvv_c lgl	Lvv_ blgl	Lvv_a lgl	Lvv_ degl	Lvf	Lvml _puvl
788A	4R-1, 18-21	0	0	96	0	157	84	4	64	6	0	0	0	3
788C	2H-1.6-10	1	4	116	0	113	85	1	48	6	0	0	1	1
788C	3H-1,42-46	0	0	99	0	193	23	0	94	4	1	3	0	0
788C	4H-1,64-67	1	1	93	0	171	32	1	119	5	1	0	0	1
788C	4H^t, 46-49	0	0	30	0	230	43	1	73	12	3	0	0	0
788C	7H-1,30-33	0	0	22	0	312	32	2	70	5	0	0	0	0
788C	8H-1,20-23	1	1	67	0	125	91	0	81	42	3	0	1	0
788C	8H-2,107-110	0	0	26	0	163	154	0	54	25	0	0	2	0
788C	9H-1,85-88	1	0	34	0	131	130	1	89	37	0	0	0	0
788C	11H-3, 125-128	0	0	10	0	252	85	1	86	26	0	0	0	0
788C	11H-CC, 13-16	0	0	31	0	218	100	0	71	6	0	0	1	1
788C	13H-5, 120-124	0	1	43	0	195	71	0	145	1	0	0	0	1
788C	14H-5,57-60	0	0	81	0	171	113	0	63	4	0	0	0	0
788C	15H-1,5-9	1	0	50	0	220	50	0	127	5	3	0	0	0
788C	16H-1,7-11	0	1	120	0	190	4	1	97	7	0	0	0	0
788C	17H-4, 94-98	1	0	83	0	203	2	0	147	2	3	0	0	1
788C	18H-2, 65-68	1	0	176	0	101	6	0	106	11	8	0	0	1
788C	22H-1, 6-9	0	0	133	0	207	10	0	65	7	0	0	0	0
788C	23H-1,46-50	0	1	119	0	161	5	0	138	7	0	0	0	0
788C	24H-2, 110-114	0	1	153	0	213	10	1	39	11	1	0	0	0
788C	26H-1,6-9	0	0	126	0	184	36	1	54	7	1	1	0	2
790A	1H-5, 132-135	0	1	26	0	255	53	0	106	5	0	1	0	0
790A	2H-5,9-12	3	1	57	0	73	126	0	46	14	0	0	0	3
790A	2H-6,106-107	3	7	63	0	84	81	0	36	87	0	0	2	0
790A	4H-3,47-50	2	0	50	0	263	43	0	65	12	1	0	0	0
790B	3H-2,21-24	5	0	76	0	38	93	1	19	50	3	6	0	0
790B	4H-6,74-77	2	0	47	0	233	36	0	98	14	5	2	0	0
790B	5H-1,113-116	3	0	164	0	84	31	0	28	21	0	2	2	1
790B	6H^t, 16-20	0	3	95	0	200	38	0	58	16	0	0	2	0
790B	7H-6,86-90	0	1	44	0	230	30	0	138	9	0	0	0	0
790B	8H-5,118-121	5	7	93	1	9	101	1	5	120	0	4	11	0
790B	9H-2,97-100	3	0	39	0	147	135	0	90	11	1	1	1	0
790B	10H-6, 119-120	5	8	97	0	96	31	0	92	16	0	0	3	0
790B	11H-1, 104-107	1	0	60	0	217	15	1	142	5	1	0	1	0
790B	15X-1, 52-55	0	0	17	0	227	1	0	233	4	1	0	0	0
790C	1HA 30-33	5	1	57	0	123	87	0	64	20	0	0	1	0
790C	5MM, 49-52	2	2	33	0	63	78	0	158	17	1	0	6	0
790C	6H-2,27-30	1	0	77	0	162	36	1	94	10	0	0	2	3
790C	6H-5,72-75	3	2	84		138	41	2	95	24	0	0	0	0
790C	11X-4,44-47	3	3	53	0	95	80	0	64	38	2	0	3	0
790C	12X-1, 81-84	3	5	70	0	53	56	1	44	79	0	0	1	0
790C	14X-2, 138-140	1	0	54	0	4	277	0	12	10	0	0	0	0
790C	15X-CC, 12-14	3	2	61	0	70	154	0	31	10	1	0	2	0
790C	16X-5, 66-69	1	0	115	0	131	13	6	31	28	0	3	8	11
790C	19X-4, 135-137	0	0	86	0	1	329	0	1	9	0	0	0	0
790C	20X-5, 31-34	4	1	76	0	136	66	0	169	8	0	2	1	0
791A	3H-1,83-86	0	0	38	1	236	35	1	91	17	0	0	1	1
791A	4H-2,142-145	3	0	66	0	148	42	1	89	19	0	0	1	0
791A	5H-2,92-95	1	1	41	0	102	129	0	51	11	0	0	0	0
791A	5H-6,53-56	3	1	14	0	237	12	0	184	7	2	0	1	0
791A	8H-5,120-123	0	1	36	0	225	31	0	170	11	0	0	0	0
791A	12H-3, 106-110	2	1	74	0	192	33	0	62	8	1	0	1	3
791A	15H-3, 84-87	1	1	64	0	232	31	0	87	16	0	0	0	0
791A	16H-5,73-76	1	1	52	0	141	67	0	144	24	0	0	0	0
791A	18H-2,54-57	2	0	24	0	229	27	0	170	10	2	0	3	0
791A	18H-7, 15-18	1	0	87	0	72	139	0	50	16	3	2	1	0
791A	20H-3, 117-120	4	1	56	0	173	40	3	131	12	0	0	6	0
791A	22H-5, 128-131	1	0	10	0	351	4	0	84	1	1	0	0	19
791A	28X-CC, 8-11	1	0	92	0	15	86	0	30	12	0	0	1	0
791A	34X-CC, 12-1	1	0	35	0	217	15	1	180	4	1	0	0	0
791A	41X-CC, 1-7	1	0	37	0	188	10	1	208	12	0	0	1	2
791B	11R-CC, 13-16	3	3	30	1	185	30	1	168	3	1	0	1	0
791B	13R-1,3-5	0	6	126	0	68	50	1	76	4	2	0	1	0
791B	15R-1, 3-6	1	4	39	0	193	41	0	106	6	0	0	0	14
791B	15R-2,3-6	2	5	61	0	139	44	0	74	16	3	0	1	0
791B	45R-2,56-59	2	0	26	0	19	343	0	11	5	0	0	1	0
791B	45R-CC, 12-15	0	1	54	0	59	215	0	60	31	0	0	0	0
791B	46R-1,72-75	0	0	42	0	43	272	0	37	23	1	0	1	0

Marsaglia (1992)

	Lvm_brgl	Lvml_orbg	Lvml_clgl	Lvml_bgl	Lvml_algl	Lvml_d_egl	Lvl_p_ulg	Lvl_br_gl	Lvl_or_bg	Lvl_clgl	Lvl_bgl	Lvl_algl	Lvl_de	Lm_Ls
4R-1, 18-21	17	1	9	0	0	0	1	8	0	5	0	0	0	0
2H-1,6-10	30	1	4	4	0	0	3	6	0	9	1	0	0	0
3H-1,42-46	7	2	8	1	0	0	1	5	0	4	0	0	0	0
4H-1,64-67	12	0	7	2	0	0	1	3	1	11	0	0	0	0
4H^t, 46-49	53	0	20	5	1	0	0	7	0	11	2	0	0	0
7H-1,30-33	3	0	2	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0
8H-1,20-23	14	0	8	24	0	0	0	0	0	7	1	0	0	0
8H-2,107-110	33	0	6	12	0	0	0	7	0	3	2	0	0	0
9H-1,85-88	26	0	6	10	0	0	0	5	0	8	0	0	0	0
11H-3, 125-128	18	0	2	5	0	0	0	6	0	2	1	0	0	0
11H-CC, 13-16	21	0	9	3	0	0	1	15	0	2	2	0	0	0
13H-5, 120-124	5	0	7	0	0	0	0	4	0	8	0	0	0	0
14H-5,57-60	18	0	1	1	0	0	0	7	0	4	0	0	0	0
15H-1,5-9	7	0	4	1	2	0	0	1	0	9	0	0	0	1
16H-1,7-11	2	1	7	2	0	0	0	0	0	20	0	0	0	0
17H-4, 94-98	4	0	11	0	0	0	5	1	0	8	0	0	0	0
18H-2, 65-68	8	0	7	7	0	0	1	1	0	11	1	0	0	0
22H-1, 6-9	10	0	3	7	0	0	4	9	0	9	1	0	0	0
23H-1,46-50	9	0	5	3	0	0	0	2	0	16	1	0	0	0
24H-2, 110-114	6	0	2	5	0	0	1	2	0	11	1	0	0	0
26H-1,6-9	23	3	7	6	0	0	0	5	0	7	1	0	0	0
1H-5, 132-135	26	1	5	3	0	0	0	6	1	1	1	0	0	0
2H-5,9-12	97	0	8	4	0	0	5	20	0	10	2	0	0	0
2H-6,106-107	53	0	11	28	0	0	0	23	0	4	9	0	0	0
4H-3,47-50	17	0	7	5	0	0	3	1	0	5	0	0	0	0
3H-2,21-24	107	0	9	40	0	1	0	18	0	3	10	0	0	0
4H-6,74-77	18	0	8	8	0	0	4	1	0	7	2	0	0	0
5H-1,113-116	45	0	5	22	0	0	2	16	0	6	13	0	0	0
6H^t, 16-20	10	0	7	4	0	0	3	2	0	6	0	0	0	0
7H-6,86-90	3	0	4	3	0	0	1	1	0	4	2	0	0	0
8H-5,118-121	56	0	6	45	0	0	0	15	0	1	6	0	0	0
9H-2,97-100	27	0	21	6	0	0	2	3	0	5	1	0	0	0
10H-6, 119-120	31	0	45	5	0	0	0	13	0	18	1	0	0	0
11H-1, 104-107	15	0	14	7	0	0	1	1	0	3	0	0	0	0
15X-1, 52-55	4	0	7	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1HA 30-33	87	0	11	5	0	1	0	5	0	2	1	0	0	0
5MM, 49-52	43	0	52	6	1	0	0	8	0	15	0	1	0	0
6H-2,27-30	28	0	10	5	0	0	2	3	0	5	1	0	0	0
6H-5,72-75	22	0	28	15	0	0	0	7	0	3	6	0	0	1
11X-4,44-47	63	0	29	4	2	0	0	11	0	13	0	0	0	0
12X-1, 81-84	93	0	11	36	0	0	0	16	0	3	5	0	0	0
14X-2, 138-140	61	0	2	12	0	0	0	38	0	1	6	0	0	0
15X-CC, 12-14	73	0	2	5	0	0	0	23	0	4	2	0	0	1
16X-5, 66-69	14	5	19	27	2	2	4	0	0	10	15	0	0	0
19X-4, 135-137	24	0	2	16	0	0	0	8	0	0	0	0	0	0
20X-5, 31-34	5	0	7	1	0	0	1	3	0	2	0	0	0	0
3H-1,83-86	30	0	7	12	0	0	1	5	0	2	2	0	0	0
4H-2,142-145	16	0	9	19	0	0	0	7	0	10	6	0	0	0
5H-2,92-95	69	0	13	8	0	0	2	15	0	5	1	0	0	2
5H-6,53-56	6	0	12	2	0	0	0	2	0	3	1	0	0	0
8H-5,120-123	6	0	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12H-3, 106-110	31	0	6	9	0	0	6	4	0	6	7	0	0	0
15H-3, 84-87	24	0	13	5	0	0	0	1	1	6	0	0	0	0
16H-5,73-76	18	0	13	13	0	0	0	9	0	2	0	0	0	0
18H-2,54-57	1	0	12	1	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0
18H-7, 15-18	45	0	12	13	1	2	1	9	0	4	2	0	0	0
20H-3, 117-120	16	0	8	7	0	0	0	3	0	10	2	0	0	0
22H-5, 128-131	1	0	11	0	0	0	0	0	0	8	1	0	0	0
28X-CC, 8-11	22	0	5	22	0	0	0	21	0	7	5	0	0	0
34X-CC, 12-1	11	0	5	5	0	0	2	1	0	3	2	0	0	0
41X-CC, 1-7	12	0	2	6	0	0	0	3	0	0	2	0	0	0
11R-CC, 13-16	28	0	17	3	0	0	2	5	0	4	3	0	0	0
13R-1,3-5	36	0	12	6	0	0	0	13	0	7	2	0	0	0
15R-1, 3-6	19	0	45	5	0	0	4	6	0	4	1	0	0	0
15R-2,3-6	52	0	41	3	0	0	0	11	0	17	5	0	0	0
45R-2,56-59	62	0	2	5	0	0	0	4	0	0	1	0	0	0
45R-CC, 12-15	30	0	8	10	0	0	0	19	0	1	7	1	0	0
46R-1,72-75	46	0	2	9	0	0	0	16	0	0	6	0	0	0



