



Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería

**Geocronología, geoquímica y correlación de productos
volcánicos en bloques continentales sumergidos de la parte
sur del Golfo de California**

Tesis

que para obtener el grado de:
Licenciado en ingeniería en Geología Ambiental

Presenta

Candy Cornejo Jiménez

Bajo la dirección de

Dr. Luca Ferrari Pedraglio (Asesor externo)
Dr. Luis Enrique Ortiz Hernández (Asesor interno)

*A mis padres... por su esfuerzo diario
A mis hermanos... por su buena vibra
A mis sobrinos... porque son luz en mi vida*

*Están en todo lo que hago, porque son parte de todo lo que soy
... gracias por la fuerza y el amor que me dan*

El sentido no esta en el texto sino afuera. Estas palabras que escribo andan buscando su sentido y eso consiste todo su sentido...

Haz sólo lo que amas y serás feliz. El que hace lo que ama, está benditamente condenado al éxito, que llegará cuando deba llegar, porque lo que debe ser será, y llegará naturalmente.

*Me gusta andar pero no sigo el camino porque lo conocido ya no tiene misterio...
... y a pesar de todo, al final la recompensa es el camino recorrido.*

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis se ha desarrollado dentro del proyecto de CONACyT “*Evolución de la Margen Oriental del Rift del Golfo de California: Un estudio integrado de la deformación y el magmatismo del Mioceno en Sinaloa, Nayarit y su región Off-Shore*”, al que junto con la beca para ayudantes de investigador otorgada por el Sistema Nacional de Investigadores (SNI) agradezco por el apoyo económico brindado, durante la realización de esta y para su impresión final.

Agradezco al Dr. Luca Ferrari por aceptarme como estudiante, y por la paciencia, facilidades y oportunidades ofrecidas. También de forma especial a la Dra. Teresa Orozco por todo su apoyo y contribuciones gracias a las cuales he aprendido mucho. A ambos gracias por su tiempo, me ofrecieron más de lo que pude recibir y han contribuido significativamente en mi crecimiento.

Al Centro de Geociencias, UNAM: investigadores, personal y estudiantes, por permitirme realizar este proyecto en sus instalaciones y utilizar su experiencia, equipos, materiales y buena compañía. En particular a Manuel Albarrán y Juan Tomas Vázquez por su accesibilidad para la utilización de los talleres de molienda y laminación. Al Dr. Alexander Iriondo y sus estudiantes por su asesoría en la separación mineral. Al Dr. Gilles Levesse por el acceso al equipo de cátodoluminiscencia. A Ofelia Pérez Arvizu por los análisis geoquímicos y su paciente instrucción durante la preparación de las muestras. Al Dr. Carlos Ortega por los fechamientos U-Pb y por toda su ayuda con el manejo e interpretación de los datos. Finalmente, porque mi estancia ahí ha sido una experiencia muy enriquecedora, de donde me llevo mucho más que buenos recuerdos.

Gracias también al comité evaluador que ha beneficiado este trabajo con sus sugerencias y por su comprensión con mis fallas burocráticas. En especial al Dr. Blanco por invertir tiempo en valiosas sugerencias, charlas e ideas. Agradezco al Dr. Enrique Ortiz por aceptar colaborar como tutor interno. Debo agradecer a todos mis profesores de la UAEH ya que en mi formación académica encontré una ciencia tan interesante como para no poder apartarme de ella.

Gracias a aquellos que durante mis estudios me han rescatado de solo pasar el tiempo estudiando. A mis compañeros de la LIGA por los buenos tiempos, en especial a Santa por influenciarme siempre con su entusiasmo por la geología y por su amistad más allá de esto. También a los camaradas del CGEO por el largo rato compartido y tantas nuevas experiencias.

Finalmente quiero expresar mi agradecimiento eterno a mis padres porque todo su esfuerzo y dedicación ha sido vital para realización de mis estudios, así como a mi hermana Carla por ser mi cómplice con los pósters y por apoyarme siempre. Simplemente porque sin el cariño de mi familia nada sería.

En fin, gracias a todos... familia, amigos, compañeros, profesores y colegas que han formado parte de mi vida en estos años, porque todo lo que me han dado estará conmigo siempre, gracias por creer en mí, a veces incluso más que yo misma.

	Pág.
Índice	i
Índice de figuras y tablas	ii
Resumen	iii
1. Introducción	1
1.1 Ubicación y muestreo oceanográfico	2
1.2 Antecedentes	3
1.3 Caso de estudio	6
1.4 Objetivos del trabajo	9
2. Metodología y técnicas analíticas	11
2.1. Petrografía	11
2.1.1 Laminación y análisis petrográfico	11
2.2. Geocronología	12
2.2.1 Fundamentos del método de datación U-Th-Pb	12
2.2.2 Separación de zircones para fechamiento	16
2.2.3 Análisis U-Pb LA-ICP-MS en zircones	18
2.3. Geoquímica	20
2.3.1 Preparación para análisis geoquímicos	20
2.3.2 Análisis de elementos mayores y traza	21
2.3.2.1 <i>Procedimiento para el análisis químico de elementos traza</i>	21
2.3.2.2 <i>Análisis de elementos mayores</i>	23
3. Marco geológico	25
3.1 Evolución geológica del Golfo de California	25
3.2 Márgenes conjugadas	28
3.2.1 Margen este: <i>Suroeste de la Sierra Madre Occidental</i>	29
3.2.1.1 <i>Magmatismo pre y post ignimbrítico</i>	29
3.2.1.2 <i>Supergrupo Volcánico Superior: Ignimbrite flare up</i>	31
3.2.2 Margen oeste: <i>Borde este de Baja California Sur e islas</i>	36
3.2.2.1 <i>Pre y post Comondú</i>	37
3.2.2.2 <i>Grupo Comondú</i>	38
3.3 La parte sumergida en el sur del Golfo de California	44

3.3.1 Corteza continental sumergida	46
4. Resultados	49
4.1 Petrografía	49
4.1.1 ROCA	51
4.1.1.1 Sitio 3J	51
4.1.1.2 Sitio 7J	52
4.1.1.3 Sitio 19J	52
4.1.1.4 Sitio 21J	53
4.1.1.5 Sitio 24J	54
4.1.1.6 Sitio F6	55
4.1.2 BEKL	56
4.1.2.1 Sitio 7D	56
4.1.2.2 Sitio 9D	57
4.1.2.3 Sitio 18D	61
4.1.2.4 Sitio 20D	62
4.1.2.5 Sitio 21D	63
4.1.2.6 Sitio 22D	64
4.1.2.7 Sitio 23D	65
4.1.2.8 Sitio 24D	67
4.1.2.9 Sitio 25D	68
4.2. Geocronología	71
4.2.1 Introducción	71
4.2.2 Ignimbritas del Mioceno temprano	72
4.2.3 Andesita del Mioceno medio	76
4.2.4 Riolita del Mioceno tardío	77
4.2.5 Toba del Plioceno	78
4.2.6 Arenisca	79
4.3. Geoquímica	80
4.3.1 Introducción	80
4.3.2 Elementos Mayores	81
4.3.3 Elementos Traza	85
4.3.4 Análisis mineral	88
4.3.4.1 Introducción	88
4.3.4.2 Resultados	90

5. Discusión	95
5.1 Correlación naturaleza-edad	95
5.2 Procedencias de zircones detríticos	98
5.3 Antecristales	99
5.4 Extensión del magmatismo del Mioceno temprano	100
6. Conclusión	103
7. Bibliografía	105
8. Anexos	115
I. Datos reportados	115
II. Análisis geoquímicos	122
III. Análisis U-Pb	124
IV. Análisis de REE de los zircones fechados	132

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig. 1.1.** (a) Mapa del recorrido efectuado por el crucero *Atlantis* y (b) vehículo submarino *JASON* utilizado durante la exploración ROCA 2008. (c) Crucero *R/V New Horizon*, propiedad de *Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego*, utilizado durante la exploración GEOFORM 2009. Tomado de www.whoi.edu/ y <http://www.sio.ucsd.edu/>..... 3
- Fig. 1.2.** Principales cinturones de rocas volcánicas cenozoicas del oeste de México. Se muestra también la extensión inferida en Ferrari *et al.*, 2005, para los pulsos ignimbríticos del Oligoceno temprano y Mioceno temprano, y la localización del sector de estudio (área sombreada). En el mapa superior se muestra la extensión de las ignimbritas riolíticas en México y el SO de EU, y su relación geográfica con las principales provincias geológicas. Modificado de Umhoefer *et al.* (2001) y Bryan *et al.* (2008)..... 7
- Fig. 1.3.** Localización geográfica del área de estudio. En el fondo se muestran los rasgos geomorfológicos de este sector del golfo, donde se pueden apreciar las principales cuencas submarinas..... 8
- Fig. 2.1.** Familias radioactivas naturales de los sistemas de decaimiento de U-Th-Pb. Tomado de (Faure, 2001)..... 13
- Fig. 2.2.** Diagrama de concordia de Wetherill formado por los puntos concordantes de las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (y) y $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (x), la línea de discordia se construye a partir de puntos discordantes que representan episodios de pérdida de Pb. Tomado de Parrish y Noble (2003)..... 14
- Fig. 2.3.** Diagrama de Tera- Wasserburg, mostrando los interceptos de la concordia con la línea de discordia. El intercepto el superior representa la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ del Pb común y el inferior la edad de cristalización. Tomado de Jäger *et al.* (1979)..... 15
- Fig. 2.4.** Platina de cátodoluminiscencia acoplada a una lupa binocular y a una cámara digital, ubicada en el Laboratorio de Fluidos Corticales del CGEO, UNAM..... 19
- Fig. 2.5.** Equipo de LA-ICP-MS del Centro de Geociencias, UNAM. (a) Vista general del equipo. (b) Celda de ablación y su cono interno de ablación. (c) Ejemplo del cráter de ablación. Tomado de Duque (2010)..... 20
- Fig. 2.6.** a) Campana de extracción. b) Microbalanza de precisión, vial con la base de papel aluminio y pistola antiestática utilizados para lograr mayor estabilidad. Tomado de Mori (2007)..... 22

Fig. 3.1. Evolución tectónica del Golfo de California, desde ~29 a 6 Ma. (NA) Placa de Norte América, (Pac) Placa Pacífico, (Fa) Placa Farallón, (Gd) Microplaca Guadalupe, (Mg) Microplaca Magdalena, (Rv) Placa Rivera, (PEG) Provincia Extensional del Golfo, (SB-TA) Transforme San Benito-Tosco-Abreojos, (PTRv) Punto Triple de Rivera. Tomado de Drake (2005).....	26
Fig. 3.2. Configuración tectónica del actual Golfo de California. Tomado de Piñero-Lajas (2008).....	28
Fig. 3.3. Principales conjuntos ígneos en el oeste de México. Tomado de Ferrari et al. (2005). El área punteada corresponde a la zona de las márgenes conjugadas descritas en este capítulo para la parte sur del Golfo de California.....	29
Fig. 3.4. Distribución de los pulsos de rocas volcánicas silíceas del Oligoceno y Mioceno temprano en ambas márgenes del Golfo y su relación con las principales provincias geológicas en México. Modificado de Bryan et al. (2008)	32
Fig. 3.5. Estratigrafía terciaria en la parte sur de la SMO. Las edades remarcadas corresponden las reportadas por Ferrari <i>et al.</i> , 2002. Tomado de Ferrari <i>et al.</i> (2002).....	34
Fig. 3.6. Extensión de los pulsos silíceos. En el recuadro se muestra la ubicación de las columnas referidas en la Fig. 3.5. Tomado de Ferrari <i>et al.</i> (2002).....	35
Fig. 3.7. Mapa geológico de Baja California Sur. Tomado de Clarens (2006).....	36
Fig. 3.8. (a) Distribución de las facies volcánicas del arco Comondú en Baja California Sur. (b) Dirección de transporte de los depósitos volcánicos y sedimentarios del Grupo Comondú en el área de Bahía de La Paz. Las líneas punteadas corresponden a las isópacas de la Toba San Juan y los diagramas de rosa muestran los datos de imbricación de clastos y estratificación cruzada. Tomado de Hausback (1984) y Drake (2005).....	39
Fig. 3.9. Evolución del arco volcánico Comondú respecto a la Península de Baja California, desde La Paz hasta Loreto propuesta por Umhoefer <i>et al.</i> (2001). Tomado de Hosack (2006).....	40
Fig. 3.10 (a-b). Estratigrafía descrita en la región de: (a) Timbabichi, (b) norte de san Juan de la Costa y (c) Bahía de La Paz. Tomado de Plata-Hernández (2002), Drake (2005) y Hausback (1984).....	42
Fig. 3.10 (c). Estratigrafía descrita en la región de: (c)Bahía de La Paz. Tomado de Hausback (1984)...	43

Fig. 3.11. Mapa tectónico de la parte sur del Golfo de California. (EPR) dorsal del Pacífico Oriental, (D) Dorsal, (tF) Transforme Farallón, (tP) Transforme Pescadero, (tT) Transforme Tamayo, (zfP) Zona de fractura Pescadero. Modificado de Castillo <i>et al.</i> , (2002).....	45
Fig. 3.12. Tipos de basamento al oeste de la cuenca Farallón. Tomado de Piñero-Lajas (2008).....	47
Fig. 4.1. Localización de los sitios seleccionados de ambas exploraciones.	49
Fig. 4.2. a) Brazos de Janson durante el muestreo y mapa de ubicación; b) Fragmentos de la muestra 3J-4 y 3J-5; c) Fotomicrografía de 3J-4 mostrando un fenocristal de feldespato potásico (Kfs) sostenido por matriz eutaxítica; d) Fotomicrografía de 3J-5 mostrando fenocristales de feldespato potásico (Kfs) y ferromagnesiano, en una matriz más densa. Nícoles cruzados (XL).....	51
Fig. 4.3. a) Fragmento de la muestra 7J-25 y mapa de ubicación del sitio; b y c) Fotomicrografías de la muestra 7J-25 mostrando lente de pómez relicto recristalizado por cuarzo y feldespato potásico (Qz+Kfs) y rodeado por matriz micropoikilítica. Nícoles cruzados (XL).....	52
Fig. 4.4. a) Fragmento de la muestra 19J-24 y mapa de ubicación del sitio; b) Fotomicrografía mostrando parte de un clasto basáltico (lítico) en una matriz cloritizada (Clo) con escamas de sericita (Ser); c) Fotomicrografía con detalle de uno de los clastos basálticos. Luz polarizada (PPL) y nícoles cruzados (XL).....	53
Fig. 4.5. a) Fragmento de la muestra 21J-13 y mapa de ubicación del sitio; b y c) Fotomicrografías de la muestra 21J-13 mostrando la textura traquítica formada por microlitos de plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (Px). Luz polarizada (PPL) y nícoles cruzados (XL).....	53
Fig. 4.6. a) Brazo de JANSÓN durante el muestreo y mapa de ubicación del sitio; b) Fragmento de la muestra 24J-16; c) Fotomicrografía de 24J-16 mostrando la textura traquítica formada por microlitos de plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (Px); d) Fotomicrografía de 24J-9 que muestra la textura piroclástica, líticos, pómez (pmz), cristaloclastos de plagioclasa (Plg), feldespato (Kfs).....	54
Fig. 4.7. a) Vista de la isla Farallón de San Ignacio y mapa de ubicación del sitio; b) Fragmento de la muestra ROCA F6 con textura fluidal; c) Fotomicrografía de ROCA F6 mostrando fenocristales de clinopiroxeno (Px) y la matriz formada por microlitos de feldespato (Kfs) y vidrio. Nícoles cruzados (XL).....	56
Fig. 4.8. a) Fragmento de la muestra BEKL 7D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Plagioclasa (Plg) y biotita (Bt) afectadas por clorita (Clo) y óxidos (Oxi); c) Fenocristales de feldespato	

potásico (Kfs) euhedrales sostenidos en una matriz micropoikilitica. Luz polarizada (PPL) y nicoles cruzados (XL)..... 56

Fig. 4.9.

BEKL 9D-1: a) Fragmento de la muestra y detalle del mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura y mineralogía general y c) Detalle de uno de los líticos dacíticos o riolíticos.

BEKL 9D-2: d) Fragmento de la muestra. Fotomicrografías: e) Textura y mineralogía general y f) Detalle de uno de los líticos basálticos.

BEKL 9D-3: g) Fragmento de la muestra. Fotomicrografías: h) Textura y mineralogía general y i) Detalle de uno de los líticos basálticos.

BEKL 9D-6: j) Fragmento de la muestra. Fotomicrografías: k) Textura y mineralogía general y l) Detalle de uno de los líticos basálticos.

Cuarzo (Qz), feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Plg), biotita (Bt), titanita (Ti), piroxeno (Px), pómez (Pmz), clorita (Clo). Luz polarizada (PPL)..... 59

Fig. 4.10. a) Fragmento de la muestra BEKL 9D-5 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura piroclástica con pómez (Pmz) seritizado (Ser) y cristaloclastos de cuarzo (Qz), feldespato (Kfs) y biotita (Bt); c-d) Detalle de los fragmentos de líticos basálticos y de una toba con líticos. Luz polarizada (PPL)..... 60

Fig. 4.11. a) Fragmento de la muestra BEKL 18D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) fenocristales de plagioclasa (Plg) y hornblenda (Hb) esquelética en una matriz traquítica; c) Evidencia de la desestabilización de los fenocristales de plagioclasa (Plg) y hornblenda (Hb). Luz polarizada (PPL) y Nicoles cruzados (XL)..... 61

Fig. 4.12.

BEKL 20D-1: a) Fragmento de la muestra y mapa de ubicación del sitio; b) Fotomicrografía mostrando cristaloclastos de plagioclasa (Plg) sericitizados (Ser) y hornblenda (Hb) en una matriz cinerítica.

BEKL 20D-4: c) Fragmento de la muestra; d) Fotomicrografía que muestra la textura clásica formada por cristales de plagioclasa (Plg), hornblenda (Hb) y cuarzo (Qz), así como la alteración por óxidos (Oxi) y clorita (Clo). Luz polarizada (PPL) y Nicoles cruzados (XL)..... 62

Fig. 4.13. a) Fragmento de la muestra BEKL 21D-3 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b y c) textura clásica formada por cristales de plagioclasa (Plg), feldespato (Kfs) y cuarzo (Qz), así como calcita secundaria (Cal). Nicoles cruzados (XL)..... 64

Fig. 4.14. a) Fragmento de la muestra BEKL 22D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura piroclástica con cristaloclastos de plagioclasa (Plg) y fragmentos líticos; c) Detalle de un fragmento de gabro fuertemente alterado por clorita (Clo), sericita (Ser) y zeolita (Zeo). Nicoles cruzados (XL)..... 64

Fig. 4.15. a) Fragmento de la muestra BEKL 23D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura micropoikilítica, cristaloclastos de plagioclasa (Plg) y los abundantes filamentos de sericita (Ser); c) Detalle de lítico basáltico con textura traquítica fuertemente alterado. Nicoles cruzados (XL)..... 66

Fig. 4.16. a) Fragmento de la muestra BEKL 23D-2 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura glomeroporfídica, con fenocristales de plagioclasa (Plg), ortopiroxeno (Opx) y hornblenda (Hb); c) Aglomeración de plagioclasa (Plg) sericitizada (Ser) y ortopiroxeno (Opx) uralitizado. Luz polarizada (PPL) y Nicoles cruzados (XL).. 66

Fig. 4.17. a) Fragmento de la muestra BEKL 24D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías b) Textura piroclástica, con plagioclasa (Plg), hornblenda (Hb), titanita (Ti) y pómez (Pmz) sericitizado; c) estructuras en kink band de biotita (Bt). d) Líticos basálticos con diferentes texturas y fuertemente reemplazados por óxido. Luz polarizada (PPL) y Nicoles cruzados (XL)..... 68

Fig. 4.18. a) Fragmento de la muestra BEKL 25D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías b) Textura piroclástica, con plagioclasas (Plg) y líticos angulosos; c) Detalle de lítico basáltico con matriz opaca y fenocristales de plagioclasa (Plg) sericitizada y piroxeno (Px). Nicoles cruzados (XL)..... 69

Fig. 4.19. a) Fragmento de la muestra BEKL 25D-3 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Fragmentos de un par de líticos basálticos deformados y con matriz palagonitizada; c) Textura piroclástica, con cristaloclastos de plagioclasa (Plg), y líticos angulosos (o aglomeraciones) con plagioclasa acicular y piroxeno (Px). Luz polarizada (PPL) y Nicoles cruzados (XL)..... 70

Fig. 4.20. Ejemplo del grafico TuffZirc. La banda horizontal verde muestra la edad inferida y su incertidumbre de los zircones cogenéticos. Las barras de error rojas representan el grupo más grande de datos que se consideran zircones cogenéticos y las barras de error azules son las mediciones que probablemente puedan tratarse de xenocristales o haber experimentado una perdida de Pb..... 72

Fig. 4.21. Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg de los resultados obtenidos para 9D-5 (a) y 9D-6 (e). Diagrama TuffZirc con la edad media calculada para las muestras 9D-5 (b) y 9D-6 (f). Imagen de catodoluminiscencia donde se muestran algunos de los puntos (33µm de diámetro) medidos por LA-ICP-

MS para los zircons recuperados de 9D-5 (c) y 9D-6 (g). Microfotografías de las muestras analizadas 9D-5 (d) y 9D-6 (h)..... 74

Fig. 4.22. Resultados obtenidos para 24D-1: (a) Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg y (b) detalle de las edades más jóvenes excluyendo las edades de herencia. (c) Diagrama TuffZirc con la edad media calculada (excluyendo las herencias). (d) Microfotografías de la muestra 24D-1. (e) Imagen de cátodoluminiscencia donde se muestran algunos de los puntos (33µm de diámetro) medidos por LA-ICP-MS en los zircons recuperados..... 75

Fig. 4.23. Resultados obtenidos para 18D-1: (a) Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg. (b) Diagrama de TuffZirc con la edad media calculada. (c) Imagen de cátodoluminiscencia donde se muestran algunos de los puntos (33µm de diámetro) medidos por LA-ICP-MS en los zircons recuperados. (d) Microfotografías de la muestra 18D-1..... 76

Fig. 4.24. Resultados obtenidos para ROCA-F6: (a) Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg. (b) Diagrama de TuffZirc con la edad media calculada. (c) Imagen de cátodoluminiscencia donde se muestran algunos de los puntos (33µm de diámetro) medidos por LA-ICP-MS en los zircons recuperados. (d) Microfotografías de la muestra ROCA-F6..... 77

Fig. 4.25. Resultados obtenidos para 20D-1: (a) Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg y (b) detalle de las edades más jóvenes y la intercepción de la línea de discordia. (c) Diagrama de TuffZirc con la edad media calculada (excluyendo las herencias). (d) Microfotografías de la muestra 20D-1. (e) Imagen de cátodoluminiscencia donde se muestran algunos de los puntos (33µm de diámetro) medidos por LA-ICP-MS en los zircons recuperados..... 78

Fig. 4.26. Resultados obtenidos para 21D-3: (a) Localización del sitio de dragado. (b) Microfotografías de la muestra 21D-3. (c) Imagen de cátodoluminiscencia donde se muestran algunos de los puntos (33µm de diámetro) medidos por LA-ICP-MS en los zircons recuperados. (d) Diagrama de probabilidad relativa que muestra la densidad de las diferentes edades..... 79

Fig. 4.27. (a) Diagrama de clasificación TAS de Na_2O+K_2O vs. SiO_2 (Le Bas et al., 1986), que incluye la línea que divide los campos alcalino y subalcalino de Irvine and Baragar (1971). b) Diagrama de clasificación para rocas alteradas basado en Zr/TiO_2 vs. SiO_2 (Winchester y Floyd, 1977). También se muestran las edades U-Pb reportadas en este trabajo y un par de Ar-Ar (*Orozco-Esquivel et al., 2010; ** Ferrari, López-Martínez, Orozco-Esquivel, datos no publicados)..... 82

Fig. 4.28. Diagramas de tipo Harker para elementos mayores. También se muestran las edades U-Pb reportadas en este trabajo y un par de edades Ar-Ar (*Orozco-Esquivel et al., 2010; **Ferrari, López-Martínez, Orozco-Esquivel, datos no publicados)..... 84

Fig. 4.29. Fig. 5.10. (a) Diagrama multielementos normalizado a Manto Primitivo (Sun&McDonough, 1989). (b) Diagrama de REE normalizado a Condritas (McDonough & Sun, 1995). También se muestran las edades U-Pb reportadas en este trabajo y un par de edades Ar-Ar (*Orozco-Esquivel et al., 2010; **Ferrari, López-Martínez, Orozco-Esquivel, datos no publicados)..... 86

Fig. 4.30. (a) Diagrama La_N/Yb_N vs. Yb. (b) Diagrama de anomalías de Eu (Eu/Eu^*) vs. SiO_2 . (c) Diagrama de Suma de REE vs. SiO_2 . (d) Diagrama de Sr vs. SiO_2 . $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$. También se muestran las edades U-Pb reportadas en este trabajo y un par de edades Ar-Ar (*Orozco-Esquivel et al., 2010; **Ferrari, López-Martínez, Orozco-Esquivel, datos no publicados)..... 87

Fig. 4.31. Patrones de REE normalizados a Condritas (McDonough & Sun, 1995) para los zircones analizados mediante LA-ICP-MS. También se muestran las edades U-Pb y un par de edades Ar-Ar (*Orozco-Esquivel et al., 2010; **Ferrari, López-Martínez, Orozco-Esquivel, datos no publicados)..... 91

Fig. 4.32. (a) Diagrama Ce/Ce^* vs. Hf. (b) Diagrama Eu/Eu^* vs. Th. (c) Diagrama U vs. Th. (d) Diagrama Yb vs. Nb. (e) Diagrama Lu/Gd vs. Gd (Valores Normalizados). $Eu/Eu^* = Eu_N/(Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$ y $Ce/Ce^* = Ce_N/(La_N \cdot Pr_N)^{1/2}$. *Edad Ar-Ar (Ferrari, López-Martínez, Orozco-Esquivel, datos no publicados)..... 93

Fig. 5.1. Distribución de los datos geoquímicos en rocas a partir del Oligoceno Temprano en el NO de México Análisis tomados de Anexo I..... 96

Fig. 5.2. Comparación con el vulcanismo hiperalcalino reportado en Sonora. Se puede notar que únicamente la muestra BEKL 7D-1 cae dentro del patrón multielemental hiperalcalino reportado por Vidal, 2005 (campo sombreado) que se caracteriza por las marcadas anomalías de Ba, Sr, Eu y Ti..... 97

Fig. 5.3. Procedencia de zircones detríticos de la arenisca BEKL 21D-3. (a) Mapa de la distribución de los afloramientos de rocas ígneas del Cretácico Temprano-Paleógeno en el noroeste de México. Las zonas con la línea punteada son las reportadas por Piñero-Lajas (2008) en el interior del Golfo. (b) Diagrama de probabilidad relativa mostrando la densidad de las poblaciones de zircones detríticos..... 98

Fig. 5.4. (a) Enriquecimiento en U y HREE de los zircones con las edades más jóvenes, contrario a los posibles "antecristales" que representan la edad U-Pb de las ignimbritas fechadas como Mioceno

temprano. (b) Esquema que ilustra los posibles orígenes de diferentes variedades cristalinas de zircones ígneos en un sistema típico de arco. Tomado de Millera et al., 2007..... 99

Fig. 5.5. (a) Modelo de Facies volcánicas propuesto por Hausback, 1984a. (b) Modelo de migración del arco magmático propuesto por Hosack (2006). (c) Ignimbritas BEKL fechadas como Mioceno Temprano, nótese el tamaño de los líticos que sugieren una fuente próxima..... 101

Fig. 5.6. Correlación del magmatismo del Mioceno temprano en ambas márgenes: (a) Distribución de las rocas reportadas con edades radiométricas del Mioceno temprano. (b) Comparación de los patrones de REE de las ignimbritas BEKL con los intrusivos en bloques sumergidos y tobas en la margen este del Golfo. Tomado de Orozco-Esquivel *et al.*, 2010..... 102

Tabla 2.1. Sistemas de decaimiento de U-Th-Pb, sus isótopos padres y constantes de decaimiento y vidas medias de cada una de las reacciones. Tomado de Duque (2010)..... 17

Tabla. 4.1. Localización de los sitios seleccionados de ambas exploraciones. La ID es construida por la exploración, el número de sitio y el número de muestra. No se cuenta con los datos de profundidad de los sitios 22D, 24D y 25D..... 50

Tabla 4.2. Mecanismos de sustitución simple y acoplada. Modificado de Hoskin y Schaltegger (2003).. 89

En el presente trabajo se caracterizaron una serie de muestras rocosas colectadas en numerosos sitios de los bloques *riftados* y sumergidos en la parte sur del Golfo de California. Dichas muestras se analizaron mediante petrografía clásica, geoquímica de elementos mayores y traza, y fechamiento U-Pb utilizando la técnica LA-ICP-MS en zircones; pretendiendo con esto correlacionarlas de acuerdo a su naturaleza y edad dentro de los principales eventos magmáticos regionales, particularmente, evaluando su relación con el vulcanismo silícico del Mioceno temprano.

El análisis petrográfico sumado con el análisis geoquímico, revela que en su mayoría las muestras estudiadas corresponden a litologías silícicas volcánicas, que incluyen ignimbritas y lavas riolíticas y dacíticas. También se identificaron otras litologías correspondientes a lavas andesíticas, una brecha basáltica y un par de areniscas.

El análisis geoquímico de elementos traza muestra que la mayoría de las rocas presentan características que permiten asociarlas con arcos volcánicos, a excepción de la muestra ROCA 19J-24 que probablemente se relacione con el vulcanismo más joven de las cuencas.

Se obtuvieron siete nuevas edades radiométricas U-Pb. Una arenisca colectada al SO de la isla San José, presenta una población de zircones detríticos procedente de los plutones cretácicos expuestos a lo largo de la costa oeste de Norte América, y otra población del Eoceno tardío-Oligoceno temprano relacionada con el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (SMO). También se identificó vulcanismo post-subducción, representado por una toba riolítica del Plioceno temprano al norte de la cuenca Aplacophora, y una lava riolítica del Mioceno tardío colectada en el Farallón de San Ignacio. Así mismo, al NO de la isla Santa Catalina, se reconoce una lava andesítica del Mioceno medio, que representa a las facies de núcleo del arco Comondú.

Finalmente, se reconocen ignimbritas riolíticas del Mioceno temprano, colectadas en sitios cercanos a Bahía de La Paz. Los zircones analizados en estas rocas, en algunos casos presentan características particulares, similares a los *antecristales* que se han reportado en la parte sur de la SMO. Estos resultados documentan la presencia del último pulso ignimbrítico de la SMO en el Golfo y permiten correlacionarlos genéticamente con los intrusivos recientemente encontrados en esta zona, lo que indica que el arco silícico del Mioceno temprano se extendió por toda la región sur del actual Golfo de California.

1. INTRODUCCIÓN

El Golfo de California es un sistema de *rift* oblicuo con pequeños segmentos de dorsal conectados por grandes fallas dextrales (Lonsdale, 1991; Lizarralde *et al.*, 2007) y su evolución relata el cambio de un régimen de subducción a uno de *rift* continental. Desde el Cretácico hasta el Mioceno, esta región fue un límite convergente entre la placa Farallón y la placa de Norte América resultando en un arco magmático con diferentes episodios hasta la apertura del Golfo de California al final del Mioceno medio.

La actividad magmática relacionada con la subducción de la placa Farallón se extiende a lo largo de una extensa franja que cubre todo el oeste de México y ha sido posteriormente separada a través del sistema del *Rift* del Golfo de California; por lo tanto, sus productos volcánicos están ampliamente distribuidos en ambas márgenes. En el margen oeste estos productos se extienden a lo largo de la porción este de la ahora Península de Baja California, donde se les ha considerado dentro del nombrado Grupo Comondú, mientras que en el margen este su distribución es más amplia y está asociada a la Sierra Madre Occidental (SMO), considerada una de las provincias ígneas silícicas más grandes del mundo y la mayor del Cenozoico (Bryan *et al.*, 2002; Ferrari *et al.*, 2007). El interior del Golfo de California también contiene un registro volcánico de estos pulsos, reconocidos en islas, pero poco estudiados en los bloques de la corteza continental sumergida que ha sido desmembrada por el proceso de *rifting*.

En particular, para el periodo comprendido entre el Oligoceno temprano y finales del Mioceno, la actividad volcánica fue predominantemente silícica, caracterizada por grandes pulsos ignimbríticos. Como antecesores y contemporáneos a la formación del Golfo de California, estos pulsos representan una herramienta de gran utilidad para la correlación de la estratigrafía regional a través de éste. De hecho, numerosos fechamientos isotópicos y datos geoquímicos han permitido reconocer que la actividad ígnea del arco magmático ha sufrido cambios en su ubicación geográfica y en la composición de los productos volcánicos a lo largo de toda su historia geológica (p. ej. Sawlan, 1981; Umhoefer *et al.*, 2001; Ferrari *et al.*, 2002). Por lo tanto, la parte sumergida en el Golfo debe contener información importante sobre la evolución espacio-temporal del magmatismo de arco.

Al ser uno de los pocos ejemplos mundiales de un *rift* continental en fase inicial de oceanización, el Golfo de California representa un sitio ideal para el estudio de la ruptura

continental y el inicio de expansión del piso oceánico, debido a esto se ha convertido en el foco de varios estudios geológicos y geofísicos (p.ej. Lizarralde *et al.*, 2007; Fletcher *et al.*, 2007). Sin embargo, el muestreo directo de las rocas sumergidas ha estado ausente, por lo que el interior del golfo ha permanecido como un sector desconocido desde el punto de vista geoquímico y geocronológico.

Recientemente se realizaron los cruceros ROCA 2008 y GEOFORM 2009 donde se muestrearon numerosos sitios en escarpes de bloques riftados y sumergidos, así como en islas de la parte sur del Golfo de California. El estudio de dichas muestras y su integración con la geología de las márgenes conjugadas en Baja California Sur, Sinaloa y Nayarit, representa una aportación importante en la caracterización de esta zona tan poco documentada desde estos puntos de vista.

En este capítulo se expone el caso de estudio, así como sus antecedentes y los objetivos perseguidos con este trabajo.

1.1 UBICACIÓN Y MUESTREO OCEANOGRÁFICO

Las muestras seleccionadas para este trabajo, se recuperaron en diversos sitios muestreados en el transcurso de un par de cruceros oceanográficos realizados a lo largo del Golfo de California o Mar de Cortes. Los sitios contemplados se ubican en escarpes rocosos de bloques de corteza continental sumergida a lo largo de la parte sur del Golfo, desde la latitud aproximada de Loreto y Topolobampo, hasta la de Mazatlán y Cabo San Lucas (aproximadamente entre los paralelos 26° 00' N y 23° 00' N; Fig. 1.1a).

Durante la exploración ROCA llevada a cabo en mayo del 2008 a bordo del crucero Atlantis operado por *Woods Hole Oceanographic Institution* (<http://www.whoi.edu/>), se ha logrado recolectar en secuencia estratigráfica por medio del vehículo submarino JASON (Fig. 1.1b), el cual es controlado remotamente y permite obtener hasta 130 kg. de muestras en cada inmersión.

Mientras que a bordo del crucero *R/V New Horizon* (Fig. 1.1c), se llevo a cabo la exploración GEOFORM en octubre de 2009 (<http://www.geoform2009.com/>), financiada por *Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego* (<http://www.sio.ucsd.edu/>).

Durante éste la obtención de las muestras (Serie BEKL) se logró por medio de dragados en las zonas con escarpes. La selección de los sitios de dragado se llevo a cabo a base de perfiles de reflexión sísmica, batimetría multihaz de alta resolución y reflectividad, a fin de asegurar el dragado en objetivos bien definidos en las zonas de escarpes de falla rocosos y pendientes pronunciadas en un rango de profundidad de ~500 a 2,200 m, utilizando una draga de roca de 1m de ancho, con trayectos de 100-200 m de largo, impactando un área de suelo marino de 100-200 m² en cada sitio. Los sitios contemplados en dicha operación se extienden principalmente en la parte oeste del *rift*, justo al sur de la isla Cerralvo hasta el norte de la isla Santa Catalina.

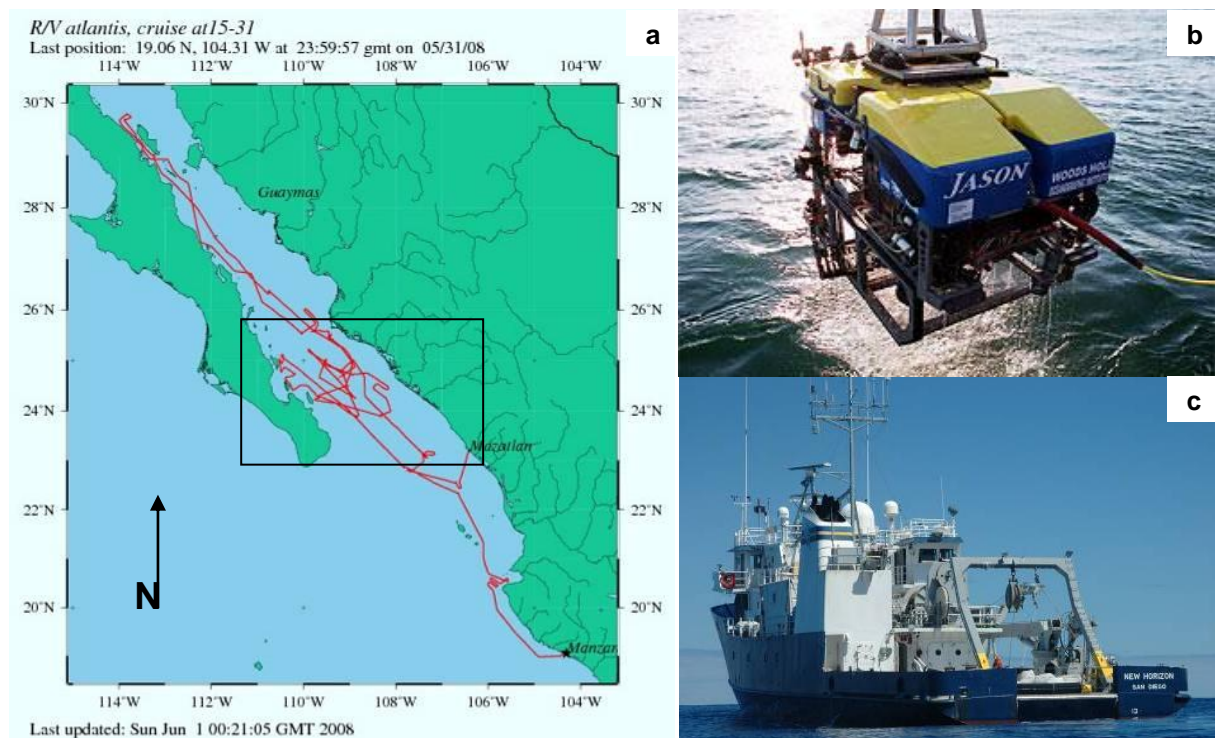


Fig. 1.1. (a) Mapa del recorrido efectuado por el crucero Atlantis y ubicación del sector de interés. (b) vehículo submarino JASON utilizado durante la exploración ROCA 2008. (c) Crucero R/V New Horizon, propiedad de Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, utilizado durante la exploración GEOFORM 2009. Tomado de www.whoi.edu/ y <http://www.sio.ucsd.edu/>.

1.2 ANTECEDENTES

Los trabajos sobre el registro del vulcanismo Terciario alrededor del Golfo de California se han desarrollado desde los años setenta por Gastil *et al.* (1979). Asimismo, McDowell y Keizer (1977) y McDowell y Clabaugh (1979) realizaron los primeros estudios enfocados en el

vulcanismo silíceo de la Sierra Madre Occidental, sin embargo, en comparación con el resto de la provincia, la parte Sur de la SMO ha sido poco estudiada. Tradicionalmente la cubierta ignimbrítica de este sector se había correlacionado con aquellas del Oligoceno que afloran más al este en la Mesa Central, entre Aguascalientes, Zacatecas y el norte de Jalisco (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999). Desde entonces, la aportación de fechamientos isotópicos (Anexo I) ha sido muy importante en la correlación de la estratigrafía volcánica de esta provincia, gracias a los cuales se ha delimitado la presencia de un pulso de ignimbritas silíceas del Mioceno temprano hacia el sector sur.

En el límite con la Faja Volcánica Transmexicana, los trabajos geológicos se han enfocado en establecer las relaciones espacio-temporales entre ambas provincias. Entre los estudios que documentan edades radiométricas correspondientes al Mioceno temprano para la parte sur de la SMO, destacan los realizados por Nieto-Obregón *et al.* (1981; 1985) y Rossotti *et al.* (2002) en la región norte de Guadalajara entre Santa Rosa y Bolaños. Moore *et al.* (1994) en un análisis de la extensión en la parte oeste de la Faja Volcánica Transmexicana y del vulcanismo alcalino asociado, obtiene también una edad radiométrica Mioceno temprano para la Ignimbrita La Ceja, ubicada en el límite sur de la SMO, la cual es equivalente a la fecha obtenida anteriormente por Nieto-Obregón *et al.* (1981) en la misma zona. Scheubel *et al.* (1988) realizaron un estudio geológico-estructural del Distrito de San Martín de Bolaños, donde obtuvieron edades de 23 a 19 Ma para el paquete de ignimbritas premineralización dentro del graben. Hacia la parte norte, Enríquez y Rivera (2001) estudiaron los eventos magmáticos e hidrotermales en el Distrito de San Dimas Durango, donde obtienen edades K-Ar de Oligoceno a Mioceno temprano para la cubierta ignimbrítica en Tayoltita. Estos rangos geológicos se correlacionan con la secuencia clásica de El Salto- Espinazo del Diablo, para la cual McDowell y Keizer (1977) obtuvieron edades K-Ar de 23.5 Ma. En la zona SE, Webber *et al.* (1994) y Castillo-Hernández y Romero-Ríos (1991) realizaron estudios geoquímicos y geológicos, de la secuencia volcánica en el área de Juchipila y en la Sierra de Penjamo (Guanajuato), respectivamente, donde localizan ignimbritas con edades similares.

Ferrari *et al.* (2002) apoyándose en abundantes datos geocronológicos y estructurales, discuten la extensión espacio-temporal y generación del *ignimbrite flare-up* de la SMO, definido por McDowell y Clabaugh (1979). En dicho trabajo se propone un modelo magmático y tectónico regional para el vulcanismo silíceo en el sector sur, definiendo dos pulsos ignimbríticos separados y agrupados en el Supergrupo Volcánico Superior: uno del Oligoceno Temprano

(31.5-28 Ma) y otro del Mioceno Temprano (23.5-20 Ma). Este segundo pulso ignimbrítico ha sido analizado desde el punto de vista petrogenético en el trabajo realizado por Bryan et al. (2008), en el que mediante la técnica LA-ICP-MS combinan las edades y química de zircón para evaluar la participación cortical en el magmatismo silícico de la SMO. Estos autores encontraron un comportamiento particular en las características de los zircones correspondientes al Mioceno, determinando la presencia de poblaciones de cristales formados por un proceso de refundición de magmas ígneos parcialmente solidificados correspondientes a fases precedentes del mismo vulcanismo de la SMO.

La integración de los datos reportados por otros autores (ver Anexo I), permite concebir la correlación de estas unidades a través del Golfo, donde el vulcanismo Terciario ha sido tradicionalmente agrupado en la Formación Comondú definida por Heim (1922), que se encuentra ampliamente distribuida en la margen este de la Península de Baja California. Hacia la parte sur de la Península, sobresalen los estudios estratigráficos y geocronológicos realizados por Hausback (1984) y Umhoefer *et al.* (2001), en los que han reportado vulcanismo silícico del Mioceno en el área de la Bahía de La Paz y Loreto. Plata-Hernández (2002) realiza un estudio geológico donde evalúa la estratigrafía de la región de Timbabichi. A estos se suman los trabajos realizados por Drake (2005) que estudió la deformación de la región y su evolución estratigráfica, centrándose en la Península y en las islas del Carmen y San José, así como el realizado por Clarens (2006) que realizó un estudio sedimentológico del relleno de la cuenca transtensional Alfonso – El Carrizal, enfocándose en la actividad Mioceno relacionada a la Formación Comondú.

El Golfo de California ha sido durante varios años, el objeto de estudios orientados en proponer modelos alternativos para la apertura del Golfo (p.ej. Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989). Desde principios de esta década, esta zona ha sido elegida por el programa *MARGINS Rupture of Continental Lithosphere* de la *Nacional Science Foundation*, para estudiar el proceso de ruptura continental, gracias al cual se han generado abundantes y variados trabajos de investigación geológica y geofísica (p.ej. Lizarralde *et al.*, 2007; Fletcher *et al.*, 2007).

Pese a esto, la parte sumergida en el Sur del Golfo apenas ha sido documentada desde el punto de vista petrológico, en este sentido se cuenta con el trabajo realizado por Piñero-Lajas (2008) enfocado en el estudio del basamento continental en el sector Sur del golfo, para el cual

se analizaron muestras sumergidas y continentales de las islas en este sector, por lo que representa un antecedente directo de este estudio.

1.4 CASO DE ESTUDIO

Las ignimbrítas silíceas constituyen el principal producto de la actividad explosiva pre-rift que dominó el oeste de México durante el Oligoceno y el Mioceno. La correlación entre la actividad ignimbrítica de la SMO y las secuencias ignimbríticas (de menor tamaño) encontradas en la península de Baja California ha sido ampliamente propuesta debido a las similitudes en edad y litología entre ambas (Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2000).

Con aproximadamente 300 000 km³, la secuencia ignimbrítica de la SMO (Fig. 1.2), representa un extenso pulso de actividad silícica explosiva en el oeste de México, definido como *ignimbrite flare up* por McDowell y Clabaugh (1979). Ferrari *et al.* (2002) propusieron un modelo general para la ocurrencia de dos episodios ignimbríticos claramente separados, uno del Oligoceno Temprano (31.5-28 Ma) y el otro del Mioceno Temprano (23.5-20 Ma), agrupados en el Supergrupo Volcánico Superior. Para el sector Sur de la SMO, las ignimbritas del Mioceno dominan la parte este, aunque un paquete ignimbrítico de 30.1 Ma en la parte Sur del graben de Bolaños sugiere que la secuencia del Oligoceno podría subyacer toda la parte sureste de la SMO. Mientras que el segundo pulso ignimbrítico correspondiente al Mioceno Temprano cubre la mitad oeste, formando dos paquetes principales en la región de Nayarit. Uno de estos es la secuencia Las Canoas, contemporánea a la secuencia El Salto-Espinazo del Diablo (23.5 Ma; McDowell y Keitzer, 1977) expuesta en Durango, la cual junto con las ignimbritas al NE de Tayoltita (20.3 Ma; Enríquez y Rivera, 2001), representan las localidades más septentrionales con rocas silíceas correspondientes a este pulso. El otro paquete consiste en la secuencia del Nayar (21.2-19.9 Ma; Ferrari *et al.*, 2002), correlacionable hacia el sur con las ignimbritas expuestas en Santa María del Oro (21.3 Ma; Gastil *et al.*, 1979), en Aguamilpa (22.4 Ma; Damon *et al.*, 1979), y en la parte superior de la secuencia del graben de Bolaños (21.3-20.1 Ma; Scheubel *et al.*, 1988). La secuencia el Nayar también se puede correlacionar con la toba de La Paz en el Sur de Baja California (21.3-20.1 Ma; Hausback, 1984), que es una de las secuencias intercaladas en la parte inferior del Grupo Comondú. Dicho Grupo se encuentra ampliamente distribuido a lo largo del Este de Baja California Sur, donde se emplea para designar a cualquier roca volcánica y/o volcanoclástica del Terciario medio. Sin embargo, las rocas calificadas como Formación o Grupo Comondú difieren grandemente en litología y edad

de un lugar a otro, con rangos de edad desde 25 a 12 Ma (Hausback, 1984; Sawlan and Smith, 1984; Umhoefer *et al.*, 2001). Debido a la ausencia de centros volcánicos de esta edad en la zona se ha inferido que estas rocas representan facies distales del vulcanismo de la SMO.