Tabla 3. Parámetros recalculados de las muestras de cuencas de tras-arco asociadas a arcos intraoceánicos. Continúa en la siguiente página.

<b>Arco intraoceánico</b>																
<b>Cuenca de Rift de Sumisu</b>																
Sitio	Muestra	Edad (Ma)	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf
<b>Marsaglia (1992)</b>																
788A	4R-1, 18-21	Cuaternario	0	21	79	100	0	0	0	100	Datos no disponibles		32	68	0	
788C	2H-1.6-10	Plioceno	1	27	72	100	0	3	0	97	Datos no disponibles		32	67	2	
788C	3H-1,42-46	Plioceno	0	22	78	100	0	0	0	100			36	64	0	
788C	4H-1,64-67	Plioceno	0	20	79	100	0	1	0	99			42	58	0	
788C	4H^t, 46-49	Plioceno	0	6	94	100	0	0	0	100			20	80	0	
788C	7H-1,30-33	Plioceno	0	5	95	100	0	0	0	100			29	71	0	
788C	8H-1,20-23	Plioceno	0	14	85	100	0	2	0	99			15	84	2	
788C	8H-2,107-110	Plioceno	0	5	95	100	0	0	0	100			19	78	3	
788C	9H-1,85-88	Plioceno	0	7	93	100	0	0	0	100			24	76	0	
788C	11H-3, 125-128	Plioceno	0	2	98	100	0	0	0	100			27	74	0	
788C	11H-CC, 13-16	Plioceno	0	6	94	100	0	0	0	100			36	62	2	
788C	13H-5, 120-124	Plioceno	0	9	91	100	0	2	0	98			48	52	0	
788C	14H-5,57-60	Plioceno	0	17	83	100	0	0	0	100			36	65	0	
788C	15H-1,5-9	Plioceno	0	10	89	100	0	0	0	100			42	58	0	
788C	16H-1,7-11	Plioceno	0	27	73	100	0	1	0	99			63	38	0	
788C	17H-4, 94-98	Plioceno	0	18	82	100	0	0	0	100			47	53	0	
788C	18H-2, 65-68	Plioceno	0	39	60	100	0	0	0	100			38	62	0	
788C	22H-1, 6-9	Plioceno	0	29	71	100	0	0	0	100			54	47	0	
788C	23H-1,46-50	Plioceno	0	25	74	100	0	1	0	99			53	47	0	
788C	24H-2, 110-114	Plioceno	0	33	66	100	0	1	0	99			54	46	0	
788C	26H-1,6-9	Plioceno	0	27	73	100	0	0	0	100			24	76	0	
790A	1H-5, 132-135	Cuaternario	0	5	95	100	0	4	0	96			21	80	0	
790A	2H-5.9-12	Cuaternario	1	12	87	100	0	2	0	98			25	75	0	
790A	2H-6,106-107	Cuaternario	2	13	85	100	0	10	0	90			28	71	2	
790A	4H-3,47-50	Cuaternario	0	11	89	100	0	0	0	100			24	76	0	
790B	3H-2,21-24	Cuaternario	1	16	83	100	0	0	0	100			17	84	0	
790B	4H-6,74-77	Cuaternario	0	10	90	100	0	0	0	100			29	71	0	
790B	5H-1,113-116	Cuaternario	1	37	62	100	0	0	0	100			33	65	2	
790B	6H^t, 16-20	Cuaternario	1	21	78	100	0	3	0	97			32	62	6	
790B	7H-6,86-90	Cuaternario	0	9	90	100	0	2	0	98			44	56	0	
790B	8H-5,118-121	Cuaternario	2	19	78	99	1	7	1	92			16	76	8	
790B	9H-2,97-100	Cuaternario	1	8	91	100	0	0	0	100			17	82	2	
790B	10H-6, 119-120	Cuaternario	3	21	76	100	0	8	0	92			28	70	3	
790B	11H-1, 104-107	Cuaternario	0	12	87	100	0	0	0	100			12	86	2	
790B	15X-1, 52-55	Cuaternario	0	3	97	100	0	0	0	100			0	100	0	
790C	1HA 30-33	Cuaternario	1	12	87	100	0	2	0	98			7	92	1	
790C	5MM, 49-52	Cuaternario	1	7	92	100	0	6	0	94			18	77	5	
790C	6H-2,27-30	Cuaternario	0	18	82	100	0	0	0	100			19	78	3	
790C	6H-5,72-75	Cuaternario	1	18	81	100	0	2	0	98			20	80	0	
790C	11X-4,44-47	Cuaternario	1	11	87	100	0	5	0	95			19	78	2	
790C	12X-1, 81-84	Cuaternario	2	15	84	100	0	7	0	93			15	85	1	
790C	14X-2, 138-140	Cuaternario	0	11	88	100	0	0	0	100			38	63	0	
790C	15X-CC, 12-14	Cuaternario	1	14	85	100	0	3	0	97			26	72	2	
790C	16X-5, 66-69	Cuaternario	0	26	74	100	0	0	0	100			25	68	7	
790C	19X-4, 135-137	Cuaternario	0	18	82	100	0	0	0	100			16	84	0	
790C	20X-5, 31-34	Cuaternario	1	16	83	100	0	1	0	99			30	65	5	
791A	3H-1,83-86	Cuaternario	0	8	92	97	3	0	3	97			16	82	2	
791A	4H-2,142-145	Cuaternario	1	15	84	100	0	0	0	100			34	65	2	
791A	5H-2,92-95	Cuaternario	0	9	90	100	0	2	0	98			20	80	0	
791A	5H-6,53-56	Cuaternario	1	3	96	100	0	7	0	93			22	74	4	
791A	8H-5,120-123	Cuaternario	0	7	92	100	0	3	0	97			0	100	0	
791A	12H-3, 106-110	Cuaternario	1	17	83	100	0	1	0	99			32	67	1	
791A	15H-3, 84-87	Cuaternario	0	13	86	100	0	2	0	99			16	84	0	
791A	16H-5,73-76	Cuaternario	0	11	89	100	0	2	0	98			20	80	0	
791A	18H-2,54-57	Cuaternario	0	5	95	100	0	0	0	100			19	67	14	
791A	18H-7, 15-18	Cuaternario	0	19	81	100	0	0	0	100			18	81	1	
791A	20H-3, 117-120	Cuaternario	1	12	87	100	0	2	0	98			29	60	12	
791A	22H-5, 128-131	Cuaternario	0	2	98	100	0	0	0	100			23	78	0	
791A	28X-CC, 8-11	Cuaternario	0	29	71	100	0	0	0	100			40	59	1	
791A	34X-CC, 12-1	Cuaternario	0	7	93	100	0	0	0	100			28	72	0	
791A	41X-CC, 1-7	Cuaternario	0	8	92	100	0	0	0	100			18	79	4	
791B	11R-CC, 13-16	Cuaternario	1	6	92	97	3	9	3	88			22	76	2	
791B	13R-1,3-5	Cuaternario	1	31	68	100	0	5	0	96			29	70	1	
791B	15R-1, 3-6	Cuaternario	1	8	91	100	0	9	0	91			15	85	0	
791B	15R-2,3-6	Cuaternario	1	13	86	100	0	8	0	92			25	74	1	
791B	45R-2,56-59	Cuaternario	0	5	94	100	0	0	0	100			7	92	1	
791B	45R-CC, 12-15	Cuaternario	0	11	89	100	0	2	0	98			37	63	0	
791B	46R-1,72-75	Cuaternario	0	8	92	100	0	0	0	100			28	71	1	