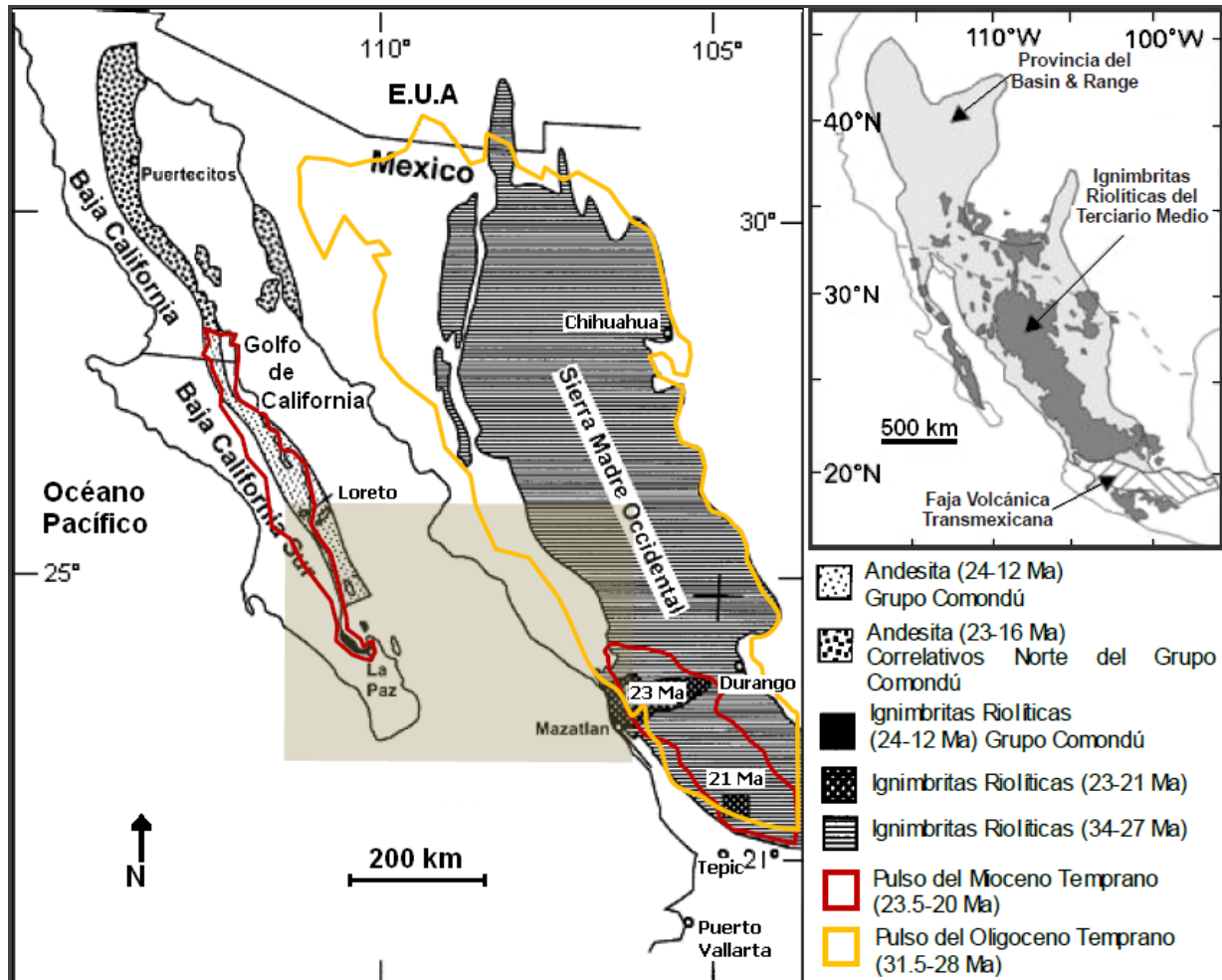


Fig. 1.2. Principales cinturones de rocas volcánicas cenozoicas del oeste de México según Umhoefer *et al.* (2001). Se muestra la extensión inferida en Ferrari *et al.* (2005) para los pulsos ignimbríticos del Oligoceno temprano y Mioceno temprano. El mapa superior muestra la extensión de las ignimbritas riolíticas en México y EU, y su relación geográfica con las principales provincias geológicas. Modificado de Bryan *et al.* (2008). El área sombreada representa el sector de estudio.

Es evidente que los fechamientos isotópicos han sido claves para la integración de la estratigrafía de la SMO y en la correlación regional a través del Golfo, sin embargo, la distribución y características del vulcanismo pueden ser estudiadas sólo en parte en el continente, debido a que una parte significativa se encuentra sumergida. Por lo tanto, siendo

estos pulsos antecesores y contemporáneos a la formación del Golfo de California, su reconocimiento en el interior de este proporciona información de utilidad sobre la evolución espacio-temporal del magmatismo de arco y sobre la cronología de la ruptura continental.

El presente estudio está dirigido al análisis de la actividad volcánica silícica producto del arco magmático, particularmente en el pulso del Mioceno en la parte sur del Golfo de California. Enfocándose en los productos obtenidos del muestreo durante un par de cruceros en este sector, se han reconocido litologías volcánicas silícicas, mismas que constituyen la base de este trabajo. Los sitios contemplados se ubican en diversos sectores a lo largo de la zona oeste del *rift*, en cercanía a la Bahía de La Paz y las islas del sur del Golfo, en menor proporción también se han considerado sitios dentro y próximos a las cuencas de *rift* (Farallón y Pescadero), así como en la zona este, cercanas a la costa de Sinaloa, donde fue colectada la única muestra no sumergida analizada en el Farallón de San Ignacio (Fig. 1.3).

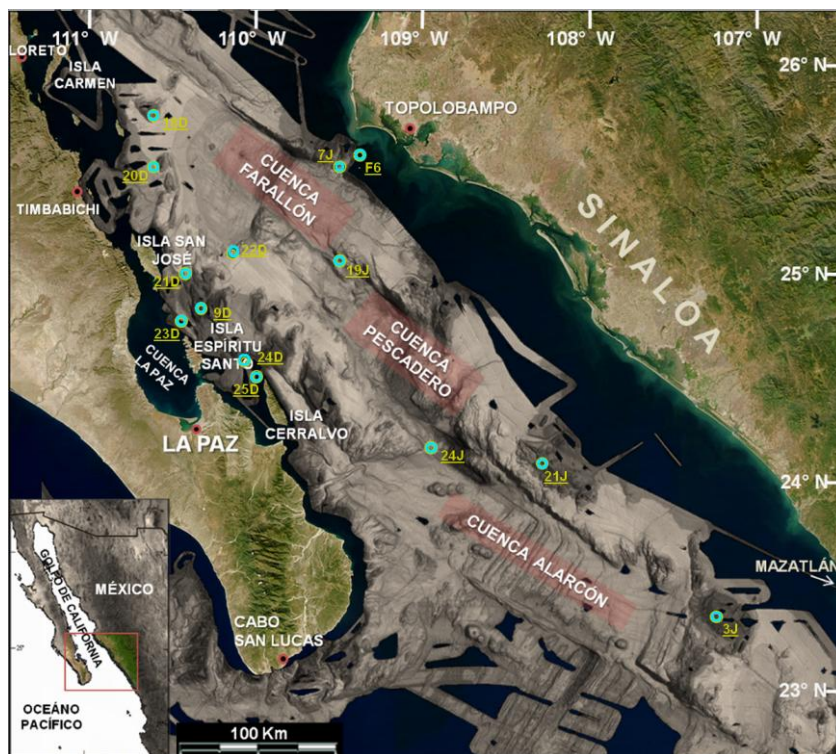


Fig. 1.3. Localización geográfica del área de estudio y los sitios de las muestras seleccionadas. En el fondo se pueden observar los rasgos geomorfológicos de este sector del golfo, incluyendo las principales cuencas submarinas.

1.5 OBJETIVOS DEL TRABAJO

El objetivo fundamental de esta tesis consistió en caracterizar petrológicamente las muestras volcánicas silíceas colectadas en la parte sur del Golfo de California, para determinar su relación con los principales eventos magmáticos regionales en ambas márgenes conjugadas en Baja California Sur, Sinaloa y Nayarit. Particularmente, el estudio de dichas muestras permite evaluar su relación con las ignimbritas expuestas en ambas márgenes para investigar la existencia y el alcance espacio-temporal en la zona *offshore* del volcanismo silíceo del Mioceno Temprano.

Objetivos específicos

- a. Caracterizar macroscópica y petrográficamente las muestras correspondientes a litologías silíceas volcánicas obtenidas en ambos cruceros.
- b. Realizar el análisis geoquímico de elementos traza y mayores en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del CGEO, y en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), de la UNAM en Ciudad Universitaria. Estos datos permiten definir su composición y complementan la caracterización petrológica.
- c. Obtener fechamiento U-Pb de algunas de estas muestras mediante la técnica LA-ICP-MS en zircones, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM. Esto permite ubicarlas temporalmente y puede dar información sobre las componentes corticales de asimilación.
- d. Integrar los datos obtenidos para correlacionarlos según su naturaleza y edad con lo reportado en trabajos previos para ambas márgenes.

2. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Basándose en los datos de las descripciones elaboradas durante cada cruce, se seleccionaron las muestras correspondientes a litologías silíceas volcánicas con las que se cuenta en el CGEO, UNAM. Previo a su tratamiento se realizó la descripción detallada de cada muestra.

La metodología seguida en este estudio se dividió de la siguiente manera:

1. Trabajo de gabinete previo.
2. Selección de muestras y descripción.
3. Petrografía: *Laminación y análisis petrográfico.*
4. Geoquímica: *Preparación y procedimiento para el análisis geoquímico.*
5. Geocronología: *Fundamentos teóricos, separación mineral y análisis U-Pb LA-ICP-MS.*
6. Trabajos de gabinete de procesamiento, análisis e integración de resultados.

En este apartado se presenta la metodología y técnicas utilizadas en la preparación de las muestras para los análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos realizados.

2.1. PETROGRAFÍA

2.1.1 Laminación y análisis petrográfico.

Inicialmente, una porción de roca homogénea y representativa de cada una de las muestras fue seleccionada para su laminación petrográfica. Todo el proceso de laminación fue realizado en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias, UNAM.

Cada porción de roca fue cortada mediante una sierra diamantada de baja velocidad, utilizando agua como lubricante, consiguiendo así una sección cubica del tamaño de un porta-objetos estándar. Según la naturaleza y el grado de alteración de cada muestra, algunas secciones cortadas son impregnadas con pegamento para evitar su quebrantamiento. Posteriormente, una de las caras de la sección de roca cortada es desbastada a mano mediante el empleo de polvo abrasivo de carborundum de tamaño de grano sucesivamente más fino. La cara pulida se pega a un porta-objetos de vidrio de tamaño standard mediante una resina de curado UV de índice de refracción similar al bálsamo del Canadá. El acabado de la muestra se realizó a mano utilizando polvo abrasivo de carborundum hasta obtener una lámina de aproximadamente 40 hasta 33 micras de grosor, y finalmente se le coloca un cubre-objetos para su protección.

Para el análisis petrográfico se prepararon 24 láminas delgadas. El estudio se realizó a través de un microscopio petrográfico de polarización Olympus BX-51. Estos estudios se enfocaron a la descripción a detalle de las características petrográficas, así como para la selección de las muestras útiles para los análisis geoquímicos y los fechamientos.

2.2. GEOCRONOLOGÍA

La determinación de las edades de cristalización se basó en el método isotópico U-Pb en zircones, mediante la técnica LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*; sistema de ablación láser acoplado a un espectrómetro de masas con ionización por plasma) en las instalaciones del Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM.

2.2.1 Fundamentos teóricos del método U-Pb

El método isotópico U-Pb está basado en el decaimiento radioactivo que sufre el U a Pb. Dicho decaimiento no es directo sino que consiste en una compleja serie de decaimientos desde el U y Th (Fig. 2.2). El Uranio tiene tres isótopos radioactivos, el ^{238}U , ^{235}U y ^{234}U , mientras que el Plomo tiene tres isótopos radiogénicos, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb y uno estable, el ^{204}Pb (Pb común). El Torio ocurre primariamente como el isótopo radioactivo ^{232}Th .

Los isótopos de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th decaen a ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb (Tabla. 2.1) respectivamente, mientras que el ^{234}U es parte de la serie de desintegración del ^{238}U (Fig. 2.1).

Isótopo Padre	Isótopo Hijo	Vida Media (Años)	Constante de Decaimiento (λ)
^{238}U	^{206}Pb	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}
^{235}U	^{207}Pb	0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}
^{232}Th	^{208}Pb	14.010×10^9	0.49475×10^{-10}

Tabla 2.1. Sistemas de decaimiento de U-Th-Pb, sus isótopos padres y constantes de decaimiento y vidas medias de cada una de las reacciones.

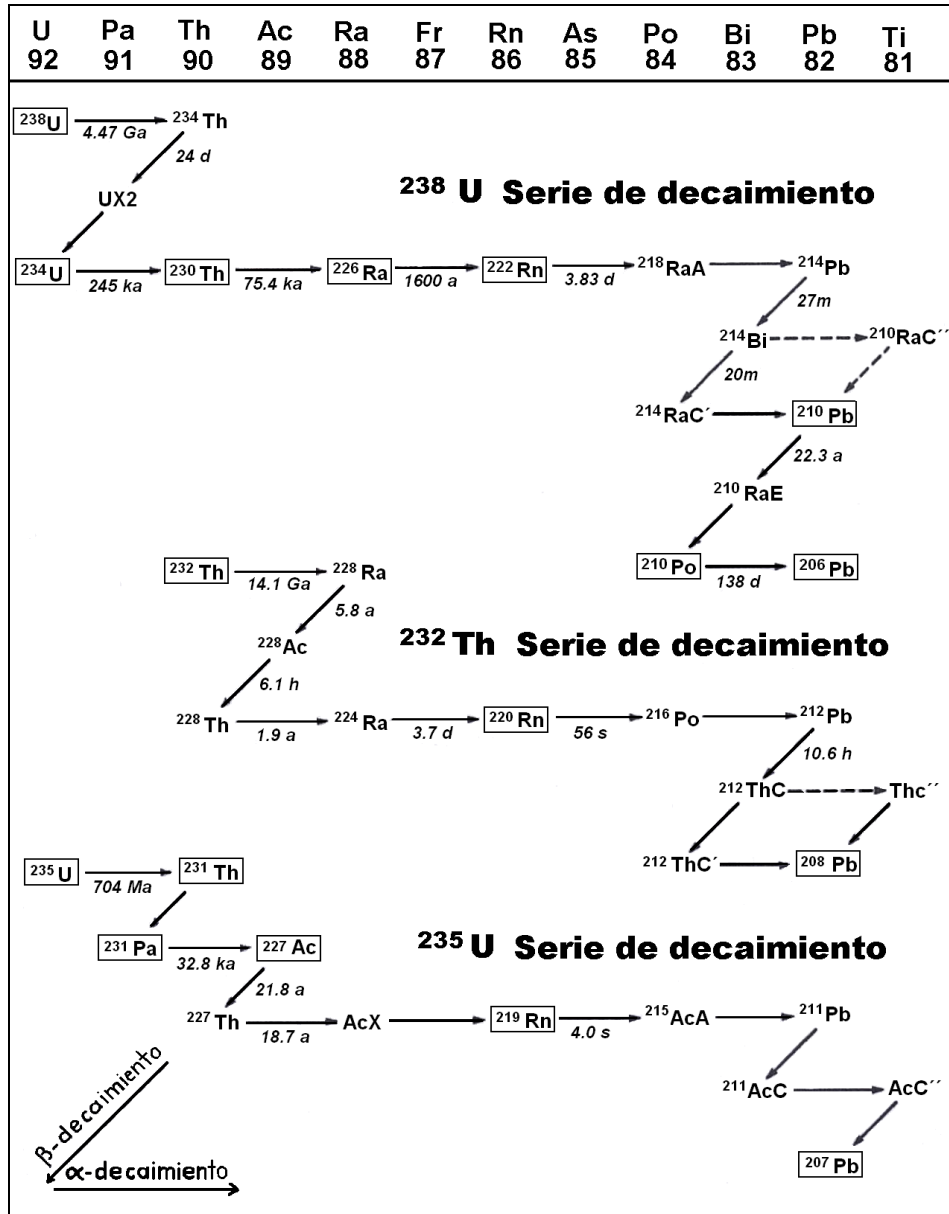


Fig. 2.1. Familias radioactivas naturales de los sistemas de decaimiento de U-Th-Pb. Tomado de (Faure, 2001).

Entonces, el decaimiento permite tener tres geocronómetros independientes de un mismo sistema y sus ecuaciones son las siguientes:

Donde:

$$^{206}\text{Pb}_p = ^{206}\text{Pb}_i + ^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238} t} - 1) \quad (1)$$

$$^{207}\text{Pb}_p = ^{207}\text{Pb}_i + ^{235}\text{U} (e^{\lambda^{235} t} - 1) \quad (2)$$

$$^{208}\text{Pb}_p = ^{208}\text{Pb}_i + ^{232}\text{Th} (e^{\lambda^{232} t} - 1) \quad (3)$$

P = abundancia isotópica de Pb al momento del análisis
 i = abundancia isotópica inicial de Pb al momento de su formación
²³⁸U, ²³⁵U, ²³²Th = abundancia isotópica de U y Th al momento del análisis
 λ = constante de decaimiento
 t = Tiempo

Ya que el método isotópico U-Pb se basa en la premisa que todo el Pb contenido en un mineral portador de U (zircón, apatito, monazita, titanita, baddeleyita, etc.), tiene un origen radiogénico y que incrementa en función del tiempo (Faure, 2001), las ecuaciones para los dos sistemas de U se pueden simplificar como:

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = (e^{\lambda_{238} t} - 1) \quad (4)$$

$$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} = (e^{\lambda_{235} t} - 1) \quad (5)$$

Si el sistema U-Pb del zircón ha permanecido cerrado, ambos geocronómetros deben coincidir, formando así la llamada *Curva de concordia* (Wetherill, 1956), construida a partir de las ecuaciones 4 y 5, la cual corresponde a puntos compatibles de las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ para valores específicos de tiempo (t). Mientras que los puntos que caen fuera de ésta, forman una línea recta llamada *Discordia* que corresponden a una pérdida de Pb radiogénico (o ganancia de U) debido a una apertura del sistema asociado a un evento de metamorfismo o recalentamiento posterior (Fig. 2.2).

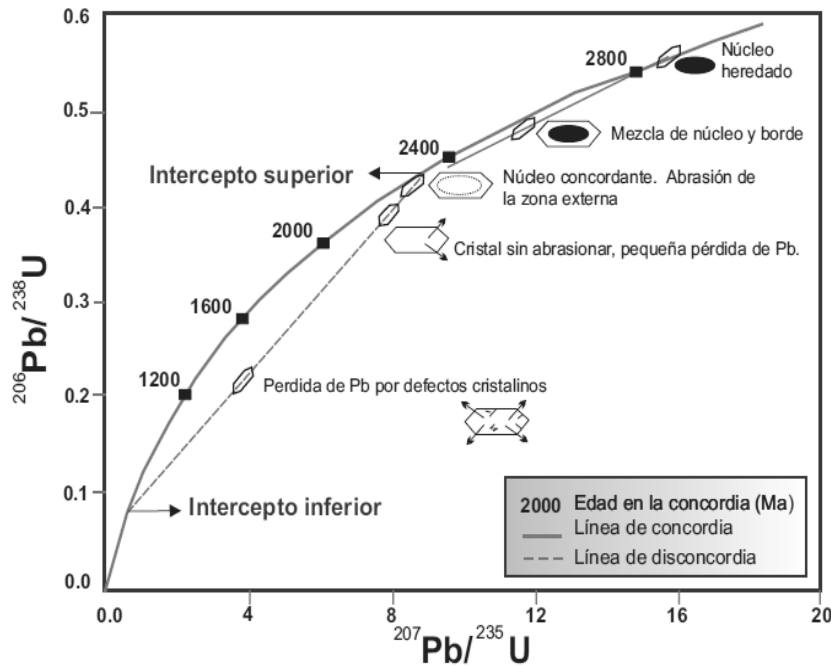


Fig. 2.2. Diagrama de concordia de Wetherill formado por los puntos concordantes de las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ (y) y $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (x), la línea de discordia se construye a partir de puntos discordantes que representan episodios de pérdida de Pb. Tomado de Parrish y Noble (2003).

Otra manera de representar gráficamente los datos es por medio del diagrama elaborado por Tera y Wasserburg (1972; Fig. 2.3), construido mediante el llamado método Pb-Pb, que

considera las relaciones $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, las cuales se obtienen resolviendo para Pb las ecuaciones 4 y 5, y dividiendo ambos miembros:

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1) / ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1) \quad \text{eq 6}$$

Siendo que la proporción isotópica de U es una constante:

$$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = 1(e^{\lambda_{235} t} - 1) / 137.88 (e^{\lambda_{238} t} - 1) \quad \text{eq 7}$$

La relación $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ depende solo del tiempo, por lo que no es necesario medir la relación padre/hijo. Este diagrama es recomendado para rocas más jóvenes ya que minimiza el efecto de errores por la deficiencia de ^{207}Pb radiogénico, se observa mejor la intersección de la discordia y se puede evaluar gráficamente el aporte de plomo.

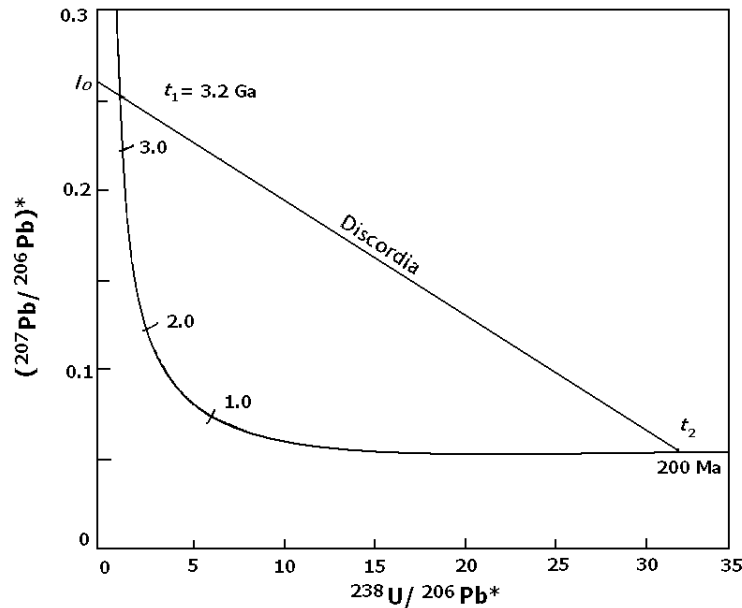


Fig. 2.3. Diagrama de Tera- Wasserburg, mostrando los interceptos de la concordia con la línea de discordia. El intercepto el superior representa la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ del Pb común y el inferior la edad de cristalización. Tomado de Jäger *et al.* (1979).

Los minerales que se pueden utilizar para este método de datación son: zircón, apatito, monazita, titanita, baddeleyita, granate, rutilo, perovskita, ilmenita, casiterita, calcita y uraninita. Sin embargo, la mayoría tiene una distribución limitada. Una buena opción es el zircón (Zr SiO_4), ya que tiende a incorporar grandes concentraciones de U (>100 ppm), pero muy poco Pb inicial y se encuentra bien distribuido en rocas ígneas intermedias a ácidas, además de su resistencia a la alteración mecánica y química. Presenta una estructura cristalina compacta y

su temperatura de cierre isotópico (temperatura a la cual el sistema no pierde componentes por difusión) es de $\sim 800^{\circ}\text{C}$, lo que lo hace resistente al reequilibrio bajo altas temperaturas, por lo que una vez cristalizado el U y Pb (radiogénico) son retenidos.

Un problema en la datación con zircones son las herencias. Si un magma se deriva de la fusión parcial de la corteza, o asimila material de la corteza, zircones más antiguos pueden ser arrastrados en el magma (Dickin, 2005). Estos zircones tienden a perder mucho de su plomo antiguo y pueden ser invadidos por el sobrecrecimiento de un nuevo cristal de zircón. Por lo tanto, la edad del núcleo correspondería a una edad de herencia y la del borde a la edad de la intrusión. En rocas volcánicas cuyo rango de temperatura de formación se superpone la de cristalización del zircón, es posible encontrar zircones heredados, o núcleos, en estos casos la edad del borde correspondería a la edad de cristalización.

2.2.2 Separación de zircones para fechamiento

Todo el proceso de molienda, pulverizado y tamizado de las muestras fue realizado en el Taller de Molienda y Pulverizado del Centro de Geociencias, UNAM. Después usando un marro de acero de 10 libras con una placa de acero como base, cada muestra es fragmentada y reducida a esquirlas, enseguida se tamizan con una malla (60 Φ), seleccionando así la fracción de dimensiones menores a 250 μm , esta fracción es lavada repetidamente con agua directamente del grifo, decantando el polvo fino y se deja secar en un horno a $T \sim 75^{\circ}\text{C}$. Antes y después de la trituración de cada muestra se debe limpiar cuidadosamente el área de trabajo y el material utilizado, para evitar la contaminación entre muestras. La separación de minerales (zircón) se realizó en el Laboratorio de Separación de Minerales del Centro de Geociencias, UNAM, donde se procedió con la siguiente metodología:

- a. **Separador magnético Frantz:** Este equipo se utiliza para separar minerales magnéticos de no magnéticos. Consta de dos imanes separados por una placa metálica dividido en dos canales, un embudo dispensador y un brazo rotatorio para controlar la inclinación. La placa metálica y el embudo están conectadas un control de vibraciones. Para comenzar, se debe ajustar la potencia al máximo (2.0 Amp), controlar la vibración de la placa metálica y con la inclinación a 15° , colocar la muestra en el embudo y regular el flujo, entonces, al circular la muestra por la placa metálica, la parte magnética es atraída por los imanes, mientras que el resto sigue circulando, ambas porciones (magnética y no magnética) son recuperadas por los recipientes correspondientes

ubicados al final de cada canal. Ya que el zircón tiene la propiedad de ser diamagnético, el concentrado estará contenido en la porción no magnética. Se recomienda realizar antes un procedimiento llamado "*Hand Mag*" para eliminar el exceso de magnéticos y evitar obstrucciones en los canales. Este consiste en pegar sobrepuesto a los imanes un trozo de papel aluminio y moldearlo en forma de cono en la base para dirigirlo a un recipiente, ajustar la potencia al máximo, la inclinación a -10° y manualmente vaciar poco a poco la muestra por encima del papel. Entonces, la parte magnética (susceptible) será retenida en el papel y el resto será recuperado en el recipiente. Antes y después de cada muestra, se debe limpiar cuidadosamente el área de trabajo y los instrumentos.