Cuenca Parace Vela																
Sitio	Muestra	Edad (Ma)	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf
Packer & Ingersoll (1986)																
450	59.110	12.80	0	16	84	Datos no disponibles		0	0	100	0	100	0	Datos no disponibles		
450	59.120	13.00	0	6	94			0	0	100	2	97	1			
450	59.130	13.30	0	6	94			0	0	100	0	99	0			
450	59.140	13.60	0	17	83			0	0	100	0	99	1			
450	59.150	14.00	0	15	85			0	0	100	0	100	0			
450	59.170	15.50	0	5	95			0	0	100	0	100	0			
450	59.180	16.00	0	15	85			0	0	100	0	99	0			
450	59.190	17.00	0	21	79			2	0	98	1	99	0			
Depresión de Mariana																
Sitio	Muestra	Edad (Ma)	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf
Packer & Ingersoll (1986)																
451	59.200	9.70	0	26	74	Datos no disponibles		0	0	100	0	100	0	Datos no disponibles		
451	59.210	9.73	0	15	85			0	0	100	0	100	0			
451	59.220	9.75	0	17	83			0	0	100	0	98	2			
451	59.230	9.81	0	16	84			1	1	98	0	100	0			
451	59.240	9.85	0	16	84			0	0	100	0	99	1			
451	59.250	9.87	0	13	87			0	0	100	0	100	0			
451	59.270	9.97	0	19	81			1	0	99	0	98	2			
451	59.280	10.00	0	40	60			0	0	100	0	94	6			
451	59.320	10.16	0	29	71			0	0	100	0	99	1			
451	59.330	10.22	0	25	75			0	0	100	0	100	0			
451	59.350	10.32	0	17	83			0	0	100	0	99	1			
451	59.360	10.35	0	26	74			2	0	98	0	100	0			
451	59.370	10.37	0	20	80			1	0	99	0	100	0			
451	59.380	10.43	2	32	66			4	0	96	1	93	6			
451	59.410	10.55	0	13	87			2	0	98	0	99	1			
451	59.420	10.57	0	26	74			0	1	99	0	100	0			
451	59.430	10.63	0	10	90			0	2	98	0	100	0			
451	59.440	10.64	0	8	92			0	3	98	0	100	0			
451	59.450	10.69	0	28	72			0	0	100	0	100	0			
451	59.460	10.74	0	14	86			0	0	100	0	100	0			
451	59.480	10.76	0	21	79			0	0	100	0	99	1			
451	59.490	10.84	0	15	85			0	0	100	0	100	0			
451	59.500	10.86	1	12	88			5	2	93	0	100	0			
451	59.510	10.92	0	17	83			1	1	98	0	99	1			
451	59.520	10.94	0	11	89			0	0	100	1	97	2			
453	60.010	4.00	1	9	90			6	0	94	0	100	0			
453	60.020	4.42	0	32	68			1	0	99	0	100	0			
453	60.030	4.47	1	8	91			11	0	89	2	98	0			
453	60.070	4.79	0	18	82			0	0	100	2	98	0			
453	60.080	4.81	1	20	79			3	0	97	1	99	0			
455	60.130	0.20	0	33	67			0	0	100	0	100	0			
455	60.140	0.35	1	40	59			1	0	99	3	97	0			
455	60.150	0.40	0	23	77			0	0	100	0	93	7			
455	60.160	0.50	0	22	78			0	0	100	0	95	5			
455	60.170	0.65	0	21	79			1	0	99	0	95	5			
455	60.180	0.80	0	20	80			0	0	100	0	75	25			
455	60.190	0.90	0	21	79			0	0	100	0	100	0			
455	60.200	1.10	0	26	74			1	0	99	0	100	0			

<b>Boggs &amp; Seyedolali (1992)</b>	
Conteo de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	
<b>Qm</b>	Cuarzo monocristalino
<b>Qp</b>	Cuarzo policristalino y meta-cuarcita
<b>Ch</b>	Pedernal
<b>P</b>	Plagioclasa
<b>S</b>	Sanidino
<b>K</b>	Ortoclasa y microclina
<b>Rv</b>	Fragmento de roca volcánica y vidrio
<b>Rm</b>	Fragmento de roca metamórfica
<b>Rs</b>	Fragmento de roca sedimentaria
<b>Q'</b>	$Qm+Qp+Ch$
<b>Qt</b>	$Q' \cdot 100 / (Q' + P + S + K + Rv + Rm + Rs)$
<b>F</b>	$(P + S + K) \cdot 100 / (Q' + P + S + K + Rv + Rm + Rs)$
<b>L</b>	$(Rv + Rm + Rs) \cdot 100 / (Q' + P + S + K + Rv + Rm + Rs)$
<b>Ptot</b>	$P \cdot 100 / (P + K)$
<b>Ktot</b>	$K \cdot 100 / (P + K)$
<b>Qm</b>	$Qm \cdot 100 / (Qm + P + S + K)$
<b>K</b>	$(S + K) \cdot 100 / (Qm + P + S + K)$
<b>P</b>	$P \cdot 100 / (Qm + P + S + K)$
<b>LM</b>	$Rm \cdot 100 / L$
<b>LV</b>	$Rm \cdot 100 / L$
<b>LS</b>	$Rm \cdot 100 / L$

Tabla 4. Categorías del análisis modal de Boggs & Seyedolali (1992) utilizadas para recalculer los parámetros de los diagramas ternarios.

**Mar de Japón**  
**Boggs & Seyedolali (1992)**

	Qm	Qp	Ch	S	K	P	Rv	Rm	Rs
<b>Sitio 796</b>									
11R-1-8	1.4	0.5	0.5	0.2	0.0	21.0	67.9	0.2	0.0
11R-1-26	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	22.8	72.8	0.0	0.0
11R-1-41	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	26.4	67.5	0.0	0.0
11R-1-62	1.3	0.3	0.5	0.0	0.0	33.4	61.0	0.5	0.0
11R-2-43	1.6	0.2	1.2	0.0	0.0	20.0	56.2	0.2	0.0
11R-2-131	0.4	0.0	0.8	0.0	0.0	18.7	55.1	0.4	0.0
12R-2-120	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.1	63.0	0.0	0.0
16R-CC-8	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	27.8	68.2	0.4	0.0
17R-1-73	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	39.2	54.0	0.0	0.0
18R-4-129	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	83.8	9.0	0.0	0.0
23R-1-13	0.7	0.0	0.0	0.7	0.0	9.5	78.6	0.0	0.0
25R-1-55	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	15.9	83.7	0.0	0.0
26R-2-58	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.9	73.3	0.0	0.0
28R-1-34	0.3	0.0	0.5	0.0	0.0	19.1	51.2	0.0	0.0
19R-4-103	7.9	2.2	2.2	3.1	0.4	9.3	21.2	0.0	1.4
<b>Sitio 797</b>									
22R-2-22	10.8	4.0	1.4	2.0	0.0	17.7	28.5	0.0	0.0
22R-2-84	8.3	1.1	1.1	1.7	0.0	13.3	60.9	0.3	1.1
22R-3-24	4.3	0.4	0.0	3.5	0.0	8.7	74.6	0.7	1.1
22R-3-70	9.4	1.4	2.1	6.4	0.0	6.6	69.4	0.2	0.0
22R-4-69	7.1	3.2	5.8	11.3	0.8	11.6	49.3	2.1	2.1
22R-6-3	6.0	2.1	1.9	9.3	1.9	6.9	65.1	0.0	3.2
22R-6-99	12.6	0.8	0.3	4.7	0.0	9.3	59.1	0.0	0.6
23R-1-47	8.8	1.4	0.2	3.5	0.0	7.0	67.5	2.3	0.0
23R-1-100	10.0	4.3	1.6	5.7	0.5	9.7	33.5	0.0	0.3
23R-3-22	9.9	3.6	4.3	8.1	0.0	6.1	60.0	0.9	0.0
13R-3-69	7.6	3.8	1.6	16.4	1.1	8.5	38.4	1.1	1.9
23R-4-89	10.3	3.7	0.9	8.4	0.0	21.1	34.8	0.0	0.9
23R-4-138	11.4	6.4	1.5	9.5	0.4	17.1	20.8	0.0	1.1
25R-1-73	4.9	2.1	0.0	4.2	0.2	9.7	69.4	0.7	0.0
25R-1-139	3.0	0.0	0.3	6.5	0.0	10.7	74.3	0.0	0.0
25R-2-16	7.8	1.3	3.2	8.7	0.7	14.6	37.5	0.3	0.0
25R-3-56	6.3	4.7	6.1	3.0	0.0	6.5	67.0	2.1	0.0
25R-3-82	6.9	0.8	1.5	8.1	0.8	12.6	51.7	1.2	0.0
25R-4-83	5.1	0.8	0.0	2.1	0.0	1.6	86.7	0.0	0.0
25R-6-78	6.1	1.2	0.6	1.8	0.0	8.2	10.6	0.6	0.0
30R-4-62	5.5	1.0	0.3	5.3	0.0	13.3	64.8	0.3	0.0
31R-5-37	7.3	0.0	0.0	7.0	0.3	13.7	66.5	0.0	0.0
33R-2-2	7.4	3.2	2.5	15.8	0.0	9.7	54.0	0.3	1.7
33R-2-115	7.4	3.8	1.0	12.8	0.3	26.2	27.2	0.3	0.0
33R-3-5	5.7	0.3	0.3	11.9	0.0	12.5	61.8	0.3	0.0
34R-2-64	4.4	1.3	0.0	3.2	0.0	27.4	5.4	0.3	0.0
34R-3-15	4.8	6.4	1.2	6.4	0.0	18.5	49.8	0.4	2.8
34R-3-89	4.5	1.1	1.4	5.7	0.0	17.2	64.7	0.6	0.0
34R-3-122	7.8	0.9	2.3	3.2	0.5	31.1	37.9	0.9	0.5
34R-4-67	6.9	1.6	4.1	2.5	0.0	35.1	27.0	1.3	0.3
34R-5-26	3.2	2.2	0.4	2.5	0.0	14.0	14.4	0.0	0.0
34R-6-4	10.5	2.6	1.5	2.6	0.0	50.8	21.6	0.0	0.8
34R-6-103	3.5	3.5	2.4	3.0	0.0	22.7	59.9	0.0	1.2
34R-7-55	7.3	0.7	0.0	5.9	0.0	12.5	38.9	0.0	0.7
36R-3-109	8.9	1.3	0.7	5.6	0.0	24.3	20.1	0.0	0.0
37R-2-48	8.1	1.8	0.0	4.4	1.0	8.1	5.5	0.0	0.0
37R-3-84	6.5	3.6	3.6	8.5	0.2	9.7	45.9	0.5	0.0
37R-3-136	11.1	6.3	0.0	15.6	1.1	13.2	49.9	1.1	0.0
37R-5-58	7.3	1.5	2.4	1.2	0.0	25.2	50.2	0.3	0.3
37R-6-1	5.8	1.3	3.1	3.1	0.0	21.1	41.6	0.8	0.0
41R-1-108	9.7	0.3	0.8	4.3	0.0	16.7	56.3	2.4	0.0
41R-2-87	9.9	2.9	2.7	1.6	1.6	30.2	40.6	2.7	1.1
<b>Sitio 799</b>									
61R-1-100	32.6	7.5	0.0	0.0	18.0	24.2	3.4	0.0	0.0
61R-2-135	22.7	4.7	0.3	0.0	18.4	31.0	4.7	0.0	3.3
61R-3-131	27.1	7.2	0.0	3.5	11.6	20.6	7.0	1.1	12.7
61R-4-138	27.1	6.6	0.3	0.6	14.3	18.4	2.7	0.0	8.0
62R-3-98	36.9	5.9	0.5	0.0	14.0	27.0	4.0	0.0	3.5
62R-4-13	27.1	8.6	0.3	0.0	13.7	22.6	3.1	0.0	6.9
64R-CC-14	27.2	6.9	0.8	0.3	20.6	22.0	1.1	1.1	4.7
65R-2-146	32.1	7.9	0.6	0.6	22.2	19.8	1.8	0.0	5.3
67R-1-72	35.3	6.6	0.8	1.7	29.1	18.7	1.2	0.0	4.1
67R-3-59	27.7	4.7	0.3	1.6	20.2	25.4	2.9	0.5	4.5

Tabla 5. Conteo de puntos de Boggs & Seyedolali (1992) reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal. Se incluyen las categorías utilizadas para recalcular los parámetros de los diagramas ternarios.