- b. **Separación por líquidos pesados:** La porción no magnética de la muestra se pasa por Ioduro de Metileno (MEI), el cual tiene una densidad de 3.1 g/cm^3 , lo que permite separar los minerales pesados de los ligeros. Todo el procedimiento se realiza dentro de una campana de extracción, guantes, bata de laboratorio y cubreboca. Inicialmente se coloca el MEI en un matraz de llave, en seguida se vacía la muestra, se agita y se deja reposar por ~ 3 minutos. Después, se abre la llave del embudo (una vez y rápido). Entonces, la porción pesada es recuperada en un embudo de papel filtro, colocado sobre un embudo de vidrio, que esta montado en un recipiente donde se recupera el MEI (Puro) filtrado. En seguida, se cambia el filtro de papel a otro embudo de vidrio, montado en un recipiente donde se recupera el MEI (*Wash*) filtrado, en el cual se enjuaga la muestra con acetona para eliminar cualquier residuo, finalmente el papel filtro se asegura, rotula y se deja secar en una parrilla a 100°C . Se realiza el mismo procedimiento con la porción ligera. El MEI Puro se regresa a su recipiente y el MEI *Wash* se deja evaporar para reciclarse. En esta fase se obtiene un concentrado de minerales pesados ($>3.1 \text{ g/cm}^3$), donde están incluidos los zircones (4.68 g/cm^3). Es importante limpiar el área de trabajo y los instrumentos, antes y después de cada muestra.
- c. **Montaje de los zircones:** Los zircones obtenidos se montan de forma manual en una superficie con pegamento para la realización de la probeta. Es conveniente montar aproximadamente 80 zircones por muestra para edades de cristalización y más de 100 para estudios de procedencias. Se debe realizar un mapa del orden de las muestras que permita identificar cada una.

- d. **Preparación de la probeta:** Utilizando un molde se aplica una de mezcla de resina y endurecedor (Marca Struers®) sobre los zircones montados, en la cual al secarse y endurecer quedarán montados los cristales. Ya seca la probeta, se retira el molde, se corta con una sierra para reducir su tamaño y se procede a pulir manualmente con lijas de papel (*grid* 3000) para reducir más el tamaño, retirar el resto de pegamento y homogeneizar la superficie, hasta que los zircones han sido expuestos. Enseguida se continúa puliendo, ahora con una pulidora, discos (1 y 0.5 μm) y abrasivo especiales para pulir, hasta que se obtiene la probeta translúcida. Se debe tener cuidado de no dañar los zircones y monitorear constantemente su estado mediante el microscopio.

2.2.3 Análisis U-Pb LA-ICP-MS en zircones

El análisis U-Pb en zircones se realizó mediante la técnica LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) en las instalaciones del Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del CGEO, UNAM. Esta técnica permite el análisis puntual de cada cristal utilizando un sistema de ablación láser *Resolution M-50*, láser excímero (ArF) operado a 193 nm, acoplado con el ICP-MS cuadrupolo *Thermo Xii* (Fig. 2.5).

En total se analizan 40 puntos para edades de cristalización y 100 puntos para procedencias en zircones detríticos, todos estos son seleccionados anteriormente mediante fotografías de catodoluminiscencia (CL) tomadas usando una cámara digital conectada a un microscopio binocular ELM 3R en el Laboratorio de Fluidos Corticales del CGEO, UNAM (Fig. 2.4). La catodoluminiscencia es la emisión de luz (radiación) resultado del bombardeo de rayos catódicos (corrientes de electrones observados en tubos de vacío) sobre la superficie de ciertos materiales. Estos materiales al ser bombardeados por el haz de electrones responden de acuerdo a sus características físicas y químicas emitiendo radiación dispersa de distintas intensidades (longitud de onda), que son características de cada material y de las imperfecciones de este. En el caso de los zircones, la CL se utiliza con el objetivo de observar su característico zoneado asociado a cambios en la composición química, así como diferencias en la luminiscencia que pueden ser asociados a recrecimientos o herencias, las cuales se deben considerar en la interpretación de los datos analíticos. Las condiciones de operación que se manejaron fueron de entre 9 y 11 kV en potencia con una corriente de 0.4 a 0.5 mA, el rayo de electrones se enfocó dependiendo de la luminiscencia de las muestras.



Fig. 2.4. Platina de cátodoluminiscencia acoplada a una lupa binocular y a una cámara digital, ubicada en el Laboratorio de Fluidos Corticales del CGEO, UNAM.

La ablación se desarrolla en una celda con una atmósfera de He (Fig. 2.5b) donde se incide el láser con una repetición a 5 Hz y una energía de $\pm 8 \text{ J/cm}^2$ provocando la nebulización de un área del zircón (*spot*) formando cráteres de $34 \mu\text{m}$ de diámetro y de aproximadamente $25 \mu\text{m}$ de profundidad (Fig. 2.5c), luego un flujo de N_2 y Ar transporta la muestra al ICP-MS cuadrupolo Thermo Xii, donde se obtienen las mediciones de las relaciones isotópicas de cada *spot* analizado. El experimento comienza con el análisis de un vidrio estándar NIST 612, seguido por 5 zircones estándar, 5 desconocidos, y posteriormente, un zircón estándar por cada cinco incógnitas. El experimento finaliza con el análisis de 2 zircones estándar y otro de NIST 612 (Solari *et al.*, 2009). El vidrio estándar se usa para calibrar el detector y el cálculo de las concentraciones elementales. El zircón estándar utilizado es el "Plesovice" (PLE) que tiene una edad U-Pb concordante de $337.13 \pm 0.37 \text{ Ma}$ reportada en Sláma *et al.* (2008).

La reducción y corrección de los datos se realiza automáticamente por medio del *script* Upb.age (Tanner y Solari, 2009) que funciona en un software estadístico R, donde se realiza la integración de las señales del ICP-MS y los blancos, tomando en cuenta ~ 25 segundos del tiempo del análisis de cada *spot* y ~ 8 segundos para los blancos, considerando así solo la mejor señal. Además calcula las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, y sus errores estándar a 1 sigma. El fechamiento por LA-ICP-MS no permite realizar corrección por Pb común debido a que existe interferencia isobárica (^{204}Hg), por lo que se realiza dicha corrección por métodos matemáticos según la metodología propuesta por Andersen (2002).

Las edades son calculadas con el promedio ponderado de las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, usando una hoja de cálculo *Excel* interna del Laboratorio de Espectrometría de Masas del Centro de Geociencias y los datos son graficados con el programa *Isoplot/Ex* (Ludwig, 2003) usando los diagramas de concordia de Tera y Wasserburg (1972).



Fig. 2.5. Equipo de LA-ICP-MS del Centro de Geociencias, UNAM. (a) Vista general del equipo. (b) Celda de ablación y su cono interno de ablación. (c) Ejemplo del cráter de ablación. Tomado de Duque (2010).

2.3. GEOQUÍMICA

2.3.1 Preparación para análisis geoquímicos

La molienda, pulverizado y tamizado de las muestras fue realizada en el Taller de Molienda y Pulverizado del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM. Se debe seleccionar antes un fragmento de cada muestra para su laminación petrográfica y descostrar las muestras con un martillo de acero para eliminar alteración superficial y facilitar su limpieza posterior. Después cada muestra es fragmentada y reducida a esquirlas, usando un marro de acero de 10 libras con una placa de acero como base. Durante la trituration se seleccionan los fragmentos más frescos y libres de alteración, los cuales se tamizan con mallas de acero, seleccionando de así esquirlas de dimensiones menores de 4 mm (5-20 Φ). Las esquirlas obtenidas se enjuagan repetidamente con agua desionizada de 18.2 M Ω de resistividad (DI-H₂O) para eliminar el polvo fino, y se dejan dentro de un baño ultrasónico por 15 minutos. Posteriormente, se ponen a secar dentro de un horno a T ~75 °C, una vez secas se examinan bajo un microscopio

Pág. 20

binocular para eliminar fragmentos alterados. Antes y después de la trituración de cada muestra se debe limpiar el área de trabajo y los instrumentos, para evitar que las muestras se contaminen una con otra.

Para la pulverización de las muestras se utilizó un shatterbox y una pulverizadora de alúmina marca SPEX. Antes y después de cada pulverización se debe limpiar el instrumento pulverizando 20-30 g de arena sílica por 3-4 minutos, desechar la arena, posteriormente lavar la pulverizadora con un cepillo, enjuagarla con DI-H₂O y empapar con acetona de grado analítico, dejándola secar bajo una campana de extracción. Para comenzar a pulverizar se debe precontaminar la pulverizadora con una pequeña porción de muestra y se desecha el polvo obtenido; después se introducen 30-40 g de la misma muestra por 3-4 minutos, reduciéndose así a polvo de diámetro de 75 μm (malla 200). La muestra homogeneizada se guarda inmediatamente en un recipiente limpio de plástico rotulado con la clave de la muestra.

2.3.2 Análisis de elementos mayores y traza

2.3.2.1 Procedimiento para el análisis químico de elementos traza

El procedimiento químico para el análisis de elementos traza se realizó en el laboratorio ultralimpio del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM. Se analizaron 11 muestras, 4 estándares internacionales de roca (AGV-2, BHVO-2, BCR-2, JB-2), 2 estándares internos (ZZ, MAR), así como 2 blancos que al igual que los estándares siguieron los procedimientos descritos en Mori *et al.* (2007) y basados en Eggins *et al.* (1998).

Primeramente se realiza el pesado de las muestras utilizando una microbalanza de alta precisión (Fig. 2.6b) ubicada en un cuarto de calidad de limpieza nominal 300 (menos de 300 partículas > 0.5 μm por pié cúbico de aire). Antes se debe limpiar cuidadosamente el área de trabajo, utilizando una toalla de papel húmeda para eliminar cualquier polvo contaminante. Para comenzar, se enciende la balanza y se espera a que se estabilice. Se utiliza un vial de teflón marca Savillex con tapa de rosca y fondo redondo, de capacidad de 15 y/o 8 ml, al cual se le coloca una base de papel aluminio y se le dispara con una pistola antiestática (Fig. 2.6b) para evitar la dispersión del polvo y lograr mayor estabilidad. Después se coloca el vial en la microbalanza, se tara y con ayuda de una espátula se pesan entre 0.04950-0.05050 g de muestra, debido a que la reducción de los datos analíticos está calibrada con respecto al peso.

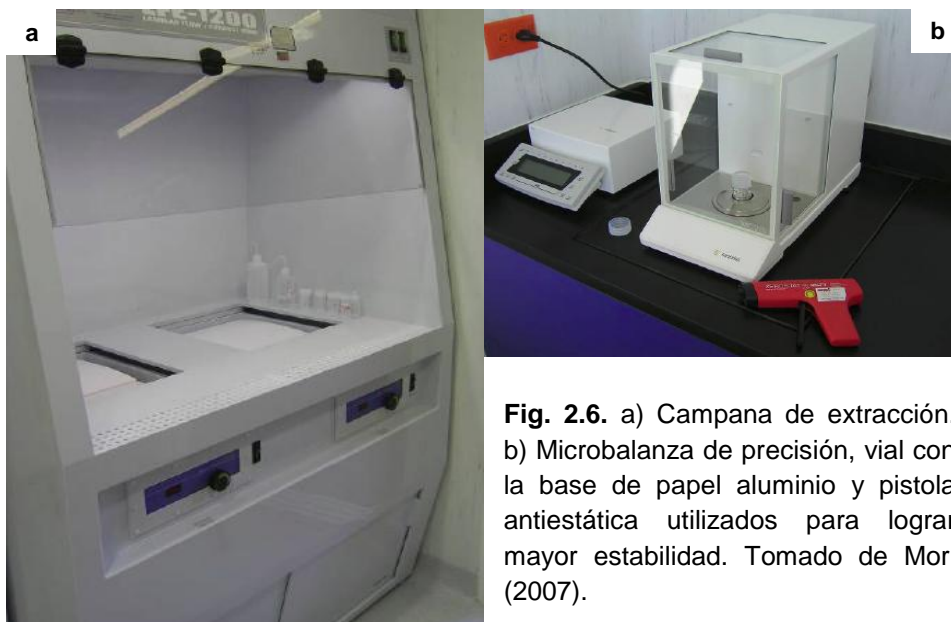


Fig. 2.6. a) Campana de extracción. b) Microbalanza de precisión, vial con la base de papel aluminio y pistola antiestática utilizados para lograr mayor estabilidad. Tomado de Mori (2007).

Después de registrar el peso de la muestra, se debe sacar cuidadosamente el vial, añadirle dos gotas de DI-H₂O para evitar la dispersión del polvo, tapan el vial y colocarlo en un lugar separado. La espátula utilizada para recuperar el polvo se debe enjuagar con DI-H₂O y secar con un pañuelo entre cada muestra. Se realiza el mismo proceso para los estándares “PM-S Micrograbro”, “NIM-S Sienita” y “G-2 Granito”.

El procedimiento para la digestión en ácidos se realizó en un cuarto ultralimpio de calidad nominal 300, dentro de una campana de extracción y flujo laminar construida en propileno, con filtración de aire adicional, del cual se obtiene una calidad de aire de clase 100 o menor (Fig. 2.6a). Para la digestión de las muestras ya pesadas, se coloca 0.5 ml de HNO₃ 0.8 Molar (ácido nítrico al 69.0-70.0%, Baker Instra-analyzed®) más 1 ml de HF concentrado (ácido fluorhídrico destilado cuatro veces, preparado en el Laboratorio de Química Ultrapura del LUGIS), se tapan los viales y se dejan secar por un día sobre una parrilla de calentamiento de cerámica cubierta de teflón a ~100 °C. Al día siguiente, teniendo cuidado de no dejar gotas adheridas en la tapa o en las paredes (los residuos se deben recoger con una pipeta), se destapan los viales y se dejan evaporar los ácidos a T ~100 °C, hasta lograr un residuo sólido completamente seco (con apariencia de una pasta blanca). Enseguida, se vuelve a agregar la misma cantidad de HNO₃ 0.8 Molar para oxidar los metales y mantenerlos en solución, y de HF concentrado para eliminar la mayor cantidad de silicio y liberar un poco el zircón. Esta solución se vacía a un nuevo vial Savillex de 1.7 ml, se tapan y todos estos se meten en los viales para

bombas, a los cuales se les agrega 1ml de HNO₃ 8 Molar más 2ml de HF concentrado, ó 2ml de HNO₃ 8 Molar más 3ml de HF concentrado según el tamaño del vial utilizado. Los viales de bomba son colocados dentro de las bombas y se meten en un horno durante 120 horas a 190 °C. Después se sacan las bombas y se retiran los viales teniendo cuidado de no derramar los ácidos restantes. Los viales destapados se ponen a evaporar en una parrilla, hasta obtenerse una pasta blanca, entonces, se retiran de la parrilla y se dejan enfriar, después se les agrega 1.5ml de HCl y se meten a las bombas por 24hrs a 140 °C. Posteriormente se sacan los viales de las bombas, se regresa el contenido a los viales de 15 y/o 8 ml y se aplica 200ml de DI-H₂O para limpieza, enseguida se ponen a secar sobre la parrilla durante 3hrs, una vez secos (pasta blanca) agregar 16 gotas de HNO₃ concentrado, dejar secar (pasta amarilla) y agregar otras 16 gotas de HNO₃, tapar y dejar sobre la parrilla durante una noche. Posteriormente se agregan 2ml de DI-H₂O más HNO₃ concentrado, se tapan cada vial y se dejan sobre la parrilla ~4hrs. Se debe preparar una solución de estándar interno (ISS) que contiene 10 ppb de Ge, 5 ppb de In, 5 ppb de Tm y 5 ppb de Bi, la cual se utiliza para la dilución de las muestras en una proporción de 1:2000 y así lograr concentraciones óptimas para los límites de detección del equipo. Entonces, se deben pesar botellas de 125ml (con tapa) y registrar el peso. Posteriormente se debe vaciar las muestras de los viales a las botellas, aforar a ~100ml con la solución de ISS y registrar el peso.

Finalmente el análisis se realizó mediante de espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, ICP-MS), con un equipo Thermo Series XII, en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del CGEO, UNAM.

2.3.2.2 Análisis de elementos mayores

Para el análisis de elementos mayores se separo una porción de cada muestra y fueron enviadas al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM, donde fueron analizadas mediante un equipo de Fluorescencia de rayos X (FRX) Siemens SRS-3000 siguiendo los procedimientos de Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995), también descritos en: http://132.248.20.40/geoq/lugis/L_FRX_WEB_3_0/fluorescencia.html

3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA

El Golfo de California es un sistema de *rift* continental oblicuo que forma parte del sistema transformante San Andrés-Golfo de California, el cual representa la frontera o límite entre las placas Pacífico-Norteamérica que se extiende desde el Punto Triple Rivera hasta el Punto Triple de Mendocino, fuera de la línea de costa de California, EUA.

La apertura oblicua del Golfo de California es producto de una combinación de extensión y cizalla (movimiento lateral derecho), la cual se ha dado cerca de un margen activo, donde la subducción de la placa oceánica Farallón estuvo activa por decenas de millones de años (Fig. 3.1).

La actividad asociada a la subducción sostenida de la placa Farallón (y sus remanentes) debajo del borde oeste de América del Norte dio lugar a la formación de un extenso arco magmático que se extendió a lo largo del oeste mexicano. Durante el Cretácico, el magmatismo producto de este arco permitió el emplazamiento de la porción sur del Batolito de las Sierras Peninsulares (PRB) a través de Baja California y el oeste de Sinaloa, así como del cinturón volcánico-plutónico laramídico en Sonora y Sinaloa (Valencia, 2011). Durante el Terciario, la cubierta ignimbrítica de la SMO y posteriormente del Grupo Comondú es el último producto del volcanismo de arco en esta región.

Se ha documentado que la placa Farallón se fragmentó a los ~29 Ma, originando las microplacas Monterey y Arguello cuando un segmento de la Dorsal del Pacífico Este (EPR) alcanzó América del Norte a la latitud del sur de California (Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Stock & Lee, 1994), lo que creó una junta triple entre las placas Pacífico-Farallón-Norteamérica y puso en contacto la Placa del Pacífico con la Placa de Norteamérica (Fig. 3.1a). Mientras la subducción del sistema de placas continuó activa, se formó la junta triple Mendocino en el norte y la junta triple de Rivera en el sur, que fueron desplazadas a lo largo de un sistema de fallas transformes (Atwater, 1970). A medida que la junta triple de Rivera migraba hacia el sur, a los ~16.2 Ma se terminaron de formar las microplacas Guadalupe y Magdalena, y la junta triple llegó a la altura de la futura Península del Vizcaíno (Fig. 3.1b). Varios segmentos de la Dorsal Pacífico Este cesaron su actividad al acercarse al continente, convirtiéndose en dorsales fósiles y dejando ambas microplacas estancadas junto a la zona de subducción (Lonsdale, 1991).

Alrededor de los 12.5 Ma la subducción cesó a lo largo de la Península de Baja California, y la junta triple dio un salto hasta su posición actual (Punto triple de Rivera).

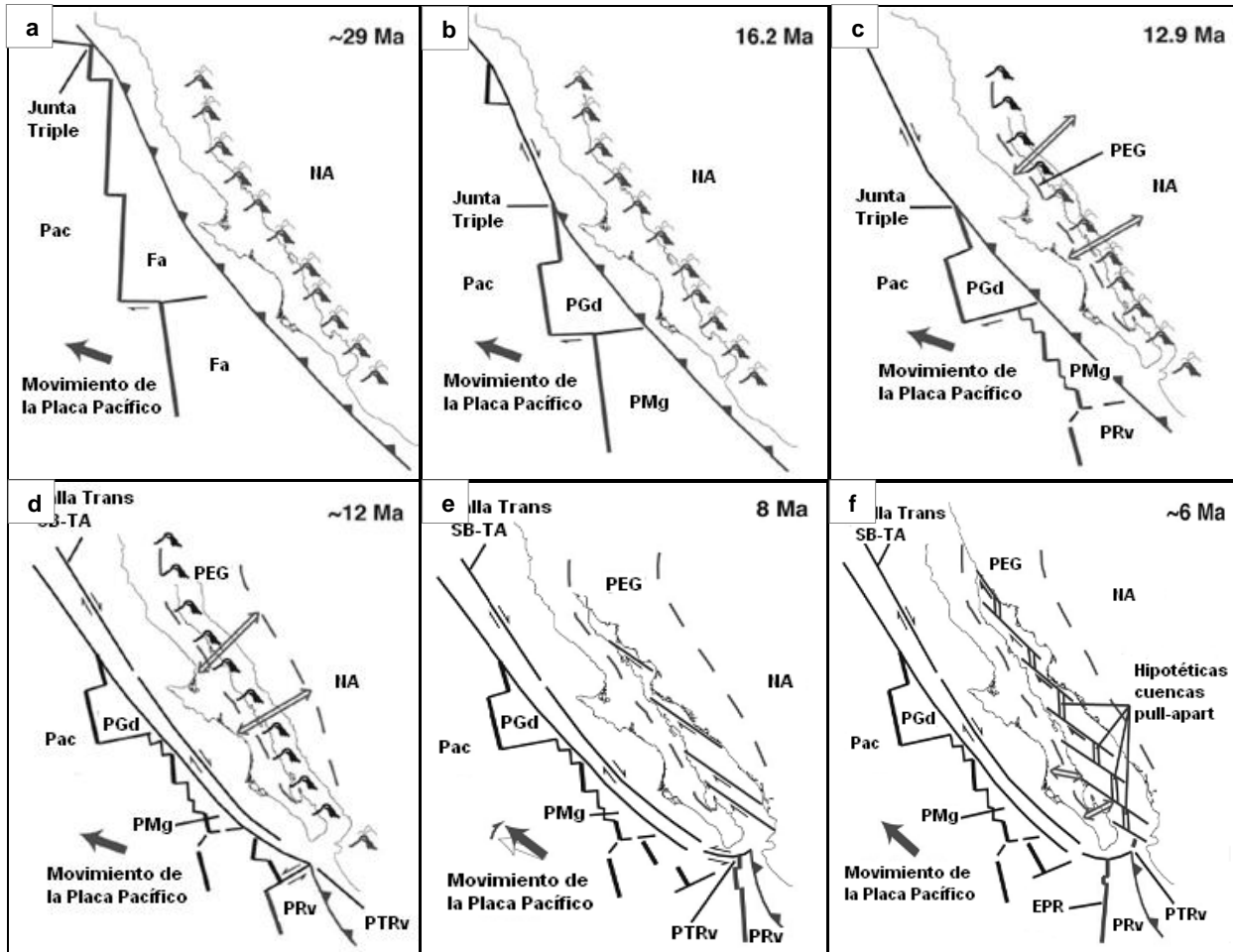


Fig. 3.1. Evolución tectónica del Golfo de California, desde ~29 a 6 Ma. (NA) Placa de Norte América, (Pac) Placa Pacífico, (Fa) Placa Farallón, (Gd) Microplaca Guadalupe, (Mg) Microplaca Magdalena, (Rv) Placa Rivera, (PEG) Provincia Extensional del Golfo, (SB-TA) Transforme San Benito-Tosco-Abrejos, (PTRv) Punto Triple de Rivera. Tomado de Drake (2005).

A partir de entonces, la región ha experimentado una compleja historia que relata el cambio de límite de placas, de un régimen convergente a hasta uno transtensional que ha dado origen al *Rift* del Golfo de California y cuya transición aún es tema de debate. Se sabe que la extensión en el Golfo ha migrado hacia el oeste, desde una etapa de extensión temprana en posición intrarco y trasarco en Sonora (25-12 Ma) y en el margen este del Golfo, formando la región conocida como la "Provincia Extensional del Golfo" (PEG) sincrónicamente con la última etapa del arco Mioceno. Mientras que en Baja California las primeras evidencias de deformación

están definidas con edades radiométricas entre 11 y 16 Ma (Barajas, 2000). La zona de *rifting* se localizó dentro del continente frente a zona de anomalía termal y el arco volcánico recientemente activo, entre el cinturón batolítico de los PRB Mesozoicos en el oeste y la SMO del Terciario medio en el este (Henry & Aranda-Gomez, 2000).