Tabla 6. Parámetros recalculados de las muestras de cuencas de tras-arco asociadas con un arco transicional. Continúa en la siguiente página.

ARCO SOBRE CORTEZA TRANSICIONAL																
Mar de Japón																
Sitio	Muestra	Edad (Ma)	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf
Packer & Ingersoll (1986)																
Cuenca de Yamato																
299	31.330	0.30	4	16	80	Datos no disponibles		19	18	64	5	87	8	Datos no disponibles		
299	31.340	0.50	5	22	73			17	25	58	6	82	12			
299	31.360	0.80	14	27	59			32	19	49	4	77	19			
299	31.370	0.90	13	28	59			27	20	53	6	74	20			
299	31.371	1.00	22	30	48			40	14	46	3	84	13			
299	21.380	1.20	12	24	64			32	29	39	9	81	10			
299	31.400	1.80	21	33	46			37	17	46	12	65	23			
299	31.410	2.30	10	24	66			28	29	43	8	78	14			
299	31.420	2.50	8	25	67			22	22	56	5	88	7			
299	31.421	4.00	10	8	82			54	15	31	1	95	4			
299	31.422	4.30	23	31	46		38	20	42	31	48	21				
Cuenca de Japón																
301	31.440	0.50	32	51	17	Datos no disponibles		37	34	29	23	32	45	Datos no disponibles		
301	31.450	0.60	10	51	39			16	24	60	1	88	11			
301	31.460	0.80	24	53	23			30	29	41	33	40	27			
301	31.461	1.70	34	57	9			38	24	38	24	45	31			
301	31.490	4.50	17	49	34			26	28	46	12	78	10			
301	31.500	4.56	25	56	19			30	42	28	38	42	20			
301	31.501	4.57	27	55	18			33	41	27	12	84	4			
Marsaglia et al. (1992)																
299	*Muestras	Mioceno	10	8	82	Datos no disponibles		54	15	31	1	96	3	0	89	11
299	Obtenidas	Mioceno	23	31	46			38	20	42	33	51	16	8	89	3
301	de Packer	Mioceno	18	49	33			26	28	46	12	78	10	9	87	4
301	& Ingersoll	Mioceno	25	56	19			30	42	28	39	43	18	32	63	5
301	(1986)	Mioceno	27	55	18		33	40	27	12	86	2	17	81	2	
Boggs & Seyedolali (1992)																
796	11R-1-8	Mioceno	3	23	74	99	1	6	1	93	0	100	0	Datos no disponibles		
796	11R-1-26	Mioceno	0	24	76	100	0	0	0	100	0	100	0			
796	11R-1-41	Mioceno	1	28	71	100	0	2	0	98	0	100	0			
796	11R-1-62	Mioceno	2	34	63	100	0	4	0	96	1	99	0			
796	11-R-2-43	Mioceno	4	25	71	100	0	7	0	93	0	100	0			
796	11-R-2-131	Mioceno	2	25	74	100	0	2	0	98	1	99	0			
796	12R-2-120	Mioceno	0	34	66	100	0	0	0	100	0	100	0			
796	16R-CC-8	Mioceno	0	29	71	100	0	1	0	99	1	99	0			
796	17R-1-73	Mioceno	0	42	58	100	0	1	0	99	0	100	0			
796	18R-4-129	Mioceno	1	89	10	100	0	0	0	100	0	100	0			
796	23R-1-13	Mioceno	1	11	88	93	7	6	6	87	0	100	0			
796	25R-1-55	Mioceno	0	16	84	98	2	0	2	98	0	100	0			
796	26R-2-58	Mioceno	0	23	77	100	0	0	0	100	0	100	0			
796	28R-1-34	Mioceno	1	27	72	100	0	2	0	98	0	100	0			
796	19R-4-103	Mioceno	26	27	47	73	27	38	17	45	0	94	6			

<b>Cuenca de Yamato</b>														
797	22R-2-22	Mioceno	25	31	44	90	10	35	7	58	0	100	0	Datos no disponibles
797	22R-2-84	Mioceno	12	17	71	89	11	36	7	57	0	98	2	
797	22R-3-24	Mioceno	5	13	82	71	29	26	21	53	1	98	1	
797	22R-3-70	Mioceno	14	14	73	51	49	42	29	29	0	100	0	
797	22R-4-69	Mioceno	17	25	57	49	51	23	39	38	4	92	4	
797	22R-6-3	Mioceno	10	19	71	38	62	25	46	29	0	95	5	
797	22R-6-99	Mioceno	16	16	68	66	34	47	18	35	0	99	1	
797	23R-1-47	Mioceno	11	12	77	67	33	46	18	36	3	97	0	
797	23R-1-100	Mioceno	24	24	52	61	39	39	24	37	0	99	1	
797	23R-3-22	Mioceno	19	15	66	43	57	41	34	25	1	99	0	
797	13R-3-69	Mioceno	16	32	51	33	67	23	52	25	3	93	5	
797	23R-4-89	Mioceno	19	37	45	72	28	26	21	53	0	97	3	
797	23R-4-138	Mioceno	28	40	32	63	37	30	26	45	0	95	5	
797	25R-1-73	Mioceno	8	15	77	69	31	26	23	51	1	99	0	
797	25R-1-139	Mioceno	3	18	78	62	38	15	32	53	0	100	0	
797	25R-2-16	Mioceno	17	32	51	61	39	25	30	46	1	99	0	
797	25R-3-56	Mioceno	18	10	72	68	32	40	19	41	3	97	0	
797	25R-3-82	Mioceno	11	26	63	59	41	24	31	44	2	98	0	
797	25R-4-83	Mioceno	6	4	90	43	57	58	24	18	0	100	0	
797	25R-6-78	Mioceno	27	34	38	82	18	38	11	51	5	95	0	
797	30R-4-62	Mioceno	8	21	72	72	28	23	22	55	0	100	0	
797	31R-5-37	Mioceno	8	22	70	65	35	26	26	48	0	100	0	
797	33R-2-2	Mioceno	14	27	59	38	62	22	48	29	1	96	3	
797	33R-2-115	Mioceno	15	50	35	67	33	16	28	56	1	99	0	
797	33R-3-5	Mioceno	7	26	67	51	49	19	40	42	0	100	0	
797	34R-2-64	Mioceno	14	73	14	90	10	13	9	78	5	95	0	
797	34R-3-15	Mioceno	14	28	59	74	26	16	22	62	1	94	5	
797	34R-3-89	Mioceno	7	24	69	75	25	16	21	63	1	99	0	
797	34R-3-122	Mioceno	13	41	46	89	11	18	9	73	2	96	1	
797	34R-4-67	Mioceno	16	48	36	93	7	16	6	79	5	94	1	
797	34R-5-26	Mioceno	16	45	39	85	15	16	13	71	0	100	0	
797	34R-6-4	Mioceno	16	59	25	95	5	16	4	79	0	96	4	
797	34R-6-103	Mioceno	10	27	64	88	12	12	10	78	0	98	2	
797	34R-7-55	Mioceno	12	28	60	68	32	28	23	49	0	98	2	
797	36R-3-109	Mioceno	18	49	33	81	19	23	14	63	0	100	0	
797	37R-2-48	Mioceno	34	47	19	60	40	38	25	38	0	100	0	
797	37R-3-84	Mioceno	17	23	59	53	47	26	35	39	1	99	0	
797	37R-3-136	Mioceno	18	30	52	44	56	27	41	32	2	98	0	
797	37R-5-58	Mioceno	13	30	57	95	5	22	4	75	1	99	1	
797	37R-6-1	Mioceno	13	32	55	87	13	19	10	70	2	98	0	
797	41R-1-108	Mioceno	12	23	65	80	20	32	14	54	4	96	0	
797	41R-2-87	Mioceno	17	36	48	90	10	23	7	70	6	91	2	
<b>Depresión de Kita-Yamato</b>														
799	61R-1-100	Mioceno	47	49	4	57	43	44	24	32	0	100	0	Datos no disponibles
799	61R-2-135	Mioceno	33	58	9	63	37	31	26	43	0	59	41	
799	61R-3-131	Mioceno	38	39	23	58	42	43	24	33	5	34	61	
799	61R-4-138	Mioceno	44	43	14	55	45	45	25	30	0	25	75	
799	62R-3-98	Mioceno	47	45	8	66	34	47	18	35	0	53	47	
799	62R-4-13	Mioceno	44	44	12	62	38	43	22	36	0	31	69	
799	64R-CC-14	Mioceno	41	51	8	51	49	39	30	31	16	16	68	
799	65R-2-146	Mioceno	45	47	8	46	54	43	31	27	0	25	75	
799	67R-1-72	Mioceno	44	51	5	38	62	42	36	22	0	23	77	
799	67R-3-59	Mioceno	37	54	9	54	46	37	29	34	6	37	57	

**CUENCA LIGURO PROVENZAL**

**Cavazza et al. (2007)**

Conteo de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	
Qs	Cuarzo monocristalino
K	Feldespato potásico
P	Plagioclasa
Lvf-Ap	Lítico volcánico felsítico + Aplita
Lvb	Lítico volcánico básico
Lm1	Semiesquisto de albita-epidota
Lm2	Filita
Lm3	Esquisto de clorita
Lu1	Esquisto de serpentinita
Lu2	Serpentinita
Ls1	Lutita
Ls2	limolita
Ls3	Pederal
CE	Clastos carbonatados extracuenca
L´	Lvf-Ap+Lvb-Ap+Lm1+Lm2+Lm3+Lu1+Lu2+Ls1+Ls2+Ls3+CE
L´´	Lvf-Ap+Lvb-Ap+Lm1+Lm2+Lm3+Ls1+Ls2+Ls3+CE
Qt	$Qm * 100 / (Qm + K + P + L´)$
F	$(P + K) * 100 / (Qm + K + P + L´)$
L	$(L´) * 100 / (Qm + K + P + L´)$
Ptot	$P * 100 / (K + P)$
Ktot	$K * 100 / (K + P)$
Qm	$Qm * 100 / (Qm + K + P)$
K	$K * 100 / (Qm + K + P)$
P	$P * 100 / (Qm + K + P)$
LM	$(Lm1 + Lm2 + Lm3) * 100 / L´´$
LV	$(Lvf - Ap + Lvb - Ap) * 100 / L´´$
LS	$(Ls1 + Ls2 + Ls3 + CE) * 100 / L´´$

Tabla 7. Categorías del análisis modal de Cavazza et al. (2007) utilizadas para recalculer los parámetros de los diagramas ternarios.

**Cuenca Liguero Provenzal**

**Cavazza et al. (2007)**

	Muestras	Qm	K	P	Lvf-Ap	Lvb	Lm1	Lm2	Lm3	Lu1	Lu2	Ls1	Ls2	Ls3	CE
<b>Parte inferior de la sucesión de Saint Florent</b>															
Formación Fium Albino	TE59/1	14.5	4.8	12.5	12.3	5.3	10.0	16.8	0.0	2.8	1.8	0.0	1.0	0.3	0.3
<b>Parte intermedia de la sucesión de Saint Florent</b>															
Formaciones Torra y Monte Sant´Angelo	CO98-1	15.2	2.8	4.2	4.8	0.2	0.6	6.0	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	CO98-2	17.8	1.8	4.4	2.4	0.4	1.0	3.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	CO98-3	12.0	2.8	5.0	0.6	0.2	2.4	4.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0
	CO98-4	23.0	3.2	5.2	3.0	0.0	3.0	7.0	0.2	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	CO98-5	9.6	1.0	2.6	0.8	0.6	3.2	3.0	1.2	3.2	0.6	0.8	0.0	0.0	0.0
	CO98-8	2.0	0.4	0.4	0.4	0.4	0.0	1.2	0.2	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0
	CO98-9	3.1	0.2	1.7	1.4	0.9	0.2	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0
	CO98-11	13.1	1.7	4.9	4.0	1.0	1.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0
	CO94-10	13.5	1.7	2.9	2.7	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.0	0.0
	CO98-12	12.6	2.1	1.6	3.1	3.1	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.8	0.5	0.0	0.0
	CO98-15	8.6	2.9	3.3	3.1	0.5	0.2	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Formación St. Florent	CO98-26	25.0	9.0	9.0	30.5	4.0	0.0	5.8	0.0	0.0	0.0	0.0	3.8	0.0	0.0

Tabla 8. Conteo de puntos de Cavazza et al. (2007) reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal. Se incluyen las categorías utilizadas para recalculer los parámetros de los diagramas ternarios.

Cuenca del Mar Tirreno (Depósitos adyacentes al arco)	
Marsaglia et al. (1999)	
Qp	Cuarzo policristalino
Qs	Cuarzo monocristalino
P	Plagioclasa
K	Feldespato potásico
Lvf	Lítico volcánico felsítico
Lvv	Lítico volcánico vítreo
Lvml	Lítico volcánico microlítico
Lvl	Lítico volcánico lathwork
Lmm	Lítico metamórfico de mica
Lmt	Lítico metamórfico de esquistos de cuarzo y mica
Lma	Lítico metamórfico de esquistos de cuarzo, feldespato y mica
Lmp	Lítico metamórfico de filita
Lmct	Lítico metamórfico de esquistos calcáreos
Lsa	Lítico sedimentario de lutita
Lsac	Lítico sedimentario de lutita-argilita
Lsc	Lítico sedimentario carbonatado
Lsch	Lítico sedimentario de pedernal-argilita
L'	$Lvf+Lvv+Lvml+Lvl+Lmm+Lmt+Lma+Lmp+Lmct+Lsa+Lsac+Lsc+Lsch$
Qt	$(Qm+Qp)*100/(Qm+Qp+P+K+L')$
F	$(P+K)*100/(Qm+Qp+P+K+L')$
L	$(L')*100/(Qm+Qp+P+K+L')$
Ptot	$P*100/(P+K)$
Ktot	$K*100/(P+K)$
Qm	$Qm*100/(QmP+K)$
K	$K*100/(QmP+K)$
P	$P*100/(QmP+K)$
LM	$(Lmm+Lmt+Lma+Lmp+Lmct)*100/L'$
LV	$(Lvf+Lvv+Lvml+Lvl)*100/L'$
LS	$(Lsa+Lsac+Lsc+Lsch)*100/L'$
Lvl	$Lvl*100/(Lvl+Lvml+Lvf)$
Lvml	$Lvml*100/(Lvl+Lvml+Lvf)$
Lvf	$Lvf*100/(Lvl+Lvml+Lvf)$

Tabla 9. Categorías del análisis modal de Marsaglia et al. (1999) utilizadas para recalcular los parámetros de los diagramas ternarios.

Cuenca del Mar Tirreno (Depósitos adyacentes al arco)																		
Marsaglia et al. (1999)																		
Sitio 974	Muestras	Qp	Qm	P	K	Lvf	Lvv	Lvml	Lvl	Lmm	Lmt	Lma	Lmp	Lmct	Lsa	Lsac	Lsc	Lsch
Unidad 1	Cores 161-974B-1H-2	5	88	29	47	0	95	29	3	3	23	0	0	0	7	4	2	1
	2H-4	1	110	42	72	3	6	4	0	7	50	13	8	0	20	8	2	4
	3H-4	0	0	2	0	0	382	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	4H-3	0	95	58	63	3	3	0	0	11	53	14	9	0	0	0	0	0
	5H-3	0	116	60	77	0	4	0	0	19	36	10	0	0	0	0	0	0
	6H-6	0	104	33	53	0	0	1	0	29	88	28	12	0	1	0	0	0
	7H-3	0	0	0	0	0	397	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	9H-6	0	0	19	16	2	292	57	4	0	1	1	3	0	1	0	0	1
	Unidad 3	161-974B-22X-5	4	128	12	19	0	0	0	0	3	15	0	0	0	94	4	2
22X-6		0	154	3	13	0	0	0	0	9	19	0	0	0	75	2	72	0
22X-CC		0	94	48	25	0	0	7	8	4	36	8	0	0	1	0	11	0

Tabla 10. Conteo de puntos de Marsaglia et al. (1999). Se incluyen las categorías utilizadas para recalcular los parámetros de los diagramas ternarios.



**Cuenca del Mar Tirreno (Depósitos adyacentes a la marge continental y al arco volcánico)**  
**Borsetti et al. (1990)**

Cuento de puntos reportado en porcentajes respecto al total del análisis modal	
Qs	Cuarzo monocristalino
Qs1	Cuarzo en fragmento fanerítico policristalino
Qp	Cuarzo policristalino
Qs2	Cuarzo en fragmento volcánico ácido
Qs3	Cuarzo en fragmento metamórfico de grado medio
Qs4	Cuarzo en fragmento metamórfico de grado bajo
Qs5	Cuarzo en arenisca
Qs6	Cuarzo en fragmento plutónico o gneiss
Qs7	Carbonato reemplazando un clasto de cuarzo
Qs8	Carbonato reemplazando un clasto de cuarzo en un fragmento de roca
Kfs	Feldespato potásico
Kfs1	Feldespato potásico en fragmento metamórfico de grado medio
Kfs2	Feldespato potásico en fragmento plutónico o gneiss
Kfs3	Carbonato reemplazando un grano de feldespato potásico
Kfs4	Carbonato reemplazando un grano de feldespato potásico en un fragmento de roca
Ps	Plagioclasa
Ps1	Plagioclasa en fragmento metamórfico de grado medio
Ps2	Plagioclasa en fragmento metamórfico de grado bajo
Ps3	Plagioclasa en granito o gneiss
Ps4	Carbonato reemplazando un grano de plagioclasa
Ps5	Carbonato reemplazando un grano de plagioclasa en un fragmento de roca
Lv1	Lítico volcánico ácido
Lv2	Lítico volcánico intermedio
Lm1	Lítico metamórfico de bajo grado
Ls1	Lítico sedimentario de lutita
Ls2	Lítico sedimentario de pedernal
Ls3	Lítico sedimentario de limolita
Ls4	Caliza micrítica extracuenca
Ls5	Caliza microesparítica extracuenca
Ls6	Caliza esparítica extracuenca
Ls7	Caliza mixta extracuenca
Ls8	Grainstone extracuenca
Q´	Qs+Qs1+Qp+Qs2+Qs3+Qs4+Qs5+Qs6+Qs7+Qs8
K´	Kfs+Kfs1+Kfs2+Kfs4
P´	Ps+Ps1+Ps2+Ps3+Ps4+Ps5
L´	Lv1+Lv2+Lm1+Ls1+Ls2+Ls3+Ls4+Ls5+Ls6+Ls7+Ls8
Qt	$Q' * 100 / (Q' + K' + P' + L')$
F	$(K' + P') * 100 / (Q' + K' + P' + L')$
L	$L' * 100 / (Q' + K' + P' + L')$
Ptot	$P' * 100 / (P' + K')$
Ktot	$K' * 100 / (P' + K')$
Qm	$(Q' - Qp) * 100 / ((Q' - Qp) + K' + P')$
K	$K' * 100 / ((Q' - Qp) + K' + P')$
P	$P' * 100 / ((Q' - Qp) + K' + P')$
LM	$Lm1 * 100 / L'$
LV	$(Lv1 + Lv2) * 100 / L'$
LS	$(Ls1 + Ls2 + Ls3 + Ls4 + Ls5 + Ls6 + Ls7 + Ls8) * 100 / L'$

Tabla 11. Categorías del análisis modal de Borsetti et al. (1990) utilizadas para recalculer los parámetros de los diagramas ternarios.