El modelo clásico propuesto por Stock y Hodges (1989) afirma que la apertura evolucionó mediante una deformación particionada, por un lado en una zona de extensión ortogonal en la PEG que dio lugar a la formación de un “protogolfo” (~12-6 Ma) y por otro en el sistema de fallas laterales Tosco-Abreojos al oeste de Baja California (Lonsdale, 1991) que acomodó la deformación transtensiva. Posteriormente el *rift* ortogonal inicial fue reemplazado por un límite de placas divergente-oblicuo con transferencia de la Península de Baja California a la Placa Pacífico. Otros autores han sugerido que la apertura se dio por medio de una transtensión generalizada al este de la península de Baja California (Gans, 1997; Fletcher y Munguía, 2000; Fletcher *et al.*, 2007) proponiendo que la extensión oblicua comenzó hace 12 Ma y que la falla de Tosco-Abreojos sigue acomodando parte de la deformación entre las placas Pacífico y Norteamérica, por lo que la península de Baja California no está acoplada rígidamente a la Placa Pacífico sino que representa una microplaca.

Las condiciones marinas se establecieron alrededor de 6.3-6.1 Ma y el límite de placas Pacífico-Norteamérica se localizó dentro del Golfo de California (Oskin y Stock, 2003). Según las anomalías magnéticas del centro de expansión Alarcón, la expansión del piso oceánico en el sur del golfo comenzó a los ~3.6 Ma (DeMets, 1995). Desde entonces hasta la actualidad, la mayoría de la deformación transtensiva ha sido acomodada dentro del actual Golfo, lo que se refleja en una arquitectura axial conformada por un arreglo de grandes fallas en escalón con paso derecho ligadas por cuencas *pull-apart* y segmentos cortos de dorsales (Fig. 3.2; Lonsdale, 1989; Aragón-Arreola, 2006; Lizarralde *et al.*, 2007).

En la zona norte del Golfo, la mayoría de la deformación se localiza en la parte emergida, constituida por fallas normales activas de alto y bajo ángulo, además de grandes fallas laterales ligadas por amplias zonas de deformación que contienen cuencas *pull-apart*, en donde se apilan varios kilómetros de sedimentos principalmente deltaicos, provenientes del río Colorado (Pérez-Tinajero, 2007; González-Fernández *et al.*, 2005; Persaud *et al.*, 2003). En la zona centro-sur del Golfo la mayor parte de la deformación se encuentra bajo el nivel del mar, donde las fallas transformes ligan cuencas bien definidas que contienen centenares de metros de

sedimentos y que presentan abundante actividad magmática. Sólo la cuenca Alarcón presenta la formación de piso oceánico nuevo (Aragón-Arreola, 2006; Lizarralde *et al.*, 2007).

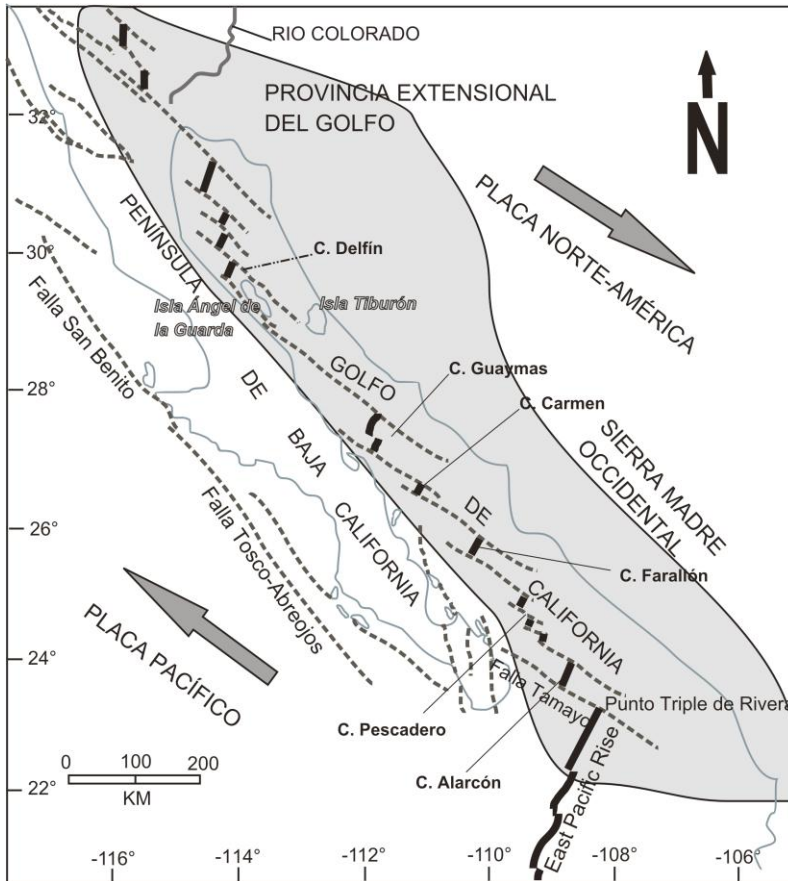


Fig. 3.2. Configuración tectónica del actual Golfo de California. Tomado de Piñero-Lajas (2008).

3.2. MÁRGENES CONJUGADAS

A continuación se hará referencia a las provincias geológicas en ambas márgenes de la parte sur del Golfo de California, mediante una descripción breve de cada una de ellas. Enfocándose en el vulcanismo del Terciario *pre-rift* en el oeste de México, se describe la distribución documentada de las principales provincias volcánicas relacionadas.

La actividad magmática en la parte oeste de Sinaloa y Nayarit corresponde principalmente al arco silíceo oligo-miocénico de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2007). El episodio sucesivo lo representa el arco Comondú (Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2001) expuesto principalmente en Baja California Sur y cuya actividad continúa hasta el Mioceno medio.

3.2.1 Margen este: suroeste de la Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (SMO) es una provincia fisiográfica del oeste de México, caracterizada por un altiplano con una elevación promedio mayor de 2,000 m, y aproximadamente 1,200 km de largo por 200-400 km de ancho, la cual se extiende desde la frontera con los Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana y limitada al oeste por el Golfo de California y al este por el Altiplano Central mexicano (Mesa Central) (Ferrari *et al.*, 2005). La actividad que originó el Golfo de California, también afectó a la SMO, formando cañadas profundas, mientras que la actividad del *Basin and Range*, controló la deformación en su parte este, donde se originaron depresiones tectónicas amplias debido a la actividad extensional. Ferrari *et al.* (2005; 2007) proponen la existencia de cinco conjuntos ígneos que cubren un basamento heterogéneo pobremente expuesto del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico (Fig. 3.3).

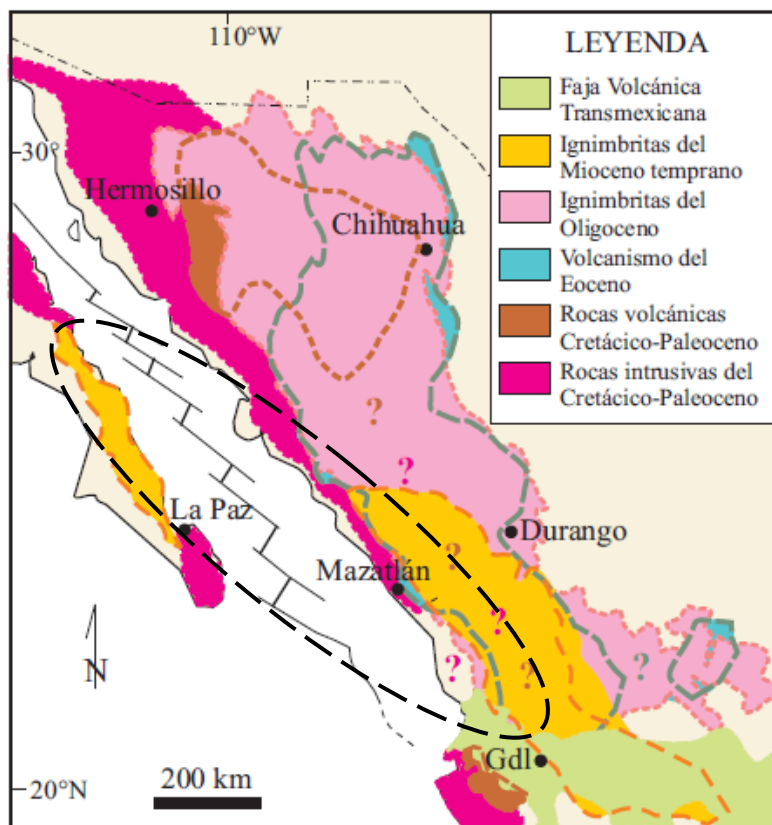


Fig. 3.3. Principales conjuntos ígneos en el oeste de México. Tomado de Ferrari *et al.* (2005). El área punteada corresponde a la zona de los márgenes conjugados descritas en este capítulo para la parte sur del Golfo de California.

3.2.1.1 Magmatismo pre y post ignimbrítico

El primero de los conjuntos ígneos, corresponde a las rocas volcánicas y plutónicas del Cretácico superior-Paleoceno asociadas al "Complejo Volcánico Inferior" (CVI; McDowell y

Keitzer, 1977) de similar edad y composición a los PRB y al Bloque Jalisco. En la parte centro-sur, está representado por los cinturones batolíticos expuestos a lo largo de Sinaloa con edades de 101 y 46 Ma, que son divididas en rocas pre-o sintectónicas y postectónicas (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003). En el camino Mazatlán-El Salto, los afloramientos principales ocurren en las partes más profundas de los cañones (Henry y Fredrikson, 1987). Otros afloramientos aislados se encuentran hacia el norte en el área de Nazas, Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) y hacia el sureste en la ciudad de Zacatecas (Mujica-Mondragón y Albarrán, 1983). Las rocas anteriores al batolito de edad cretácica en esta zona consisten en anfibolitas, ortogneises, rocas metasedimentarias y metavolcánicas (Henry *et al.*, 2003).

Se ha sugerido que las andesitas reportadas en varias áreas de Sinaloa por debajo de la cubierta ignimbrítica oligo-miocena corresponden al arco magmático Eoceno (Ferrari *et al.*, 2005; 2007). En el límite Sinaloa-Durango, la secuencia mineralizada en el área de Tayoltita consiste de coladas riolíticas y andesíticas, y cuerpos subvolcánicos de composición diorítica con edades de 39.9 a 36.6 Ma, que cubren a un batolito granodiorítico-diorítico de 45.1 Ma (Enríquez y Rivera, 2001). En el área de Nazas, una secuencia de andesitas intercaladas con riolitas e ignimbritas presenta edades correspondientes a este episodio (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). La secuencia del Eoceno es cubierta por areniscas rojizas y conglomerados con clastos de andesitas que la separan de las ignimbritas del Oligoceno-Mioceno.

La secuencia ignimbrítica de la SMO es dominante en este sector y fue emplazada mediante dos episodios separados: Un episodio de edad Oligoceno que cubre gran parte la provincia y otro de edad Mioceno temprano distribuido principalmente en la parte sur.

El vulcanismo post-ignimbrítico es más disperso y tiende a migrar hacia el Golfo. Un grupo basáltico-andesítico emplazado de manera discontinua enseguida de cada episodio ignimbrítico, ha sido definido como una extensión del cinturón de "Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera" (SCORBA; Cameron *et al.*, 1989). Este aflora en la parte central donde cubren la secuencia ignimbrítica de Durango (Luhr *et al.*, 2001) y El Rodeo (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). Hacia la parte sur, no se tiene certeza de que las coladas basálticas emplazadas sobre las ignimbritas del Oligoceno temprano en el área de Huejuquilla, y sobre las del Mioceno temprano en el área de la Mesa del Nayar y Jesús María (21.3 Ma; Ferrari *et al.*, 2002) y

graben de Bolaños (21 y 19.9 Ma; Nieto-Obregón *et al.*, 1981) pertenezcan al cinturón SCORBA.

Los pequeños derrames fisurales y campos monogenéticos de basaltos alcalinos corresponden a un evento regional de volcanismo alcalino asociado a varios episodios de extensión relacionados con la apertura del Golfo de California (Henry y Aranda-Gómez, 2000). A este evento pertenecen los basaltos de 24.1 a 23.3 Ma en el área de Rodeo y Nazas, las hawaiitas de la Formación Metates en la parte sur del graben Río Chico-Otinapa (12.7-11.6 Ma (McDowell y Keitzer, 1977; Henry y Aranda-Gómez, 2000), el campo volcánico de Camargo (4.7 Ma al Holoceno; Aranda-Gómez *et al.*, 2003); y el campo volcánico cuaternario de Durango (Smith *et al.*, 1989). Este vulcanismo *syn-rift* ha sido reconocido también en Punta Piaxtla y Mesa de Cacaxtla al norte de Mazatlán (3.2 a 3.1 Ma; Aranda-Gómez *et al.*, 2003). Igualmente es posible sugerir que el campo volcánico de Pericos al norte de Culiacán, así como los diques máficos alcalinos de ~12-10 Ma (Henry y Aranda Gómez, 2000; Ferrari *et al.*, 2002) en el sur de Sinaloa y Nayarit, sean de naturaleza subalcalina.

3.2.1.2 Supergrupo Volcánico Superior: Ignimbrite flare up

Desde el punto de vista geológico, la SMO es una de las provincias ígneas silíceas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico (Bryan *et al.*, 2008). La secuencia ignimbrítica de ~300,000 km³ conocida como el Supergrupo Volcánico Superior (SVS), representa un extenso pulso de actividad silícea explosiva de edad Eoceno-Mioceno temprano en el oeste de México (Fig. 3.4), definido como *ignimbrite flare up* por McDowell y Clabaugh (1979). Este evento ha sido relacionado con implicaciones tectónicas importantes dentro de la evolución geológica del Golfo (Ferrari *et al.*, 2002; Lizarralde *et al.*, 2007).

Numerosos estudios indican que la mayoría de las ignimbritas fueron emplazadas entre 38 y 20 Ma, aunque también se han identificado ignimbritas de 45-55 Ma (p.ej. Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; McDowell y Mauger, 1994; Gans, 1997; McDowell y McIntosh, 2007). Este pulso del Eoceno aflora principalmente en la parte norte y el borde este de la SMO, y ha sido considerado como un episodio precursor del SVS.

Para la parte centro-sur de la SMO, abundantes fechamientos sugieren dos episodios de actividad ignimbrítica de ~32-28 Ma y otro de ~24-20 Ma (Ferrari *et al.*, 2002, 2007). El primer

episodio del Oligoceno es el más extenso, dominando la parte norte y este de la provincia. El segundo episodio cubre alrededor de dos terceras partes de la porción suroeste de la SMO.

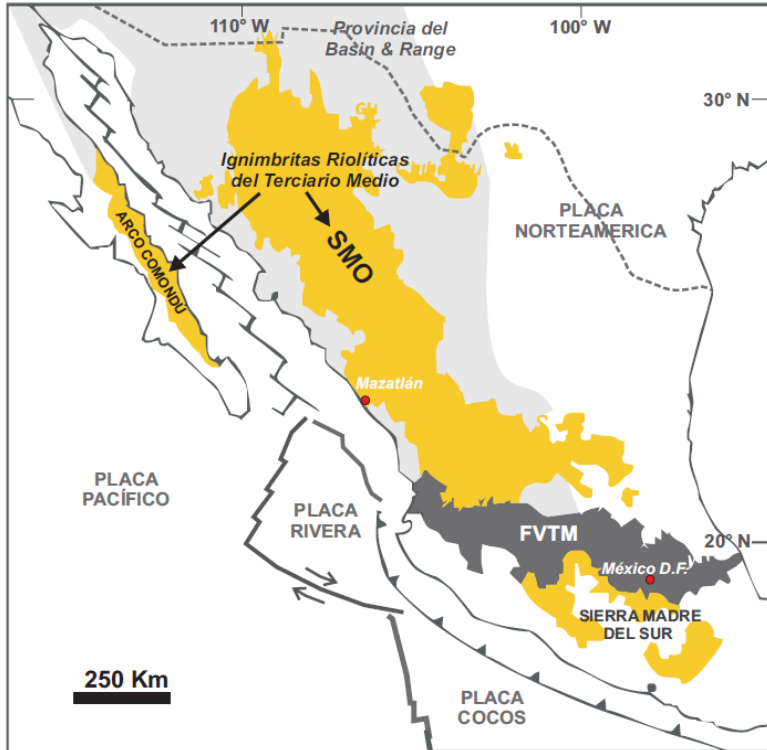


Fig. 3.4. Distribución de los pulsos de rocas volcánicas silíceas del Oligoceno y Mioceno temprano en ambas márgenes del Golfo y su relación con las principales provincias geológicas en México. Modificado de Bryan et al. (2008).

La secuencia Oligocénica aflora principalmente en el estado de Durango, donde está representada por los paquetes ignimbríticos de ~800 m de espesor asociados a la formación de la caldera Chupaderos (Swanson *et al.*, 1978) con rangos de edades entre 32 a 30 Ma (Fig. 3.5- 4; Aranda-Gómez *et al.*, 2003). En este mismo rango de edad, se encuentran las ignimbritas expuestas a lo largo de la carretera Durango-Mazatlán y en el área de Nazas con edades de 32.2 ± 0.7 y 29.5 ± 0.6 Ma respectivamente (Aguirre-Díaz y McDowell, 1993), así como las rocas de 32.3 ± 0.09 y 30.6 ± 0.09 Ma expuestas en el área de Rodeo (Luhr *et al.*, 2001; Iriondo *et al.*, 2004b). Hacia la costa de Sinaloa, Henry y Fredrikson (1987) reportan un dique cuarzodiorítico de 31.7 ± 0.4 Ma en el área de Tayoltita y una ignimbrita riolítica de 28.3 ± 0.7 Ma afectada por fallas y basculada al norte de Mazatlán. En la parte sur de la SMO, el pulso del Oligoceno domina la parte este y se encuentra cubierto localmente por conglomerado volcánico y/o areniscas rojas. En el área de Fresnillo, Zacatecas, tanto riolitas e ignimbritas de 29.1 y 27.5 Ma de la Sierra de Valdecañas como los cuerpos subvolcánicos asociados a mineralización de plata fechados entre 33.5 y 32.2 Ma (Lang *et al.*, 1988) pertenecen a este

pulso. En la Sierra de Morones del sur de Zacatecas, la secuencia oligocénica se compone de tobas de flujo de cenizas silíceas con extensa distribución superficial y espesor limitado (Ferrari *et al.*, 2002) que han sido fechadas con 29.1 ± 0.6 Ma (Nieto-Obregón *et al.*, 1981). Otras rocas de este pulso afloran en la Sierra de Valparaíso, con edades de entre 31.5 y 28 Ma (Ferrari *et al.*, 2002) para las ignimbritas y riolitas expuestas en el área de Huejuquilla y el semigraben de Atengo (Fig. 3.5 -2). Al oeste de este semigraben (Fig. 3.5-2) se han reportado un complejo de domos riolíticos exógenos de 27.9 ± 0.2 Ma (Ferrari *et al.*, 2002), correlacionables con las edades de la parte norte, en Durango y el Domo las Adjuntas (28 Ma). Aunque la mayor parte de los afloramientos del Oligoceno se ubican en la parte noreste, un paquete de ignimbritas de 30.1 Ma de edad reconocido en el sur del graben de Bolaños (Fig. 3.5 -3; Ferrari *et al.*, 2002), sugiere que el pulso oligoceno subyace a toda la parte sureste.

El episodio ignimbrítico del Mioceno temprano está ampliamente distribuido en la parte sur de la provincia. Las representaciones más septentrionales de rocas silíceas de este pulso corresponden a las ignimbritas y lavas de 24.5 y 20.3 Ma en la región de Tayoltita (Enríquez y Rivera, 2001) y a un cuerpo subvolcánico granodiorítico de 23.2 ± 0.15 Ma al norte de Culiacán (Iriondo *et al.*, 2003). A este pulso pertenece también la secuencia clásica de El Salto-Espinazo del Diablo de 23.5 Ma (McDowell y Keitzer, 1977) expuesta en Durango, constituida por 4 paquetes de ignimbritas, una unidad de lavas riolíticas, y otra más de lavas basálticas, con un espesor total de ~1000 m. Todas sus edades se traslapan entre sí, por lo que la sección entera fue emplazada en un corto periodo de tiempo, lo que sugiere una fuente simple de erupción.

En la región de Nayarit, Ferrari *et al.* (2002) describieron el pulso del Mioceno temprano agrupado en un par de secuencias: Las Canoas y El Nayar. La secuencia Las Canoas consiste de varios flujos de ceniza y pómez de caída de más de 350 m de espesor, expuesta 6 km al este de Villa Las Canoas, donde cubre a la sucesión del Oligoceno. La unidad más representativa es una toba de flujo de ceniza gris a rosa, moderadamente soldada, con pequeños fenocristales de biotita, plagioclasa, feldespato alcalino y hornblenda. Esta secuencia de ~23.5 Ma (Fig. 3.5- 2), es contemporánea a la de El Salto-Espinazo del Diablo en el norte y correlacionable hacia el sur y sureste con las secuencias de ignimbritas en el área del graben de Bolaños (Fig. 3.5 -4), Teúl, Santa Rosa, Juchipila y la Sierra de Penjamo (Scheubel *et al.*, 1988; Moore *et al.*, 1994; Nieto-Obregón *et al.*, 1985; Webber *et al.*, 1994; Castillo-Hernández y Romero-Ríos, 1991); e inclusive más al sur de la FVTM, hacia el Lago de Chapala (23.5 Ma, Ferrari *et al.*, 2002).

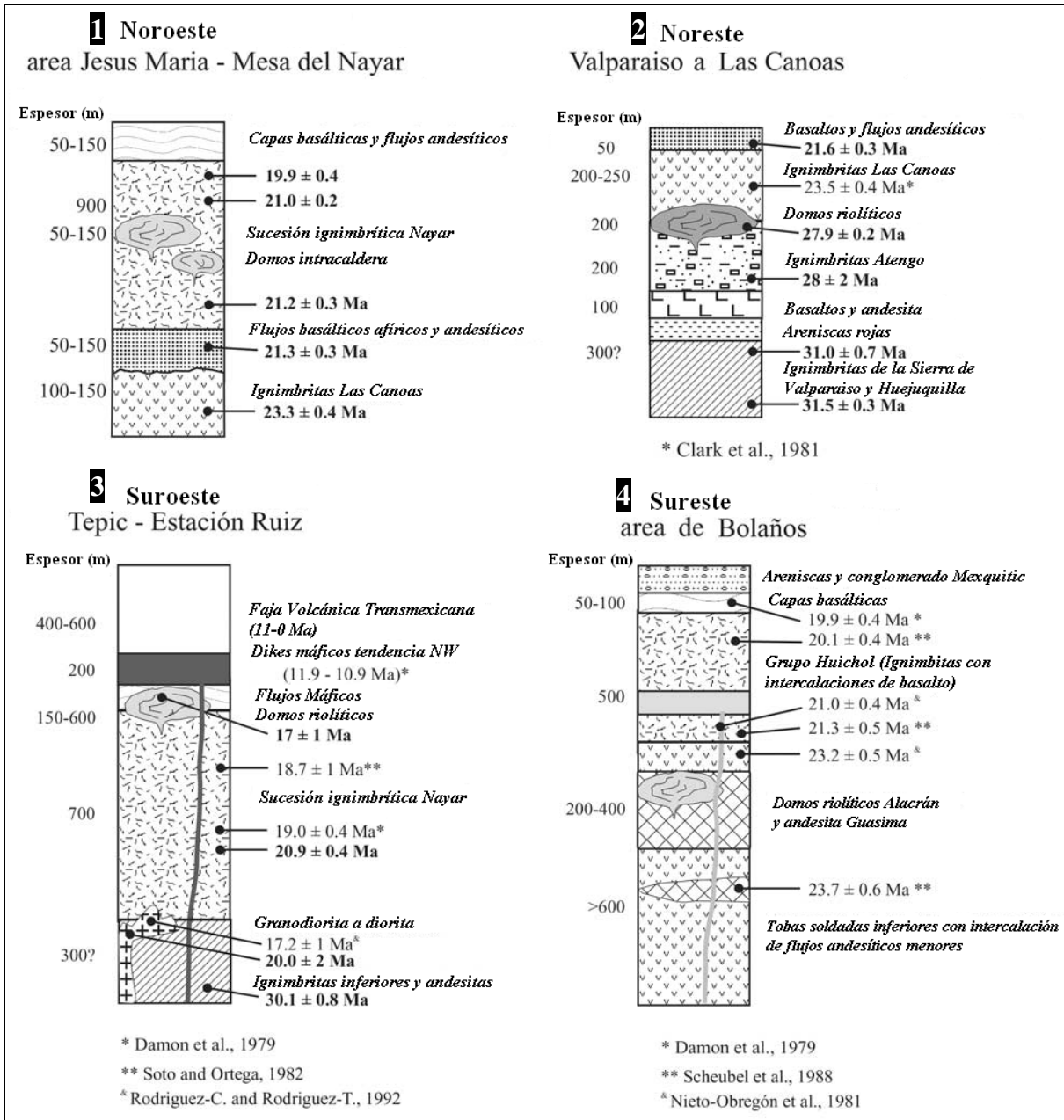


Fig. 3.5. Estratigrafía terciaria en la parte sur de la SMO. Las edades remarcadas corresponden las reportadas por Ferrari *et al.*, 2002. Tomado de Ferrari *et al.* (2002).

Al oeste de Jesús María (Fig. 3.6 -1), la secuencia Las Canoas está cubierta por la sucesión del Nayar que consiste en flujos de ceniza soldada y tobas de caída color crema claro, así como domos riolíticos. Esta secuencia cubre una franja de dirección NNO con un ancho de 75 km en la orilla oeste de la SMO (Fig. 3.6) y alcanza su máximo espesor en la región de la Mesa del Nayar (Fig. 3.6 -1) donde Ferrari *et al.* (2002) señalan la presencia de una serie de calderas alineadas en dirección NNO que pueden ser su fuente. Las edades obtenidas en diferentes

posiciones estratigráficas se traslapan entre sí en un rango de 21.2 a 19.9 Ma con un promedio de 20.9 Ma (Fig. 3.5 -1 y 3; Ferrari *et al.*, 2002), por lo que se estima que aproximadamente 4,500 km³ debieron emplazarse en un lapso de ~1.4 Ma. A su vez la secuencia se encuentra cubierta por capas y flujos basálticos y andesíticos de 50 a 100 m de espesor, datados en la zona de Bolaños con 19.9 ± 0.4 Ma (Fig. 3.5 -4; Nieto-Obregón *et al.*, 1981).

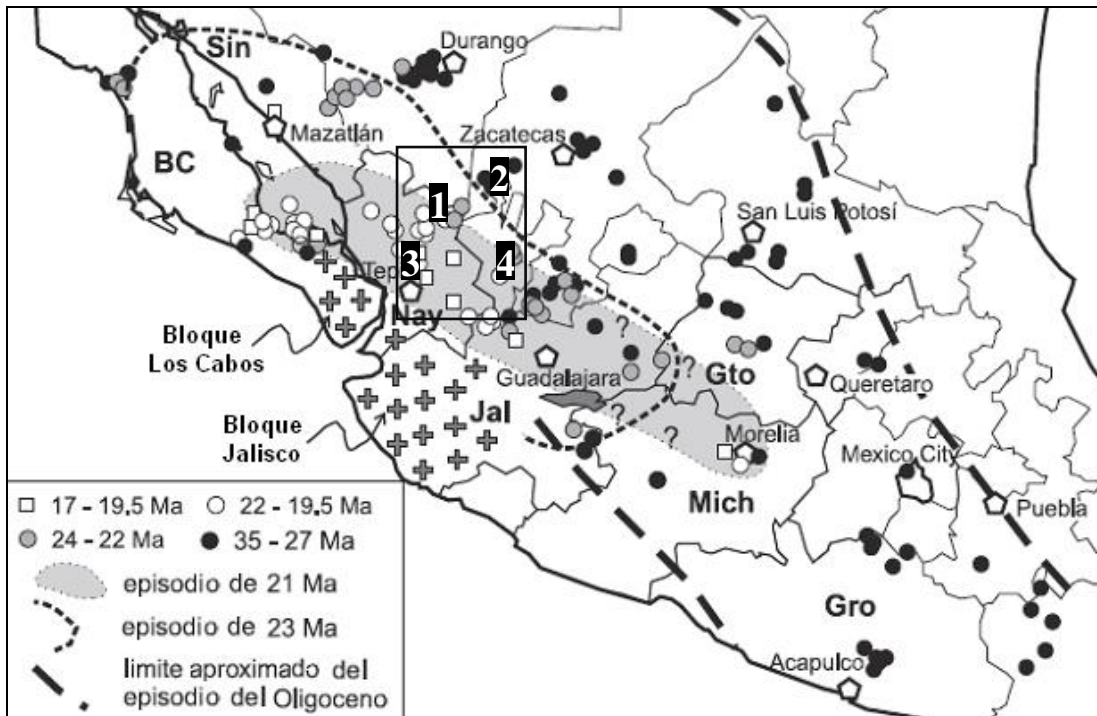


Fig. 3.6. Extensión de los pulsos silíceos. En el recuadro se muestra la ubicación de las columnas referidas en la Fig. 3.5. Tomado de Ferrari *et al.* (2002).

Esta secuencia define un pulso de ~21 Ma con una distribución más limitada hacia el sur (Fig. 3.6), donde se puede correlacionar con las ignimbritas expuestas en Santa María del Oro (21.3 Ma; Gastil *et al.*, 1979), Aguamilpa (22.4 Ma; Damon *et al.*, 1979), la parte superior de la secuencia del graben de Bolaños (Fig. 3.5 -4; 21.3-20.1 Ma; Scheubel *et al.*, 1988) e incluso hasta el sur de Morelia (21 Ma; Pasquaré *et al.*, 1991). Hacia el oeste, la secuencia se ve truncada por el fallamiento extensional asociado con la apertura del Golfo de California. Sin embargo, debido a las similitudes en edad y litología, también se ha sugerido la correlación entre esta secuencia y las ignimbritas de el Grupo Comondú encontradas en la península de Baja California (entre ~23 y ~17 Ma; Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2000). Ferrari *et al.*, 2002 proponen que la toba de La Paz (21.8±0.2 y 20.6±0.2 Ma; Hausback, 1984) pudiera tener origen en las calderas de la Mesa del Nayar.

Los equivalentes intrusivos del pulso del Mioceno temprano (~24-20 Ma) están representados por los cuerpos de granodiorita de 20 ± 2 Ma en el área de San Juan Bautista (Fig. 3.5 -3; Ferrari *et al.*, 2002) y otro de 17.2 ± 1.0 Ma reportado ~70 km al sur (Rodríguez-Castañeda y Rodríguez-Torres, 1992). Hacia el norte de Culiacán, aflora un cuerpo subvolcánico granodiorítico de 23.2 ± 0.15 Ma (Iriando *et al.*, 2003).

3.2.2 Margen oeste: Borde este de Baja California Sur e islas

El cinturón costero en la parte este de Baja California Sur, incluyendo las islas cercanas, es dominado por el Grupo Comondú, cuyos depósitos forman la prominente Sierra de La Giganta. Dicha secuencia se depositó durante el Terciario, mientras la región de Baja California fue una plataforma marina continental estable que recibió los detritos volcánicos del arco volcánico activo de la SMO (Hausback, 1984a).

La deformación relacionada con el *Rift* del Golfo de California, ha formado un arreglo de segmentos de *rift* y zonas de acomodación a lo largo del “Escarpe principal del Golfo” que marca el límite oeste de la PEG. Estos segmentos son definidos por fallas normales que alternan en buzamiento y simetría de los semigrabenes relacionados (Axen, 1995).

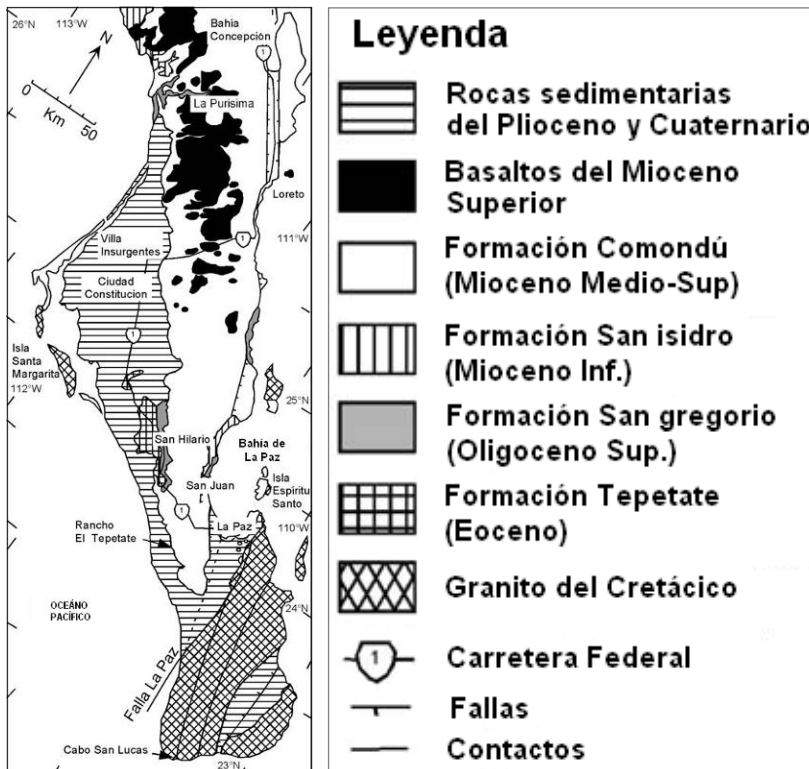


Fig. 3.7. Mapa geológico de Baja California Sur. Tomado de Clarens (2006).

3.2.2.1 Pre y post Comondú

Las litologías más antiguas en la región se localizan cerca de la Villa de Timbabichi, aproximadamente 100 km al noroeste de La Paz y corresponden a la Formación Los Pargos o San Telmo que consiste en una secuencia rítmica de caliza, fangolitas y arenisca del Jurásico tardío-Cretácico temprano (Plata-Hernández, 2002). Unidades posteriores corresponden a los plutones emplazados durante el Cretácico, representados ampliamente por el Bloque Los Cabos (90-118 Ma; Schaaf *et al.* 2000; 115 Ma; Piñero-Lajas, 2008) ubicado en el extremo sur y por los reconocidos en las islas Santa Catalina, Santa Cruz, San Diego y Punta Botella (90-100 Ma; Piñero-Lajas, 2008). Estos intrusivos de composición granodiorítica y/o tonalítica son correlacionables por composición y edad con el Bloque Jalisco (Cretácico- Paleoceno).

Una marcada discordancia erosiva marca el contacto entre el sistema Mesozoico y el Cenozoico. Las rocas cenozoicas más antiguas, corresponden a la Formación Tepetate (Heim, 1922) formada por areniscas y lutitas del Eoceno. Sobreyaciendo a esta se encuentra la Formación El Salto del Oligoceno tardío, formada por depósitos de origen terrestre. Esta formación aflora principalmente en la parte central, hacia la costa oeste y en la isla San José. Se divide en dos subunidades: la subunidad inferior consta de conglomerados y brechas arenosas depositadas en un ambiente de abanico aluvial; la subunidad superior de areniscas con intercalaciones de tobas de flujo de ceniza, corresponde a un ambiente eólico y fluvial (Plata-Hernández, 2002). Una toba en la cima de esta formación fue datada con una edad de 28.0 ± 0.7 Ma (Hausback, 1984a) por lo que se considera que esta formación es correlativa con la parte inferior de la Formación El Cien (Drake, 2005) que sobreyace a la Formación El Salto.

La secuencia marina fosilífera de la Formación El Cien (Applegate, 1986), fue originalmente descrita (Heim, 1922; Beal, 1948; Hausback, 1984a) bajo los nombres de San Gregorio (27.2 a 23.4 Ma; Hausback, 1984a) y San Isidro (25,5 a 22 Ma; Hausback, 1984a). Estas secuencias se componen principalmente de areniscas, conglomerados, areniscas tobáceas y lutitas silíceas, con abundantes diatomeas, gasterópodos y ostrácodos. También se presentan tobas riolíticas intercaladas, por lo que se considera que la Formación San Isidro probablemente representa el equivalente marino somero del Grupo Comondú (Hausback, 1984a)

Formación El Cien fue descrita por Applegate (1986), y la divide desde la base a la cima, en los Miembros: Cerro Tierra Blanca, San Hilario y Cerro Colorado. Este último contiene depósitos volcánicos relacionados al Grupo Comondú, descritos anteriormente como

Formación San Isidro (Hausback, 1984a). Además, en el área de Timbabichi se ha descrito al Miembro Timbabichi (Plata-Hernández, 2002) como un tercer miembro en vez de una formación aparte, caracterizado por depósitos de fosforita.

El magmatismo posterior al arco Comondú se considera *syn* y *post-rift*, representado por los campos volcánicos de rocas máficas calcialcalinas y toleíticas de edad Mioceno tardío.

3.2.2.2 Grupo Comondú

La sucesión de 1000 a 1500m de espesor de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Oligoceno-Mioceno a lo largo de Baja California sur, han sido agrupadas con el nombre de Comondú, sin embargo, la terminología de esta sucesión ha sido controversial. Primeramente, Heim (1922) denominó a la sucesión expuesta cerca de Villa Comondú como Formación Comondú. Beal (1948) uso este término para la entera sección sedimentaria y volcánica del Mioceno en la Sierra de La Giganta, incluyendo las mesas de basalto alcalino en la cresta de esta sierra. Posteriormente, Hausback (1984a) restringió la definición solo para la secuencia relacionada con el arco volcánico, descartando a las capas de basalto y rocas del Mioceno tardío. Debido a su diversidad estratigráfica, Umhoefer *et al.* (2001) proponen el cambio de rango a Grupo Comondú, anteriormente sugerido por McFall (1968). En el presente se trabajó se describirá esta secuencia como Grupo Comondú, tratando de integrar lo reportado por varios autores en la parte sur de la península.

La depositación del Grupo Comondú tuvo lugar en Baja California Sur en el arco volcánico y cuenca antearco formado desde ~30 a ~12 Ma al oeste de la SMO, cuando el noroeste de México era una plataforma continental (Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Sawlan & Smith, 1984). Dicho arco volcánico, generalmente con orientación norte-sur, migró gradualmente hacia el oeste y llegó a la región de Baja California alrededor de ~24 Ma (Hausback, 1984).

Las principales formaciones (Fig. 3.10) sugieren un ambiente de depósito progradacional que reflejan la migración del arco volcánico hacia el oeste. Basado en la litología y la posición relativa del arco volcánico, Hausback (1984) dividió la secuencia en tres facies volcánicas regionales: núcleo, proximal y distal. Con base en la distribución de estas facies volcánicas actuales (Fig. 3.8a), se propuso que las fuentes volcánicas se encontraban al este de la presente península. La dirección de transporte fue propuesta hacia el oeste-suroeste a partir de

la dirección de clastos y estratificación cruzada, así como por las isópacas de la Toba San Juan (Fig. 3.8b).

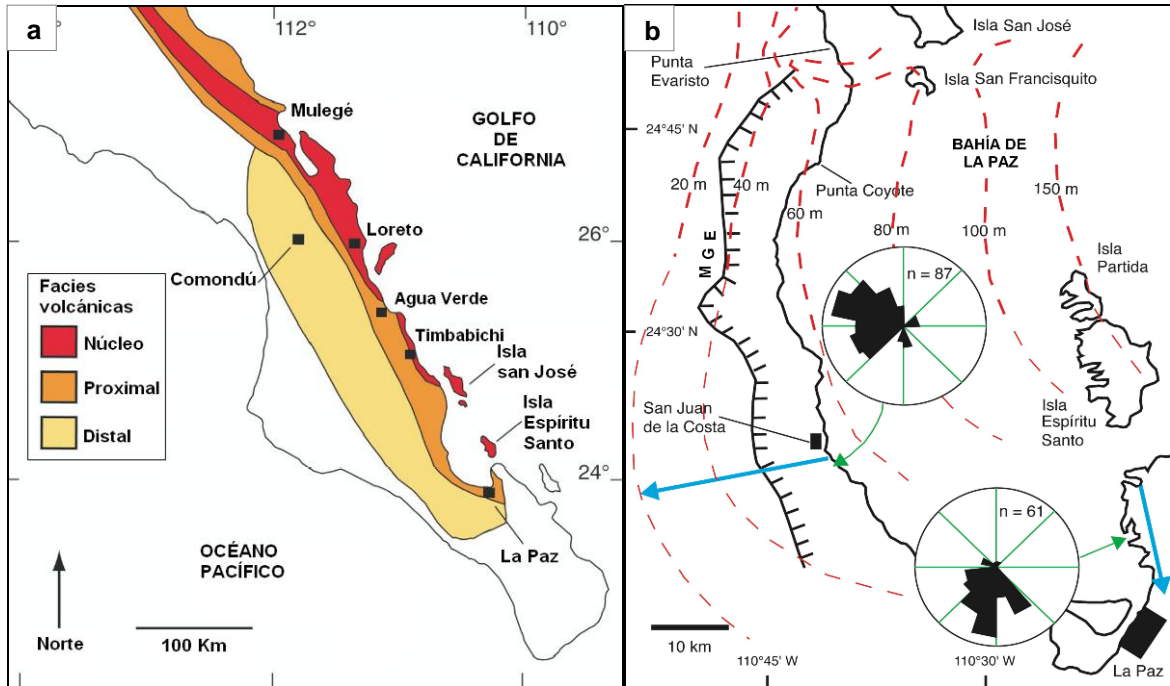


Fig. 3.8. (a) Distribución de las facies volcánicas del arco Comondú en Baja California Sur. (b) Dirección de transporte de los depósitos volcánicos y sedimentarios del Grupo Comondú en el área de Bahía de La Paz. Las líneas punteadas corresponden a las isópacas de la Toba San Juan y los diagramas de rosa muestran los datos de imbricación de clastos y estratificación cruzada. Tomado de Hausback (1984) y Drake (2005).

Tomando el mismo modelo de facies volcánicas, hacia la región de Loreto Umhoefer *et al.* (2001) dividió el Grupo Comondú en tres unidades básicas que representan tres episodios de migración del arco volcánico. El modelo de migración (Fig. 3.9) propone un primer episodio de ~25 a 19 Ma, durante el cual el arco volcánico se localizó a una distancia desconocida al este de Baja California dentro del territorio de México. Durante este periodo se depositó la “*unidad clástica inferior*”, compuesta por depósitos fluviales, tobas de flujo y de caída, arenas eólicas y flujos de lava, que corresponden a una cuenca antearco no marina. Posteriormente, entre 19-17 Ma se presenta un marcado periodo de erosión entre la parte inferior y media del Grupo Comondú. Siguiendo la migración del arco volcánico hacia el oeste, durante el segundo episodio de ~19 a 15 Ma la porción proximal llega al margen este de la península de Baja California. Esta porción corresponde a la “*unidad media de brecha y flujos de lava*”. El episodio posterior de ~15 a 12 Ma, corresponde a la llegada de las facies de núcleo del arco volcánico a

la zona de Loreto, denominada como “*unidad superior de flujos de lava y brecha*”. Después de 12 Ma se considera que comenzó la primera fase de apertura del Golfo de California (Hausback, 1984; Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989).

Este modelo se ha aplicado con algunas variaciones en otras regiones de Baja California Sur. Plata-Hernández (2002), plantea que la depositación del Grupo Comondú en Timbabichi empezó a los ~26-23 Ma, antes que en las áreas de San Juan de la Costa y La Paz, pero más tarde que en Loreto. Cerca de Agua Verde, Honsack (2006) sitúa el arco volcánico en una posición mas cercana a la península a los ~23-17 Ma, lo que implica que el periodo de erosión en la región de Santa Marta comenzó antes que en Loreto.

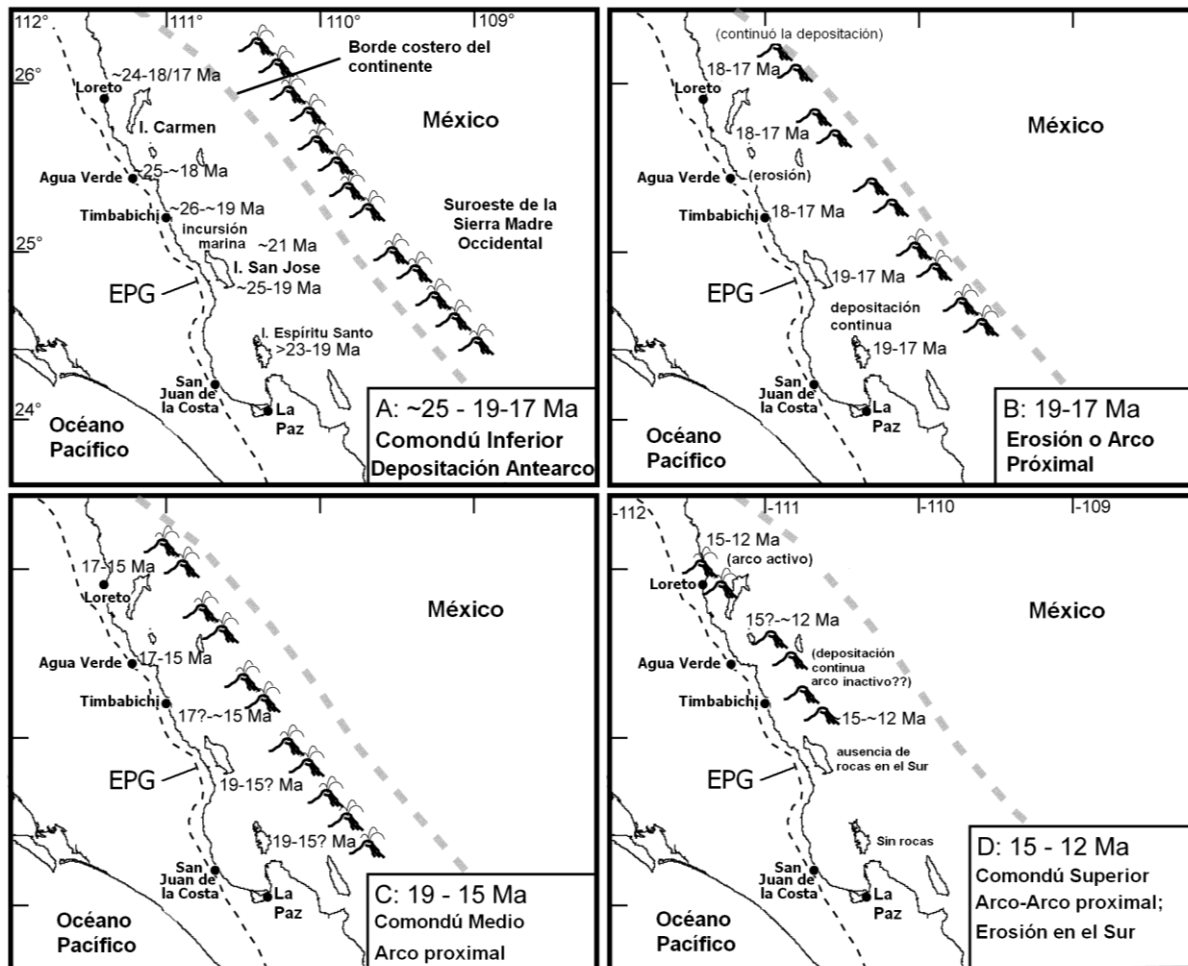


Fig. 3.9. Evolución del arco volcánico Comondú respecto a la Península de Baja California, desde La Paz hasta Loreto propuesta por Umhoefer *et al.* (2001). Tomado de Hosack (2006).

Las tres partes de el Grupo Comondú están representadas por diferentes unidades estratigráficas que finalmente han sido correlacionadas regionalmente, hacia la región de Loreto (Umhoefer *et al.*, 2001), el área de Agua Verde (Honsack, 2006), el área de Timbabichi (Plata-Hernández, 2002), la región norte de San Juan de la Costa (Drake, 2005), y la región de La Paz (Hausback, 1984). Honsack (2006) simplificó la división del Grupo Comondú en Inferior, Medio y Superior.

La parte Inferior del Grupo Comondú incluye a la Formación Cosme de 20.27 ± 0.08 Ma (Willsey *et al.*, 2002) en la región de Agua Verde, correlacionable con la Formación Portezuelo hacia San Juan de la Costa, con la Unidad A de 25.9 ± 1.0 Ma en Timbabichi y con la "Unidad clástica inferior" (~25 a 19 Ma) en la región de Loreto. Hacia el norte de San Juan de la Costa aflora la Formación Sierra Tarabillas, compuesta por las tobas Cerro Gordo (23.34 ± 0.21 Ma), Las Animas (21.81 ± 0.36 Ma), Llano Blanco (21.43 ± 0.36 Ma), Cerro Azul (20.9 ± 2.0 Ma), La Paz (18.7 ± 1.1 Ma; Hausback, 1984) y los Burros (23.02 ± 0.11 Ma), todas fechadas por Drake (2005). La parte inferior de esta formación se considera correlacionable con La Formación Cosme, mientras que el resto de la formación se correlaciona con la Formación San Isidro y Toba San Francisquito (24.16 ± 0.10 Ma; Hosack, 2006) en la región de Agua Verde, correlacionable con la Unidad E y F en Timbabichi y con la "Unidad clástica inferior" en la región de Loreto (20.27 ± 0.08 Ma; Umhoefer *et al.*, 2001). La prominente Toba San Juan de 19.50 ± 0.05 Ma (Drake, 2005) marca la transición entre la parte Inferior y Media el Grupo Comondú.