**Cuenca del Mar Tirreno (Depósitos adyacentes al arco)  
Borsetti et al. (1990)**

Sitio 652																
	Qs	Qs1	Qp	Qs2	Qs3	Qs4	Qs5	Qs6	Qs7	Qs8	Kfs	Kfs1	Kfs2	Kfs3	Kfs4	Ps
652-4	8.5	3.3	2.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	9.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8
652-7	12.4	3.0	2.5	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	2.5	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5
652-5	11.0	2.5	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2
652-9	10.7	2.2	0.2	0.0	0.2	3.9	0.2	0.0	2.8	0.0	0.8	0.2	0.0	0.2	0.2	2.4
652-8	9.3	4.3	1.7	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	4.3	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0
652-11	7.0	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0
652-12	6.5	4.2	0.7	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	11.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2
652-13	14.8	1.0	1.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	4.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	0.2
652-14	9.3	0.8	0.5	0.2	0.0	2.5	0.2	0.8	1.8	2.5	0.2	0.0	0.0	0.2	0.0	1.0

**Cuenca del Mar Tirreno (Depósitos adyacentes a la margen continental)**

Sitio 654																
654-2	3.0	0.2	0.0	0.0	0.0	2.8	0.0	0.0	2.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5
654-1	3.8	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7
654-5	1.5	0.7	0.2	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	1.0
654-4	6.5	1.5	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5
654-3	2.8	1.5	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2
654-6	3.6	0.0	0.5	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5

**Cuenca del Mar Tirreno (Depósitos adyacentes a la marge continental)  
Borsetti et al. (1990)**

	Ps1	Ps2	Ps3	Ps4	Ps5	Lv1	Lv2	Lm1	Ls1	Ls2	Ls3	Ls4	Ls5	Ls6	Ls7	Ls8
652-4	0.0	0.0	0.0	1.7	0.2	0.0	4.5	14.3	9.3	0.0	0.0	6.8	1.0	0.7	3.5	0.0
652-7	0.0	0.0	0.5	0.5	0.0	0.0	0.7	14.0	9.3	0.0	0.0	11.5	0.5	0.7	6.5	0.0
652-5	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	0.5	14.8	18.0	0.0	0.0	7.5	0.2	0.0	1.5	0.0
652-9	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.2	5.4	20.7	2.4	0.2	0.0	8.5	1.0	0.5	0.0	0.0
652-8	0.0	0.2	0.0	1.2	0.0	0.0	6.0	7.0	12.3	0.0	0.0	5.3	0.0	0.2	2.0	0.2
652-11	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	9.0	12.0	0.5	0.0	5.8	1.7	0.7	0.0	0.0
652-12	0.0	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	6.3	9.8	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
652-13	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	1.3	15.8	13.8	0.2	0.0	4.8	0.0	0.0	0.7	0.0
652-14	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.5	23.0	1.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

**Cuenca del Mar Tirreno (Depósitos adyacentes a la margen continental)**

654-2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.8	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
654-1	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.2	15.3	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
654-5	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	9.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
654-4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	10.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
654-3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
654-6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabla 12. Conteo de puntos de Borsetti et al. (1990). Se incluyen las categorías utilizadas para recalcular los parámetros de los diagramas ternarios.

DEPÓSITOS DE ARCO (ISLA DE LIPARI)	
Morrone et al. (2017)	
Qm	Cuarzo monocristalino
Qp	Cuarzo policristalino
P	Plagioclasa
P alt	Plagioclasa alterada
P en Lvv-brgl	Plagioclasa en lítico volcánico vítreo con vidrio pardo
P en Lvv-blgl	Plagioclasa en lítico volcánico vítreo con vidrio negro
P en Lvv-orgl	Plagioclasa en lítico volcánico vítreo con vidrio anaranjado
P en Lvml-brgl	Plagioclasa en lítico volcánico microlítico con vidrio pardo
P en Lvml-lbgl	Plagioclasa en lítico volcánico microlítico con vidrio negro
P en Lvml-orgl	Plagioclasa en lítico volcánico microlítico con vidrio anaranjado
K	Feldespató potásico
K en Lvml	Feldespató potásico en lítico volcánico microlítico
Lvf	Lítico volcánico felsítico
Lvv	Lítico volcánico vítreo
Lvv-brgl	Lítico volcánico vítreo con vidrio pardo
Lvv-orgl	Lítico volcánico vítreo con vidrio anaranjado
Lvv-blgl	Lítico volcánico vítreo con vidrio negro
Lvv-algl	Lítico volcánico vítreo con vidrio alterado
Lvv-clgl	Lítico volcánico vítreo con vidrio incoloro
Lvml	Lítico volcánico microlítico
Lvml-brgl	Lítico volcánico microlítico con vidrio pardo
Lvml-orgl	Lítico volcánico microlítico con vidrio anaranjado
Lvml-blgl	Lítico volcánico microlítico con vidrio negro
Lvml-algl	Lítico volcánico microlítico con vidrio alterado
Lvml-dggl	Lítico volcánico microlítico con vidrio gris oscuro
Lvml-clgl	Lítico volcánico microlítico con vidrio incoloro
Lvl	Lítico volcánico lathwork
Lvl-brgl	Lítico volcánico lathwork con vidrio pardo
Lvl-orgl	Lítico volcánico lathwork con vidrio anaranjado
Lvl-blgl	Lítico volcánico lathwork con vidrio negro
Lvl-algl	Lítico volcánico lathwork con vidrio alterado
Lvl-dggl	Lítico volcánico lathwork con vidrio gris oscuro
Lvo	Lítico volcánico holocristalino
Lmt	Lítico metamórfico
Ls	Lítico sedimentario
Q'	Qm+Qp
P'	P+P alt+P en Lvv brgl+P en Lvv blgl+P en Lvv orgl+P en Lvml brgl+P en Lvml lbgl+P en Lvml orgl
F'	K+K en Lvml
L'	Lvf+Lvv+Lvv-brgl+Lvv-orgl+Lvv-blgl+Lvv-algl+Lvv-clgl+Lvml+Lvml-brgl+Lvml-orgl+Lvml-blgl+Lvml-algl+Lvml-dggl +Lvml-clgl+Lvl+Lvl-brgl+Lvl-orgl +Lvl-blgl +Lvl-algl +Lvl-dggl +Lvo+Lmt +Ls
Lv'	Lvf+Lvml+Lvml-brgl+Lvml-orgl+Lvml-blgl+Lvml-algl+Lvml-dggl +Lvml-clgl+Lvl+Lvl-brgl+Lvl-orgl +Lvl-blgl +Lvl-algl +Lvl-dggl
Lvl'	Lvl+Lvl-brgl+Lvl-orgl +Lvl-blgl +Lvl-algl +Lvl-dggl
Lvml'	Lvml+Lvml-brgl+Lvml-orgl+Lvml-blgl+Lvml-algl+Lvml-dggl +Lvml-clgl
Qt	$Q' * 100 / (Q' + F' + L')$
F	$(P' + K') * 100 / (Q' + F' + L')$
L	$Q' * 100 / (Q' + F' + L')$
Ptot	$P' * 100 / (P' + K')$
Ktot	$K' * 100 / (P' + K')$
Qm	$Qm * 100 / (Qm + P' + K')$
K	$K * 100 / (Qm + P' + K')$
P	$P * 100 / (Qm + P' + K')$
LM	$Lmt * 100 / L'$
LV	$(L' - Lmt - Ls) * 100 / L'$
LS	$Ls * 100 / L'$
Lvl	$Lvl' * 100 / Lv'$
Lvml	$Lvml' * 100 / Lv'$
Lvf	$Lvf * 100 / Lv'$

Tabla 13. Categorías del análisis modal de Morrone et al. (2017) utilizadas para recalcular los parámetros de los diagramas ternarios.

Tabla 14. Conteo de puntos de Morrone et al. (2017). Se incluyen las categorías utilizadas para recalculer los parámetros de los diagramas ternarios. Continúa en la siguiente página.

Depósitos de arco (Isla de Lipari)															
Morrone et al. (2017)															
	Qm	Qp	P	Palt	P en Lv	P en Lv	P en Lv	P en Lvml	P en Lvml	P en Lvml	K	K en Lvml	Lv brgl	Lv v	Lv clgl
					brgl	brgl	orgl	brgl	lbgl	orgl					
L1-m	0	0	17	2	0	1	0	0	0	0	1	0	0	3	3
L1-f	0	0	73	5	0	0	0	0	0	0	1	0	0	8	2
L2-m	0	0	16	1	1	0	0	0	0	0	3	0	1	0	11
L2-f	0	0	39	2	0	2	0	0	0	0	1	0	0	11	3
L4-m	0	0	32	3	1	3	0	0	0	0	3	0	0	0	20
L4-f	0	0	47	5	1	3	0	0	0	0	1	0	0	1	22
L5-m	2	0	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	46
L5-f	3	0	29	2	0	8	0	0	0	0	1	0	0	4	19
L6-m	0	1	8	1	0	0	0	0	0	0	1	0	9	1	27
L6-f	2	0	23	0	0	1	0	1	2	0	1	0	1	8	40
L7-m	0	0	3	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	1	12
L7-f	1	0	10	1	0	1	0	0	0	0	0	0	2	4	106
L8-m	0	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	92
L8-f	2	0	32	2	1	1	0	0	0	0	1	0	1	2	65
L9-m	0	1	44	3	2	3	2	2	0	1	0	0	0	2	33
L9-f	0	0	71	2	2	3	0	0	1	0	1	0	0	1	25
L10-m	1	0	74	4	1	4	0	0	0	0	0	0	0	5	8
L10-f	5	2	88	7	0	6	0	2	0	0	0	0	1	6	6
L11-m	4	0	56	5	2	1	0	0	0	0	5	0	2	8	35
L11-f	5	1	65	1	0	3	1	0	0	0	4	0	1	12	15
L12-m	2	2	29	3	0	1	1	2	0	0	6	2	1	11	126
L12-f	8	4	42	1	0	2	0	0	0	0	5	0	8	15	80
L13-m	6	0	4	1	0	0	0	0	0	0	2	0	1	14	138
L13-f	1	0	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	34	12

**Depósitos de arco (Isla de Lipari)**

Morrone et al. (2017)

	Lvv	Lv	Lvv	Lvm	Lvml	Lvm	Lvml	Lvm	Lvm	Lvl	Lvl	Lvl	Lvl	Lvl	Lvf	Lvo	Ls	Lmt	
	algl	v	dgg	l	blgl	l	clgl	algl	l	l	brgl	blgl	orgl	dggl	clgl	algl			
		org	l	brgl					orgl	dggl									
L1-m	0	1	0	5	26	5	0	0	5	32	196	21	23	2	0	5	4	5	0
L1-f	0	1	0	10	79	2	0	4	16	7	66	3	4	1	0	0	0	13	0
L2-m	0	2	0	13	30	13	0	0	6	37	139	7	21	6	0	39	11	6	0
L2-f	0	0	1	3	48	6	0	1	13	1	43	5	5	2	0	12	0	0	0
L4-m	1	0		6	18	107	0	3	7	17	123	7	17	9	0	5	0	1	1
L4-f	0	2	0	13	68	60	0	6	8	22	69	2	2	9	0	1	0	3	0
L5-m	3	0	0	9	28	55	0	6	0	16	103	2	4	9	0	84	1	5	1
L5-f	2	0	0	14	79	19	0	1	15	9	56	1	3	2	0	28	3	1	0
L6-m	5	2	0	10	11	32	0	2	0	16	64	3	4	4	0	152	5	6	0
L6-f	5	0	0	2	36	18	0	0	2	11	55	4	2	2	0	98	5	2	0
L7-m	0	1	0	1	5	4	0	0	0	15	89	11	1	13	0	13	0	0	0
L7-f	0	0	0	4	28	14	0	3	0	4	42	2	0	4	0	46	3	1	0
L8-m	2	0	0	6	8	51	0	1	1	17	112	7	10	4	0	42	3	4	0
L8-f	0	0	0	8	49	62	0	2	0	4	54	0	1	2	0	42	2	9	0
L9-m	2	0	0	8	44	13	0	3	5	18	122	9	8	5	0	23	0	0	0
L9-f	4	0	0	11	57	7	0	5	4	9	41	1	8	5	0	6	0	0	0
L10-m	0	0	0	9	20	9	0	2	4	43	82	4	6	1	0	30	29	1	0
L10-f	3	0	0	36	26	8	5	8	2	35	39	5	2	2	5	25	23	0	0
L11-m	21	0	0	4	22	9	0	0	0	24	41	6	3	6	0	21	8	2	0
L11-f	13	3	0	11	12	5	0	3	0	12	18	5	0	3	0	10	3	0	1
L12-m	13	3	0	6	6	50	0	4	0	26	37	7	0	16	2	15	6	2	2
L12-f	10	1	0	10	33	25	0	6	0	20	37	15	0	14	0	18	3	4	1
L13-m	52	2	0	1	12	59	0	0	0	10	37	0	0	16	0	16	6	8	8
L13-f	5	2	0	158	19	4	0	17	0	12	0	0	0	0	0	1	0	97	4

Tabla 15. Parámetros recalculados de las muestras de cuencas de tras-arco y depósitos de arco asociados con un arco continental. Continúa en la siguiente página.

<b>ARCO CONTINENTAL</b>																	
<b>Cuenca Liguro-Provenzal</b>																	
<b>Depósitos adyacentes al arco</b>																	
Formación	Muestra	Edad	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf	
<b>Sucesión de Saint Florent</b>																	
<b>Cavazza et al. (2007)</b>																	
Parte inferior de la sucesión de Saint Florent (Formación Fium Albino)																	
	TE59/1	Mioceno (Burdigaliano)	18	21	61	72	28	46	15	39	58	38	4	Datos no disponibles			
Parte intermedia de la sucesión de Saint Florent (Formaciones Torra, Monte Sant'Angelo y																	
	CO98-1	Mioceno (Burdigaliano)	44	21	35	60	40	68	13	19	58	42	0				
	CO98-2	Mioceno (Burdigaliano)	55	19	26	71	29	74	8	18	61	39	0				
	CO98-3	Mioceno (Burdigaliano)	44	28	28	64	36	61	14	25	88	10	3				
	CO98-4	Mioceno (Burdigaliano)	50	18	31	62	38	73	10	17	77	23	0				
	CO98-5	Mioceno (Burdigaliano)	36	14	50	72	28	73	8	20	77	15	8				
	CO98-8	Mioceno (Burdigaliano)	38	14	48	50	50	71	14	14	50	29	21				
	CO98-9	Mioceno (Burdigaliano)	35	22	43	89	11	62	4	34	31	64	6				
	CO98-11	Mioceno (Burdigaliano)	47	24	29	74	26	66	9	25	33	61	6				
	CO94-10	Mioceno (Burdigaliano)	59	20	21	63	37	75	9	16	35	56	8				
	CO98-12	Mioceno	51	15	34	43	57	77	13	10	10	75	16				
	CO98-15	Mioceno (Burdigaliano-Lang.)	41	30	30	53	47	58	20	22	42	58	0				
	CO98-26	Mioceno (Lang.)	29	21	51	50	50	58	21	21	13	78	9				
<b>Cuenca del Mar Tirreno</b>																	
<b>Depósitos adyacentes a la margen continental</b>																	
Sitio	Muestra	Edad	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf	
<b>Parte superior de la margen pasiva al este de Cerdeña</b>																	
<b>Borsetti et al. (1990)</b>																	
654	654-2	Tortoniano Superior-Mesiniense Inferior	26	2	72	100	0	95	0	5	99	0	1	Datos no disponibles			
654	654-1	Tortoniano Superior-Mesiniense Inferior	33	5	62	86	14	86	2	12	96	1	3				
654	654-5	Tortoniano Superior-Mesiniense Inferior	25	12	62	89	11	66	4	30	100	0	0				
654	654-4	Tortoniano Superior-Mesiniense Inferior	52	2	46	100	0	96	0	4	98	2	0				
654	654-3	Tortoniano Superior-Mesiniense Inferior	42	6	51	100	0	86	0	14	100	0	0				
654	654-6	Tortoniano Superior-Mesiniense Inferior	26	2	71	100	0	91	0	9	100	0	0				
<b>Depósitos adyacentes al arco</b>																	
Ubicación	Muestra	Edad	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf	
<b>Margen pasiva al este de Cerdeña</b>																	
<b>Borsetti et al. (1990)</b>																	
652	652-4	Pre-Plioceno	35	7	58	100	0	83	0	17	36	11	53	Datos no disponibles			
652	652-7	Pre-Plioceno	31	6	63	83	17	82	3	15	32	2	66				
652	652-5	Pre-Plioceno	28	4	68	92	8	87	1	12	35	1	64				
652	652-9	Pre-Plioceno	32	7	61	67	33	83	6	12	53	14	32				
652	652-8	Pre-Plioceno	35	8	57	96	4	80	1	19	21	18	61				
652	652-11	Pre-Plioceno	38	2	60	58	42	94	2	3	30	0	70				
652	652-12	Pre-Plioceno	52	5	44	100	0	91	0	9	49	31	20				
652	652-13	Pre-Plioceno	36	2	62	64	36	95	2	3	43	4	53				
652	652-14	Pre-Plioceno	36	3	61	71	29	93	2	5	73	24	4				
<b>Marsaglia et al. (1999)</b>																	
974	Unidad 3	161-974B-22X-5	Mioceno	47	11	42	39	61	81	12	8	15	0	85	0	0	0
974		22X-6	Mioceno	44	5	51	19	81	91	8	2	16	0	84	0	0	0
974		22X-CC	Mioceno	39	30	31	66	34	56	15	29	64	20	16	53	47	0
974	Unidad 1	Cores 161-974B-1H-3	Pleistoceno	28	23	50	38	62	53	29	18	16	76	8	9	91	0
974		2H-4	Pleistoceno	31	35	35	37	63	47	31	23	62	10	27	0	57	43
974		3H-4	Pleistoceno	0	1	100	100	0	0	0	100	0	100	0	0	100	0
974		4H-3	Pleistoceno	30	40	30	48	52	43	29	28	94	7	0	0	0	100
974		5H-3	Pleistoceno	36	43	21	44	56	46	30	24	94	6	0	0	0	0
974		6H-6	Pleistoceno	30	25	46	38	62	55	28	17	99	1	1	0	100	0
974		7H-3	Pleistoceno	0	0	100	0	0	0	0	0	100	0	0	0	100	0
974		9H-6	Pleistoceno	0	9	91	54	46	0	46	54	1	98	1	6	90	3

**Cuenca del Mar Tirreno**  
**Depósitos adyacentes al arco**

**Zona costera oeste de Calabria**

**Le Pera & Critelli (1997)**

Sedimentos actuales en la zona costera de Calabria	EL15	Sedimentos actuales	7	0	93	Datos no disponibles	Datos no disponibles	28	0	72	Datos no disponibles
EL18			3	0	97			32	0	68	
EL19			27	0	73			41	0	59	
EL22			10	0	90			24	0	76	
EL16			17	0	83			39	0	61	
EL17			4	0	96			37	0	63	
EL20			20	0	80			47	0	53	
EL21			25	2	73			53	0	47	
EL23			22	25	53			75	6	19	
EL26			23	17	60			85	2	13	
EL27			30	39	31			97	0	3	
EL30			23	19	58			99	0	1	
EL13			38	55	7			75	6	19	
EL11			23	10	67			77	0	23	
EL9			17	3	80			96	0	4	
EL7			14	5	81			94	0	6	
EL5			14	3	83			97	0	3	
EL3			14	0	86			93	0	7	
EL1			31	22	47			82	0	18	
SV24			32	24	44			92	2	6	
EL36			36	34	30			99	0	1	
EL33			43	26	31			97	1	2	
EL34			42	34	24			100	0	0	
EL35			54	30	16			98	2	0	
EL37			47	36	17			100	0	0	
SC320			28	71	1			0	0	0	

**Depósitos sin-rift al oeste de Calabria**

**Critelli & Le Pera (1995)**

Cadena costera de Calabria	Finales del Tortoniano-Inicios del Mesiniano	50	43	7	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles
----------------------------	--	----	----	---	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------

**Cuenca de Paola**

**Le Pera & Critelli (1997)**

Cuenca de Paola	Cuaternario	Composición de la Cuenca de Paola en el diagrama QtFL de acuerdo con Le Pera & Critelli (1997)	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles	Datos no disponibles
-----------------	-------------	--	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------

**Depósitos de arco**

Ubicación	Muestra	Edad	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf
-----------	---------	------	----	---	---	------	------	----	---	---	----	----	----	-----	------	-----