La parte Media está representada por la Formación Agua Verde (*Toba Santa Marta* de 16.60 ± 0.08 Ma; Hosack, 2006) en la región de Agua Verde, correlacionable hacia San Juan de la Costa con la Formación El Fraile (*Andesita Mechudo* de 18.64 ± 0.13 Ma; Drake, 2005), con la Unidad G en Timbabichi y con la "Unidad media de brecha y flujos de lava" en la región de Loreto.

La parte Superior del Grupo Comondú está caracterizada por areniscas y conglomerados de la Formación La Ventana, considerada de una edad menor a 17-18 Ma (Drake, 2005) por su posición estratigráfica. Esta formación se correlaciona en la región de Agua Verde con la Formación La Higuera, con la Unidad H en Timbabichi y con la "Unidad superior de flujos de lava y brecha" en Loreto (14.08 ± 0.20 Ma, 13.77 ± 0.10 Ma, y 12.36 ± 0.16 Ma; Umhoefer *et al.*, 2001).

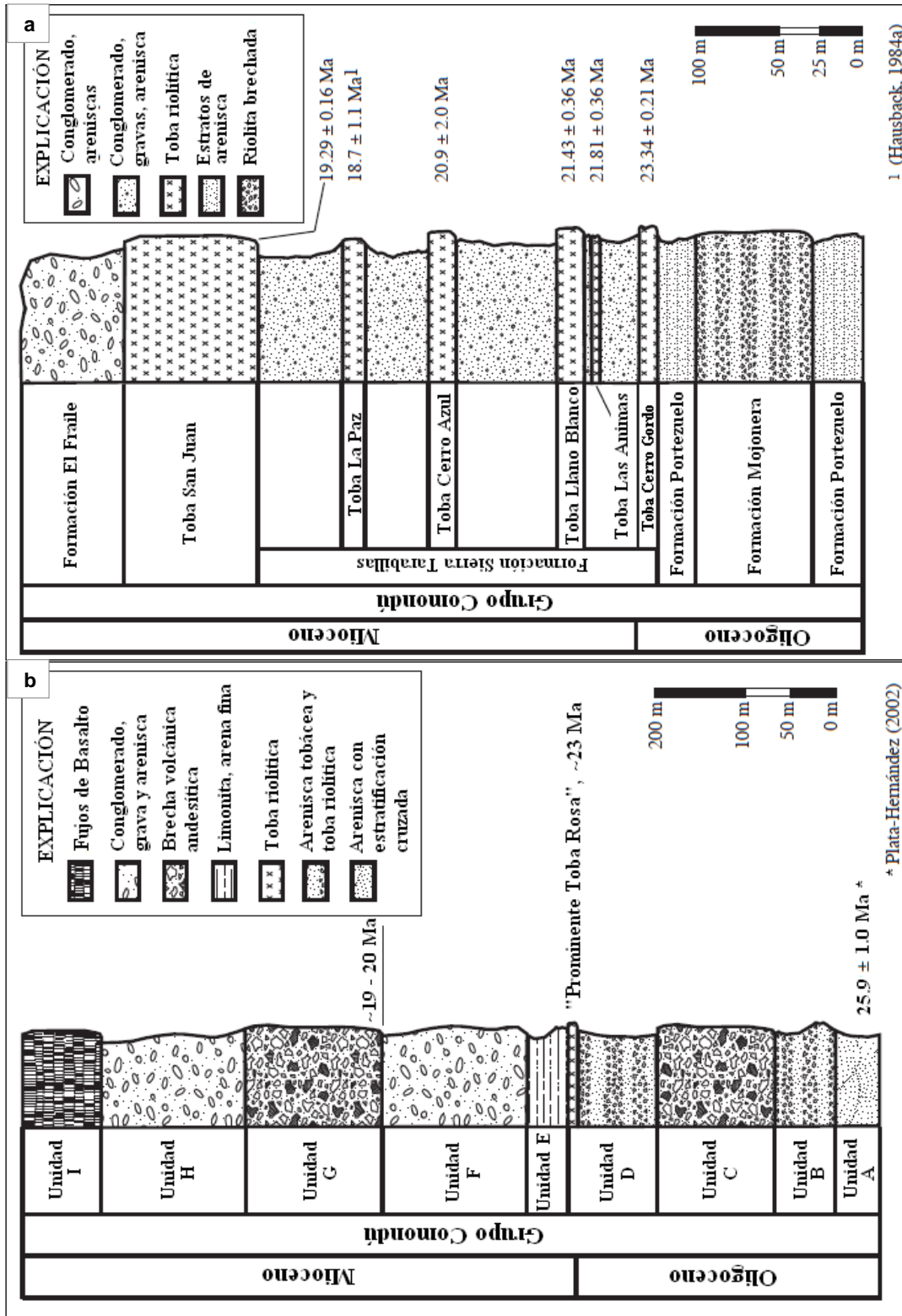


Fig. 3.10 (a-b). Estratigrafía descrita en la región de: (a) Timbabichi, (b) norte de san Juan de la Costa y (c) Bahía de La Paz. Tomado de Plata-Hernández (2002), Drake (2005) y Hausback (1984).

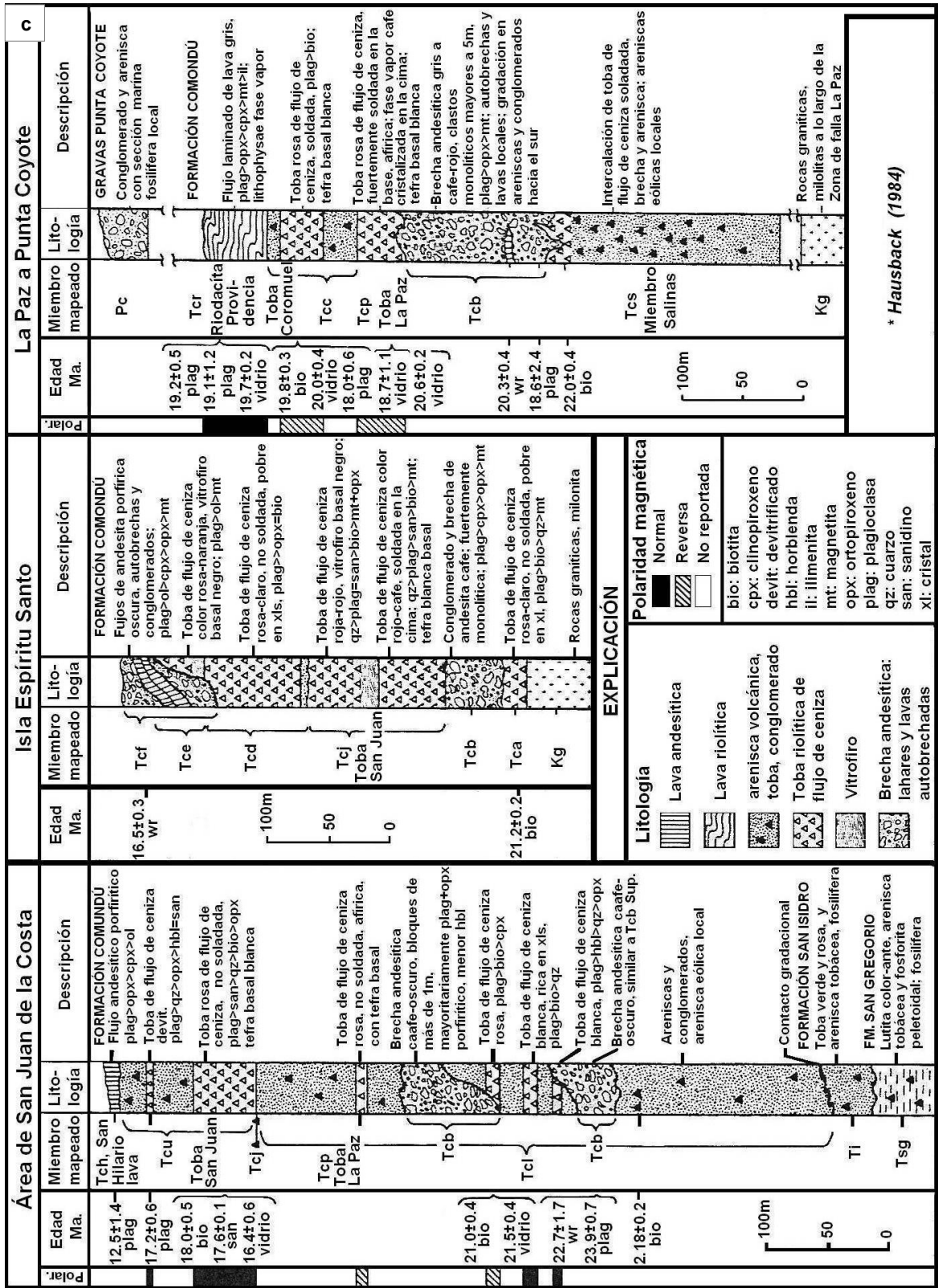


Fig. 3.10 (c). Estratigrafía descrita en la región de: (c) Bahía de La Paz. Tomado de Hausback (1984).

3.3 LA PARTE SUMERGIDA EN EL SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA

El Golfo de California o Mar de Cortés corresponde a la depresión estructural desarrollada desde el Mioceno medio por la extensión cortical que dejó la separación de la península de Baja California de Norte América. Se considera como la parte sur del Golfo de California a la zona comprendida por debajo de la latitud 26, delimitada por la *Dorsal del Pacífico Oriental* (EPR) en la boca del Golfo. Las aguas del Océano Pacífico cubren esta zona y las batimetrías mayores se encuentran hacia la parte central, llegando hasta los 4000 m de profundidad. Las características geológico-estructurales de este sector han sido documentadas gracias a trabajos geofísicos (p.ej. Lonsdale, 1991; Aragón-Arreola, 2006; Lizarralde *et al.*, 2007).

La geomorfología del área está dominada cuencas extensionales conectadas por fallas transformes de rumbo lateral derecho. Su apertura comenzó como cuencas *pull-apart* durante la extensión que se produjo a los 6 Ma. A los 3.5 Ma, las cuencas *pull-apart* se abrieron convirtiéndose en auténticos centros de expansión. Fallas normales separan los bloques continentales *riftados* de la corteza oceánica de las cuencas.

La cuenca más amplia es la Alarcón, el eje de su dorsal se extiende 50 km con una dirección SO-NE y se encuentra limitada por las fallas transformes Tamayo y Pescadero (Castillo *et al.*, 2002). Sólo en la cuenca Alarcón se presenta la formación de piso oceánico nuevo, produciéndose 135 km de corteza oceánica de 6 km de espesor (Aragón-Arreola, 2006; Sutherland, 2006; Lizarralde *et al.*, 2007), donde dominan los basaltos tipo MORB (Castillo *et al.*, 2002). Hacia el norte de la cuenca Alarcón se encuentra la cuenca Pescadero, separadas a través de la falla transforme Pescadero. Al norte de la cuenca Pescadero se encuentra la adyacente cuenca Farallón, que es limitada en la parte sur por la falla transforme Pescadero Norte y en la parte norte por la falla transforme Farallón que la separa de la cuenca del Carmen. Así mismo la cuenca Farallón es delimitada en su parte oeste por El Macizo Farallón-Sur, un complejo volcánico silíceo, dividido en dos montículos principales con pequeños centros eruptivos en la parte superior.

Las cuencas Pescadero y Farallón presentan una morfología similar a la Alarcón, sin embargo presentan una menor separación (80-160 km) y magmatismo escaso. Abundantes montes submarinos son reflejo de este magmatismo.

Estas cuencas se separan de los bloques continentales *riftados* a través de fallas normales que forman pronunciados escarpes tanto en la parte NO como en la SE. Un paquete sedimentario de aproximadamente 600 m de espesor cubre los bloques continentales. Las cuencas y los bloques continentales son afectados por abundantes fallas normales tanto activas como inactivas, algunas fallas afectan al basamento y otras solamente al paquete sedimentario. En el límite con algunas zonas de escarpe se presentan pequeños canales formados por el paso de las corrientes que actúan en el Golfo, mismas que impiden que se produzca sedimentación del material en estas zonas (Piñero-Lajas, 2008). Otras estructuras presentes corresponden cuencas sedimentarias y bancos arrecifales, así como cañones submarinos formados en ambos márgenes continentales.

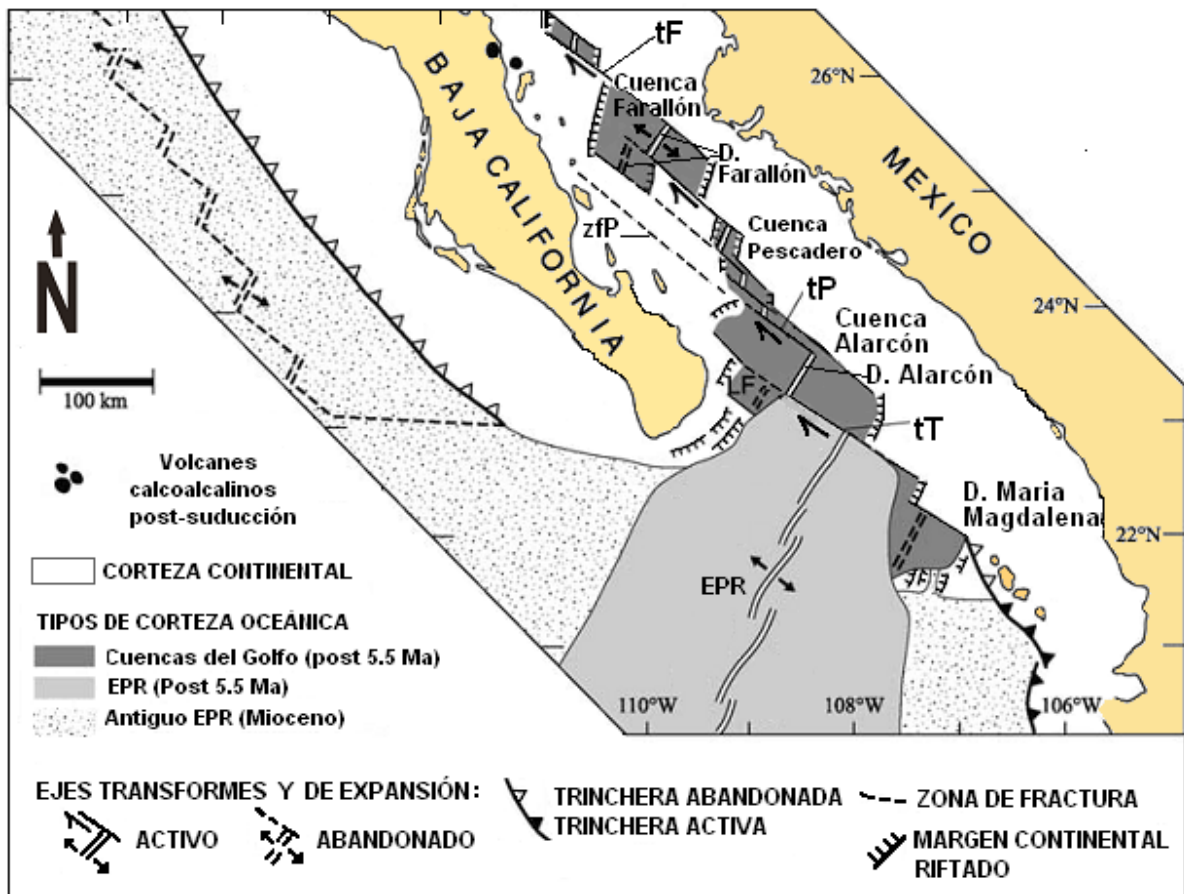


Fig. 3.11. Mapa tectónico de la parte sur del Golfo de California. (EPR) dorsal del Pacífico Oriental, (D) Dorsal, (tF) Transforme Farallón, (tP) Transforme Pescadero, (tT) Transforme Tamayo, (zfP) Zona de fractura Pescadero. Modificado de Castillo *et al.*, (2002).

2.3.2 Corteza continental sumergida

Es poco lo que se conoce sobre la naturaleza de los bloques continentales sumergidos en este sector del golfo. Piñero-Lajas (2008) estudió el basamento continental en el sector oeste de la cuenca Farallón, identificando tres tipos de basamento: plutónico, volcánico y corteza oceánica de "nueva creación". Hacia la parte central de la cuenca se presentan las rocas pertenecientes a corteza de "nueva generación", que separan los bloques *riftados* de corteza continental volcánica y plutónica (Fig. 3.12).

La corteza oceánica que se identificó en ese trabajo no es la corteza oceánica típica, sino una de "nueva creación" compuesta por un complejo de diques y *sills* con sedimentos intercalados. Este tipo de corteza se formó durante la apertura del Golfo, en la que el aporte de sedimentos clásticos fue lo suficientemente grande como para suprimir el vulcanismo extrusivo en los centros de expansión, solidificando el magma en forma de *sills* (Lonsdale, 1989; Einsele, 1985).

La corteza continental volcánica se encuentra situado entre el basamento plutónico y la corteza oceánica de "nueva creación". Esta corteza se definió en el Macizo Farallón-Sur, que delimita la cuenca Farallón en su parte oeste y corresponde a un complejo volcánico silíceo.

El basamento plutónico se sitúa a lo largo del margen oeste, paralelo a la línea de costa de la Península de Baja California. Está formado por corteza continental adelgazada, de composición mayoritariamente granodiorítica, que corresponde a dos períodos distintos de emplazamiento durante el Cretácico superior y el Mioceno temprano (Piñero-Lajas, 2008). Una disminución en el ángulo de subducción de la placa Farallón, provocó la migración del eje magmático hacia el NE, lo que desencadenó la exhumación y erosión de los batolitos más antiguos (Gastil *et al.*, 1980; Lonsdale, 1985). Durante el Mioceno Temprano, el arco volcánico regresó al NO, lo que dio como resultado el emplazamiento de otro cinturón batolítico (Lonsdale, 1989).

El basamento plutónico del Cretácico superior en este sector del golfo, corresponde al batolito emplazado durante esta época a lo largo del oeste de Norte América. Las edades ^{40}Ar - ^{39}Ar reportadas por Piñero-Lajas (2008) para muestras colectadas en las islas Santa Catalina, Santa Cruz, San Diego y Punta Botella, así como en escarpes rocosos sumergidos, varían de 90 a 100 Ma y se correlacionan con los batolitos peninsulares (*Grupo La Posta* de 93-101 Ma; Kimbrough *et al.*, 2001), el bloque Los Cabos (115 Ma) y Sierra Trinidad (Fletcher *et al.*, 2003, Fletcher *et al.*, 2000), así como con los afloramientos en las islas San José y Espíritu Santo

(Drake, 2005), y las localizadas en todo el margen oeste de Sinaloa y Sonora (Ferrari *et al.*, 2007).

El basamento plutónico del Mioceno temprano se reconoció al sur de la isla Santa Catalina y se definió gracias a un par de muestras de cuarzo-monzodiorita con edades de 19.21 ± 0.32 Ma y ~ 18 Ma. Estas edades concuerdan con una tonalita de 20 ± 0.2 Ma datada por McFall (1968) en Bahía Concepción, y un pórfido andesítico de 19.4 ± 0.9 Ma (Álvarez-Arellano *et al.*, 1999; Umhoefer *et al.*, 2001) que aflora en el cerro el Pílon de Las Parras, al noroeste de Loreto y en un cerro cercano a Los Burros, frente al norte de la isla San José en la Península. Otras señales de actividad Miocena en la región corresponden a plutones datados en el centro y oeste de México (Gastil *et al.*, 1980; Ferrari *et al.*, 2007) y a un plutón granodiorítico de 23.2 ± 0.15 Ma datado al norte de Culiacán por Iriondo (2004).

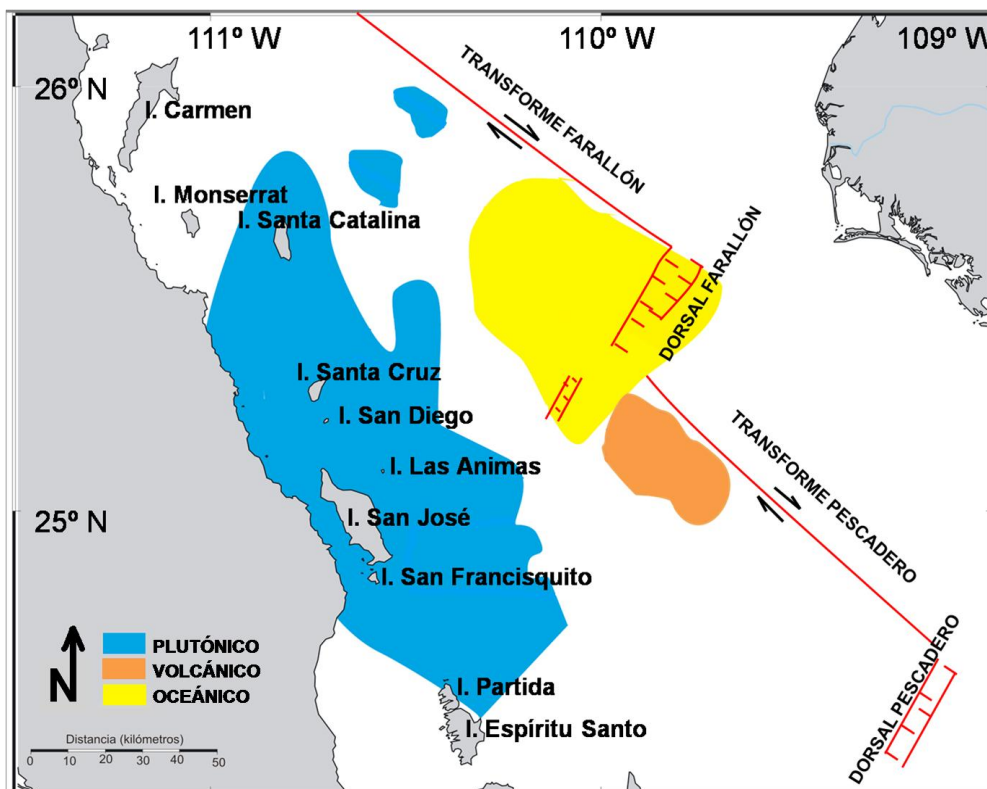


Fig. 3.12. Tipos de basamento al oeste de la cuenca Farallón. Tomado de Piñero-Lajas (2008).

4. RESULTADOS

4.1 PETROGRAFÍA

Según las descripciones elaboradas durante cada crucero, se seleccionaron las litologías silíceas volcánicas, sin embargo, finalmente se reconoce que las muestras estudiadas corresponden a litologías variables desde piroclásticas, hasta lavas riolíticas a básicas, además de un par de areniscas. A continuación se especifica cada sitio muestreado así como la descripción macroscópica y caracterización petrográfica de cada muestra.