**Isla de Lipari**

**Morrone et al. (2017)**

Isla de Lipari	L1-m	Sedimentos actuales	0	6	94	95	5	0	5	95	0	99	1	86	13	2
	L1-f		0	27	73	99	1	0	1	99	0	94	6	42	58	0
	L2-m		0	6	94	86	14	0	14	86	0	98	2	68	20	13
	L2-f		0	22	78	98	2	0	2	98	0	100	0	40	51	9
	L4-m		0	11	89	93	7	0	7	93	0	99	0	54	44	2
	L4-f		0	17	83	98	2	0	2	98	0	99	1	40	60	0
	L5-m		1	4	95	100	0	11	0	89	0	98	1	42	31	27
	L5-f		1	13	86	98	3	7	2	91	0	100	0	31	56	12
	L6-m		0	3	97	90	10	0	9	82	0	98	2	31	18	51
	L6-f		1	9	91	96	4	7	3	90	0	99	1	32	25	43
	L7-m		0	3	97	100	0	0	0	100	0	100	0	85	7	9
	L7-f		0	4	95	100	0	8	0	92	0	100	0	35	33	31
	L8-m		0	2	98	100	0	0	0	100	0	99	1	58	26	16
	L8-f		1	11	89	97	3	5	3	92	0	97	3	27	54	19
	L9-m		0	16	84	100	0	0	0	98	0	100	0	63	28	9
	L9-f		0	30	70	99	1	0	1	99	0	100	0	42	55	4
	L10-m		0	25	75	100	0	1	0	99	0	100	0	65	21	14
	L10-f		2	30	68	100	0	5	0	94	0	100	0	44	43	13
	L11-m		1	24	74	93	7	5	7	88	0	99	1	59	26	15
	L11-f		3	36	61	95	5	6	5	88	1	99	0	48	39	13
	L12-m		1	12	87	82	18	4	17	75	1	99	1	52	39	9
	L12-f		3	14	83	90	10	13	8	73	0	98	1	48	42	10
	L13-m		2	2	97	71	29	46	15	38	2	96	2	42	48	11
	L13-f		0	3	97	100	0	8	0	92	1	73	26	6	94	0

<b>MARGEN PASIVA DE NEWFOUNDLAND</b>	
<b>Marsaglia et al. (2007)</b>	
<b>Qm</b>	Cuarzo monocristalino
<b>Qp</b>	Cuarzo policristalino
<b>P</b>	Plagioclasa
<b>K</b>	Feldespato potásico
<b>Lmm</b>	Lítico metamórfico de mica
<b>Lmm-b</b>	Lítico metamórfico de mica con biotita
<b>Lmm-m</b>	Lítico metamórfico de mica con muscovita
<b>Lmm-c</b>	Lítico metamórfico de mica con clorita
<b>Lmt</b>	Lítico metamórfico de cuarzo y mica
<b>Lmt-b</b>	Lítico metamórfico de cuarzo y mica, con biotita
<b>Lmt-m</b>	Lítico metamórfico de cuarzo y mica, con muscovita
<b>Lmt-c</b>	Lítico metamórfico de cuarzo y mica, con clorita
<b>Lmt alt</b>	Lítico metamórfico de cuarzo y mica, alterado
<b>Lma</b>	Lítico metamórfico de cuarzo, feldespato y mica
<b>Lma-b</b>	Lítico metamórfico de cuarzo, con biotita
<b>Lma-c</b>	Lítico metamórfico de cuarzo, con clorita
<b>Lma-m</b>	Lítico metamórfico de cuarzo, con muscovita
<b>Lmp</b>	Fragmento lítico metapelítico
<b>Lmc</b>	Fragmento lítico metacarbonatado
<b>Lsp</b>	Lítico sedimentario de limolita
<b>Lsch</b>	Lítico sedimentario de arcillolita
<b>Lsa</b>	Lítico de arcillolita y lutita
<b>Lsa A/D</b>	Lítico de arcillolita alterado o parcialmente disuelto
<b>Lsc micr</b>	Clastos de calcita microcristalinos
<b>Lsc micr</b>	Clastos de micrita parcialmente alterados
<b>A/D</b>	
<b>Lsc carb</b>	Líticos carbonatados
<b>Lv</b>	Líticos volcánicos
<b>L'</b>	Lmm+Lmm-b+Lmm-m+Lmm-c+Lmt+Lmt-b+Lmt-m+Lmt-c+Lmt alt+Lma+Lma-b+Lma-c+Lma-m+Lmp+Lmc+Lsp+Lsch+Lsa+Lsa A/D+Lsc micr+Lsc micr A/D+Lsc carb+Lv)
<b>Lm'</b>	Lmm+Lmm-b+Lmm-m+Lmm-c+Lmt+Lmt-b+Lmt-m+Lmt-c+Lmt alt+Lma+Lma-b+Lma-c+Lma-m+Lmp+Lmc
<b>Ls'</b>	Lsp+Lsch+Lsa+Lsa A/D+Lsc micr+Lsc micr A/D+Lsc carb
<b>Qt</b>	$(Qm+Qp)*100/(Qm+Qp+K+P+L')$
<b>F</b>	$(K+P)*100/(Qm+Qp+K+P+L')$
<b>L</b>	$L'*100/(Qm+Qp+K+P+L')$
<b>Ptot</b>	$P*100/(P+K)$
<b>Ktot</b>	$K*100/(P+K)$
<b>Qm</b>	$Qm*100/(Qm+P+K)$
<b>K</b>	$K*100/(Qm+P+K)$
<b>P</b>	$P*100/(Qm+P+K)$
<b>LM</b>	$Lm'*100/L'$
<b>LV</b>	$Lv*100/L'$
<b>LS</b>	$Ls'*100/L'$

Tabla 16. Categorías del análisis modal de Marsaglia et al. (2007) utilizadas para recalcular parámetros.



Margen pasivo de Newfoundland

Marsaglia et al. (2007)

	Qm	Qp	P	K	Lmm	Lmm-l	Lmm-n	Lmm-c	Lmt	Lmt-b	Lmt-m	Lmt-c	Lmt alt	Lma
<b>Sitio 1276A</b>														
3R-4, 53	33	2	7	3		6	2					1		
9R-2, 60	40	4	16	14								1		
12R-4, 27	57	5	13	7		2	1			1	4	1		
15R-3, 46	67	1	26	22			3	1	2	2	1			
15R-4, 123	19	1	11	11					1					1
22R-1, 108	136	8	43	42	3				2	1				6
25R-5, 92	143	10	41	52			1			2	10	1		1
25R-6, 48	217	13	38	39	2	1		2	1	3		2	2	2
35R-5, 120	313	11	13	22		1			5			1		
44R-2, 129	219	9	34	34	2			1	8	1	2	5		2
49R-2, 130	191	4	51	12	1	3	3		2	11	11	2	5	
56R-3, 65	206	28	22	0		1	3		4	1	5			2
65R-5, 6	134	19	110	20		5	4		7	8	11			4
69R-4, 86	169	8	87	10	1	6		3	2	9	2	2		1
73R-2, 87	217	16	36	17	2	5	1	4	5	8	8	6		2
80R-3, 107	262	17	44	18	3			3	3	2		4		1
81R-3, 134	213	22	43	15	8	4	2	5	11	1	3	6		2
87R-4, 0	217	34	29	31	1				7		4	6		3
90R-5, 87	217	16	36	17	2	5	1	4	4	8	8	6		2
93R-1, 24	214	18	40	16				3	1	4	4	9	1	1
96R-1, 127	198	27	46	14		5		2	5	12	13	6	1	2

Marsaglia et al. (2007)

	Lma-	Lma	Lma	Lm	Lmc	Lsp	Lsch	Lsa	Lsa A/d	Lsc micr	Lsc micr	Lsc carl	Lv
<b>Sitio 1276A</b>													
3R-4, 53								4	5	2	11	50	1
9R-2, 60				24				56			61	76	
12R-4, 27		1	1					8		4	7	10	9
15R-3, 46			1	2				5	7	40		3	5
15R-4, 123	1		1					5	19	45	32	90	8
22R-1, 108			3	1				10	31	19	5	1	11
25R-5, 92	2		5					26	2	7	2	17	
25R-6, 48	2	1						24		2	2	1	1
35R-5, 120								10	3		3	6	
44R-2, 129								38	8		1	1	7
49R-2, 130	2		3					17	13	3	7	2	1
56R-3, 65			1	6				12	10	4	12	16	6
65R-5, 6	1		4					1	12	2		13	1
69R-4, 86				3				3	25	9	14	1	
73R-2, 87		1						2	54	2		2	
80R-3, 107				2				12		5		1	
81R-3, 134									16	7		1	
87R-4, 0			1	1				36	1	3	9	3	
90R-5, 87		1						2	54	2		3	
93R-1, 24			1		1	1		4	38	12		4	
96R-1, 127									20	3		9	5

Tabla 17. Análisis modal de Marsaglia et al. (2007).

<b>MARGEN PASIVA</b>																
<b>Margen Pasiva de Newfoundland</b>																
Sitio	Muestra	Edad	Qt	F	L	Ptot	Ktot	Qm	K	P	LM	LV	LS	Lvl	Lvmi	Lvf
Marsaglia et al. (2007)																
Sitio 1276A	3R-4, 53	Eoceno	28	8	65	70	30	77	7	16	11	1	88	Datos no disponibles		
	9R-2, 60	Eoceno	15	10	75	53	47	57	20	23	11	0	89			
	12R-4, 27	Eoceno	47	15	37	65	35	74	9	17	22	18	59			
	15R-3, 46	Paleoceno	36	26	38	54	46	58	19	23	17	7	76			
	15R-4, 123	Paleoceno	8	9	83	50	50	46	27	27	2	4	94			
	22R-1, 108	Mastrichtiano	45	26	29	51	49	62	19	19	17	12	71			
	25R-5, 92	Santoniano	48	29	24	44	56	61	22	17	29	0	71			
	25R-6, 48	Santoniano	65	22	14	49	51	74	13	13	38	2	60			
	35R-5, 120	Cenomaniano	84	9	7	37	63	90	6	4	24	0	76			
	44R-2, 129	Albiano	61	18	20	50	50	76	12	12	28	9	63			
	49R-2, 130	Albiano	57	18	25	81	19	75	5	20	50	1	49			
	56R-3, 65	Albiano	69	6	24	100	0	90	0	10	28	7	65			
	65R-5, 6	Albiano	43	37	21	85	15	51	8	42	60	1	38			
	69R-4, 86	Albiano	50	27	23	90	10	64	4	33	36	0	64			
	73R-2, 87	Albiano	60	14	26	68	32	80	6	13	41	0	59			
	80R-3, 107	Albiano	74	16	10	71	29	81	6	14	50	0	50			
	81R-3, 134	Albiano	65	16	18	74	26	79	6	16	64	0	36			
	87R-4, 0	Albiano	65	16	19	48	52	78	11	10	31	0	69			
	90R-5, 87	Albiano	60	14	26	68	32	80	6	13	40	0	60			
	93R-1, 24	Finales del Ap	62	15	23	71	29	79	6	15	30	0	70			
	96R-1, 127	Finales del Ap	61	16	23	77	23	77	5	18	55	6	39			

Tabla 18. Parámetros recalculados de las muestras de la margen pasiva de Newfoundland.