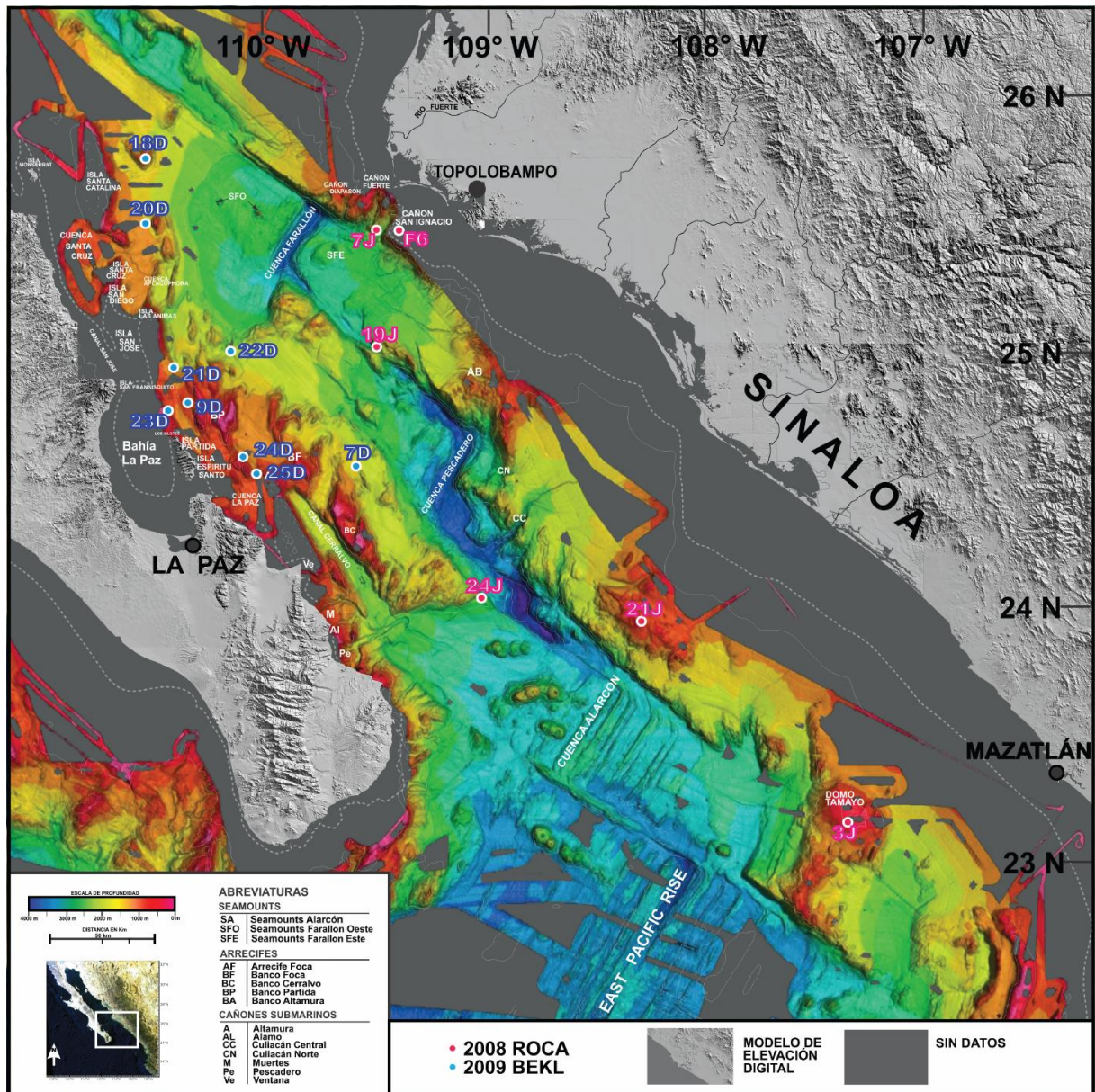


Fig. 4.1. Localización de los sitios seleccionados de ambas exploraciones.

Serie	ID		LOCALIZACIÓN	PROFUNDIDAD (m)	LAT N	LON W
	Sitio	#				
ROCA	3J	4	Domo Tamayo	578	23° 4.167510'	107° 20.562889'
		5		580	23° 4.171541'	107° 20.561708'
	7J	25	Cañón submarino San Ignacio	1390	25° 27.743208'	109° 27.59533'
	19J	24	Centro-Norte de la falla transforme Pescadero	2193	25° 0.4399619'	109° 31.01411'
	21J	13	Banco Lucenilla	483	23° 53.282856'	108° 20.01004'
	24J	9	Sur de la falla transforme Pescadero	2151	24° 0.624912'	109° 1.436280'
		16		1779	24° 0.361152'	109° 1.750086'
	F	6	Farallón de San Ignacio	No sumergida	25° 26.197'	109° 22.658
7D	1	Escarpe al NE del banco Cerralvo	1444-1440	24°27.44´	109°32.65´	
BEKL	9D	1	Arrecife Partida	736-550	24°44.29´	110°19.29´
		2				
		3				
		5				
		6				
	18D	1	NW del escarpe Farallón, NE de la Isla Santa Catalina	1268-~980	25°45.43´	110°30.87´
	20D	1	Pico volcánico al norte de la cuenca Aplacophora	1000-750	25°29.79´	110°30.89´
		4				
	21D	3	Escarpe San José	1392-1250	24°55.99´	110°24.70´
	22D	1	Extremo norte del Banco Partida	889-	24°55.19´	110°15.50´
	23D	1	Norte de la Isla Partida (E de Espíritu santo)	700-843	24°44.3´	110°25.80´
		2				
	24D	1	NW del arrecife Foca	-	24°31.02´	110°04.26´
25D	1	Arrecife Foca	728-	24°28.6´	110°00.58´	
	3					

Tabla. 4.1. Localización de los sitios seleccionados de ambas exploraciones. La ID es construida por la exploración, el número de sitio y el número de muestra. No se cuenta con los datos de profundidad de los sitios 22D, 24D y 25D.

4.1.1 ROCA

4.1.1.1 Sitio 3J

La inmersión numero 3J (Tabla 4.1), se realizó en el Domo Tamayo ubicado en el lado este del *rift*, justo en el margen SE del escarpe de la Cuenca Alarcón (Fig. 4.1).

De este sitio se consideraron dos muestras con características muy similares. 3J-4 consiste en una ignimbrita riolítica vítrea ligeramente soldada, de textura eutaxítica y matriz vítrea bastante alterada por óxido de hierro y clorita (Fig. 4.2b). Presenta abundantes esquirlas con un bajo grado de aplastamiento y vesículas de morfología variada, así como pómez relicto donde la microtextura interna ha sido destruida, afectados por desvitrificación axiolítica y una marcada recristalización que forma un fino mosaico de microcristales de cuarzo y feldespato en sus bordes internos. Contiene fenocristales de feldespato potásico subhedral, facturados, cloritizados y corroídos por oxidación, también hornblenda y ferromagnesiano esquelético, reemplazados en el borde por mineral opaco y en el centro por recristalización de cuarzo y feldespato, además de abundante clorita y sericita por alteración (Fig. 4.2c). Se observan líticos probablemente sedimentarios, con morfología angulosa y textura completamente reemplazada por óxido de hierro.

La muestra 3J-5 colectada a una mayor profundidad (Tabla 4.1), muestra menor grado de soldamiento, matriz más densa y los fenocristales son menos abundantes y de mayor tamaño. Dominan los feldespatos potásicos maclados y sericitizados, la proporción de anfíbol y ferromagnesiano es mucho menor, encontrándose escasos microfenocristales esqueléticos, alterados por óxido de hierro y reemplazados por matriz (Fig. 4.2b-e).

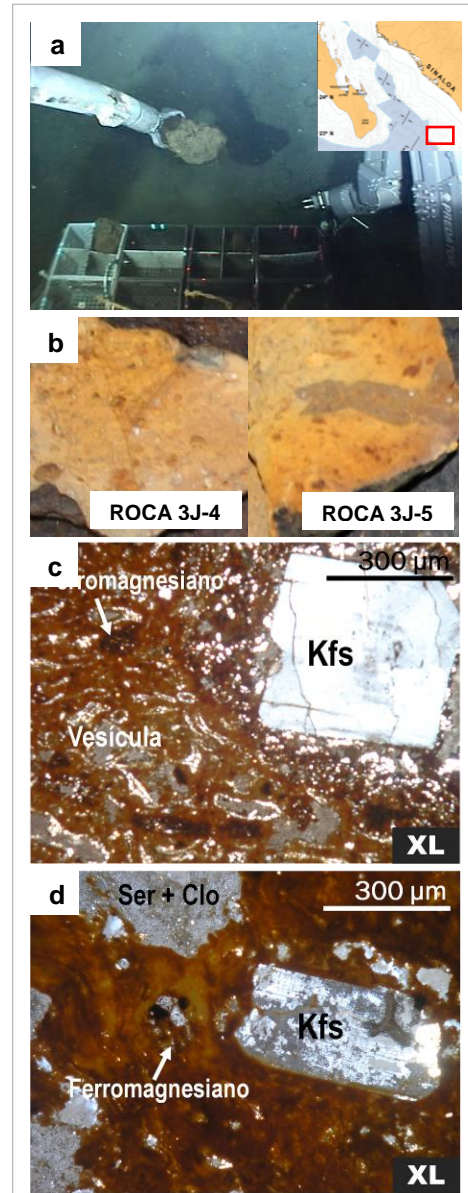


Fig. 4.2. a) Brazos de Janson durante el muestreo y mapa de ubicación; b) Fragmentos de la muestra 3J-4 y 3J-5; c) Fotomicrografía de 3J-4 mostrando un fenocristal de feldespato potásico (Kfs) sostenido por matriz eutaxítica; d) Fotomicrografía de 3J-5 mostrando fenocristales de feldespato potásico (Kfs) y ferromagnesiano, en una matriz más densa. Nicoles cruzados (XL).

4.1.1.2 Sitio 7J

El sitio de la inmersión 7J se realizó en el cañón submarino San Ignacio, al NO de la isla del mismo nombre, cerca de la costa de Sinaloa, el cual junto con los cañones Fuerte y Diapasón, forma parte de una serie de cañones ubicados en el límite de la falla transforme Farallón (Fig. 4.1). En éste sitio fue recolectada a 1390 m de profundidad la muestra 7J-25 (Tabla 4.1), que consiste en una toba silícica soldada con cavidades miarolíficas y esferulitas en una matriz silícica muy fina, además está parcialmente cubierta por óxido de manganeso (Fig. 4.3a). En sección delgada presenta una textura soldada, originalmente vitroclástica fuertemente desvitrificada y recrystalizada, se pueden ver lentes de pómez relicto parcialmente orientados con intercrecimiento de cuarzo y feldespato, formando texturas granofíricas. No se observan fenocristales y la matriz consiste en un fino mosaico félsico (textura micropoikilítica) formado por fragmentos dispersos de feldespato, cuarzo, vidrio y sericita como alteración (Fig. 4.3b-c).

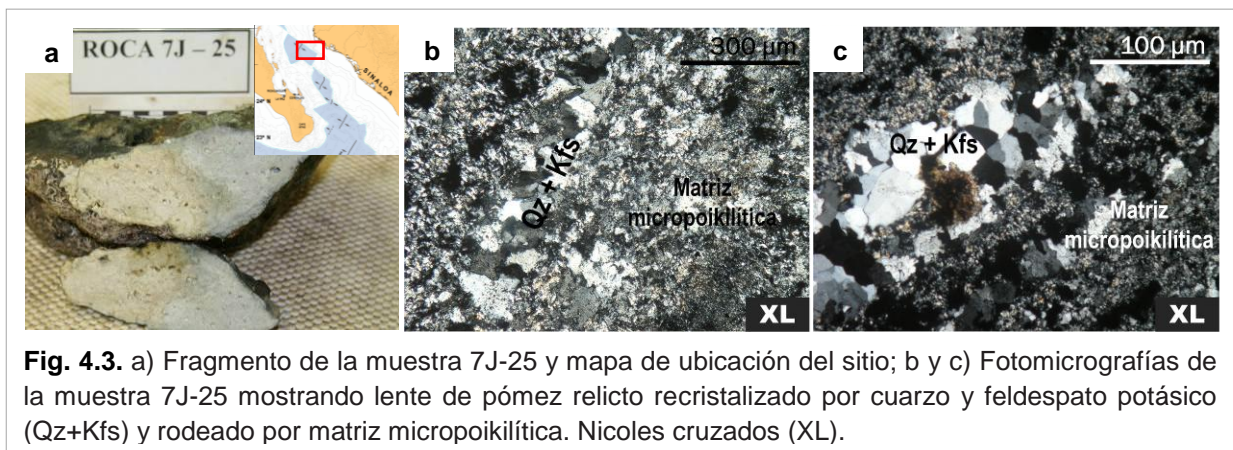


Fig. 4.3. a) Fragmento de la muestra 7J-25 y mapa de ubicación del sitio; b) y c) Fotomicrografías de la muestra 7J-25 mostrando lente de pómez relicto recrystalizado por cuarzo y feldespato potásico (Qz+Kfs) y rodeado por matriz micropoikilítica. Nícoles cruzados (XL).

4.1.1.3 Sitio 19J

En la zona centro del Rift, justo al Centro-Norte del escarpe de la falla transforme Pescadero (Fig. 4.1), se recolectó la muestra 19J-24 (Tabla 4.1), la cual consiste en una brecha poco soldada por una matriz de sedimento basáltico palagonitizado con clastos (3 cm - 5 mm) angulosos de composición basáltica (Fig. 4.4a), estos clastos presentan una textura original aparentemente intersectal, con abundantes vesículas y amígdalas rellenas de matriz reemplazada por palagonita. Algunos microlitos de plagioclasa euhedral y maclada. Se puede ver fuertemente alterada por arcillas y carbonato tanto en la matriz como en los clastos, además de abundantes escamas de sericita (Fig. 4.4b-c).

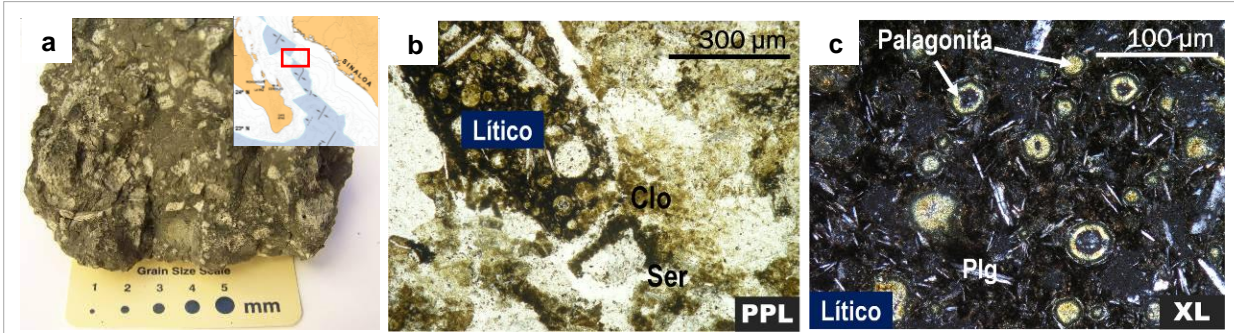


Fig. 4.4. a) Fragmento de la muestra 19J-24 y mapa de ubicación del sitio; b) Fotomicrografía mostrando parte de un clasto basáltico (Lítico) en una matriz cloritizada (Clo) con escamas de sericita (Ser); c) Fotomicrografía con detalle de uno de los clastos basálticos. Luz polarizada (PPL) y nicoles cruzados (XL).

4.1.1.4 Sitio 21J

La inmersión 21J se realizó en el Banco Lucenilla, ubicado al oeste de la falla transforme central Pescadero (Fig. 4.1). De este sitio se consideró la muestra 21J-13 (Tabla 4.1), la cual luce una matriz de gano fino color crema con abundantes microlitos de minerales oscuros, además muy laminada con varios los planos de fracturas paralelos rellenos por alteración que le dan una coloración café rojizo (Fig. 4.5a).

La revisión petrográfica muestra que se trata de una lava basáltica con textura traquítica. La matriz está compuesta por plagioclasa, clinopiroxeno reemplazado por sericita, y vidrio en menor proporción. La mineralogía esencial consiste en plagioclasa microlítica, de las que se distinguen dos generaciones tanto euhedrales como subhedrales, algunas están zonadas y con maclas simple y polisintética. Como accesorio se distingue abundante clinopiroxeno anhedral, que se presenta de forma intersticial y afectado por sericitización. Contiene varias vetillas de alteración de óxidos de hierro que cortan a la roca (Fig. 4.5b-c).

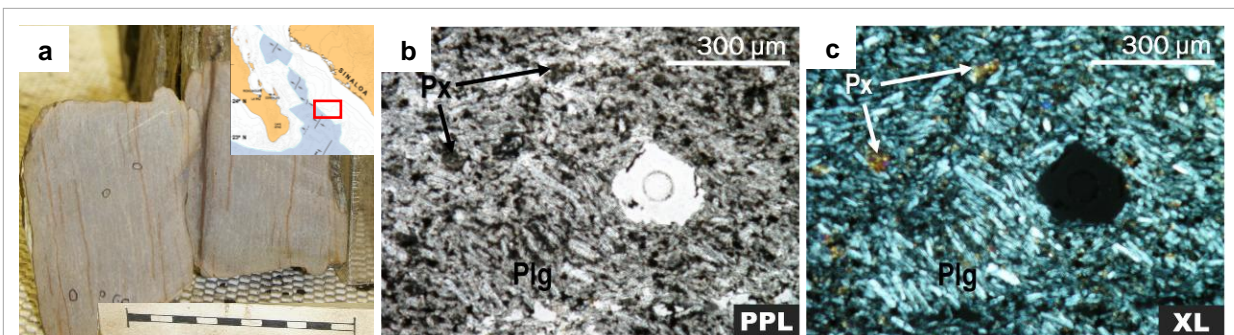


Fig. 4.5. a) Fragmento de la muestra 21J-13 y mapa de ubicación del sitio; b y c) Fotomicrografías de la muestra 21J-13 mostrando la textura traquítica formada por microlitos de plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (Px). Luz polarizada (PPL) v nicoles cruzados (XL).

4.1.1.5 Sitio 24J

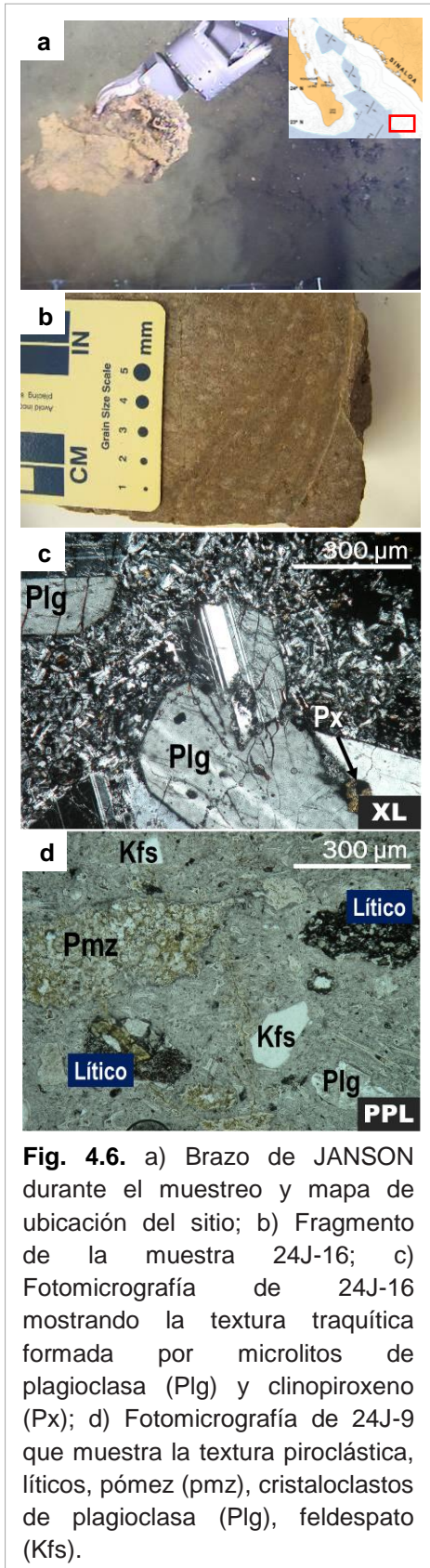


Fig. 4.6. a) Brazo de JANSON durante el muestreo y mapa de ubicación del sitio; b) Fragmento de la muestra 24J-16; c) Fotomicrografía de 24J-16 mostrando la textura traquítica formada por microlitos de plagioclasa (Plg) y clinopiroxeno (Px); d) Fotomicrografía de 24J-9 que muestra la textura piroclástica, líticos, pómez (pmz), cristaloclastos de plagioclasa (Plg), feldespato (Kfs).

La inmersión 24J se realizó en un escarpe en la parte sur de la Cuenca Pescadero, una de las cuencas submarinas formada por un centro de expansión (Fig. 4.1). En éste se consideraron dos muestras con características muy diferentes.

La muestra 24J-16 (Tabla 4.1) consiste en una lava basáltica, espilitizada. Exhibe una textura porfídica con matriz microcristalina de color rojizo, se observan fenocristales de plagioclasa de gran tamaño (1-2 cm) y ferromagnesiano, ambos parcialmente alterados por oxidación y cloritización (Fig. 4.6b). En sección delgada presenta textura glomeroporfídica con matriz traquítica espilitizada, compuesta de plagioclasa y opaco, además de clorita y óxidos como productos de alteración. Los fenocristales esenciales son plagioclasas euhedrales y subhedrales, con maclas simple y polisintética, fuertemente reabsorbidas y con fracturas rellenas por óxidos. Se presentan en aglomeraciones y con inclusiones de microfenocristales de apatito. Como accesorios se observan titanita e intercúmulos de clinopiroxeno anhedral, alterado por sericita y algunas con el borde corroído por óxidos (Fig. 4.6c).

En el mismo sitio pero a una mayor profundidad se recolectó la muestra 24J-9 (Tabla 4.1) que consiste en una ignimbrita riolítica rica en líticos, presenta matriz de grano fino de coloración rojiza, cristaloclastos de cuarzo y feldespato, además son predominantes los líticos del tamaño de lapilli (Fig. 4.6a). Petrográficamente muestra una clara textura piroclástica, la matriz cinerítica presenta algunas estructuras de flujo, esferulitas y esquirlas de vidrio. Los cristaloclastos son cuarzo (~2 mm) angular y

redondeado, algunos reabsorbidos y con golfos de corrosión rellenos por matriz desvitrificada, también plagioclasa (~1 mm) reabsorbida y feldespato potásico euhedral y en fragmentos, con inclusiones de zircón (textura poikilítica). Los accesorios son biotita subhedral (~1 mm), fracturada por flujo y alterada por arcillas y clorita, algunas casi esqueléticas con el borde reemplazado por opaco. También hay titanita reabsorbida, sericitizada y cloritizada. Presenta fiammes de pómez relicto (1 mm- 5 cm) con esferulitas, y son abundantes las esquirlas de vidrio, así como las vesículas de varias morfologías y rellenas por sericita. Contiene abundantes líticos, entre los que se distingue una toba riolítica (~5 mm) densamente soldada, de textura eutaxítica y matriz cloritizada, con plagioclasa, feldespato, cuarzo y fiamme desvitrificado. También gabro (~2 mm) con textura intersectal, matriz reemplazada por magnetita y sericita, con fenocristales de plagioclasa y olivino. Otro es una lava basáltica con la misma mineralogía pero con textura porfídica. Además de una ignimbrita de textura eutaxítica con matriz reemplazada por opacos, fenocristales de plagioclasa microlítica y pómez alterado por clorita y sericita (Fig. 4.6b).

4.1.1.6 Sitio F

Cercana a la costa de Topolobampo Sinaloa, fue colectada la única muestra no sumergida analizada en el Farallón de San Ignacio (Fig. 4.1 y 4.7a). La muestra F6 (Tabla 4.1) que fue colectada en este sitio corresponde a una lava riolítica con estructura fluidal y textura porfídica. La matriz es microcristalina de color rojizo, con fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico fracturado (2 mm), también ferromagnesiano con el borde reemplazado por óxidos y el núcleo alterado por clorita. Presenta fracturas (alineadas con los planos de flujo) rellenas por óxidos y clorita como alteración (Fig. 4.7b).

Petrográficamente la textura es glomeroporfídica y la matriz está formada por microlitos de feldespato y por vidrio, con estructuras fluidales. Los minerales esenciales son plagioclasa subhedrales y anhedrales, con maclas simple y polisintética, fracturados, reabsorbidas con textura gráfica y esqueléticos rellenos por matriz. También se observan microlitos de feldespato potásico euhedral y subhedral, con macla simple, algunos con marcas de desgasificación y estructuras de foliación por flujo. Como accesorios se presentan fenocristales de olivino y/o clinopiroxeno euhedrales y anhedrales, idingsitizados y esqueléticos reemplazados por opaco. Algunos forman aglomeraciones con plagioclasa. Existe cuarzo subredondeado pero solo como producto secundario formando aglomeraciones alrededor de otros fenocristales, así como

zonas fuertemente alteradas por clorita, donde la formación de opaco se acentúa y el arreglo textural de los cristales cambia notoriamente por microlitos de plagioclasa alineadas (Fig. 4.7c).



Fig. 4.7. a) Vista de la isla Farallón de San Ignacio y mapa de ubicación del sitio; b) Fragmento de la muestra ROCA F6 con textura fluidal; c) Fotomicrografía de ROCA F6 mostrando fenocristales de clinopiroxeno (Px) y la matriz formada por microlitos de feldespato (Kfs) y vidrio. Nícoles cruzados (XL).

4.1.2 BEKL

4.1.2.1 Sitio 7D

Este sitio se encuentra ubicado al NE del Banco Cerralvo, entre la Cuenca Pescadero y el Banco Foca (Fig. 4.1). Se considero la muestra 7D-1 (Tabla 4.1), una toba riolítica soldada, color gris oscuro, textura porfídica y matriz microcristalina (apariencia cinerítica), con fenocristales bien preservados de feldespato potásico tabulares (1-5 mm) y Biotita (~2 mm) laminar y alargada, alterada por clorita y oxidación (Fig. 4.8a).

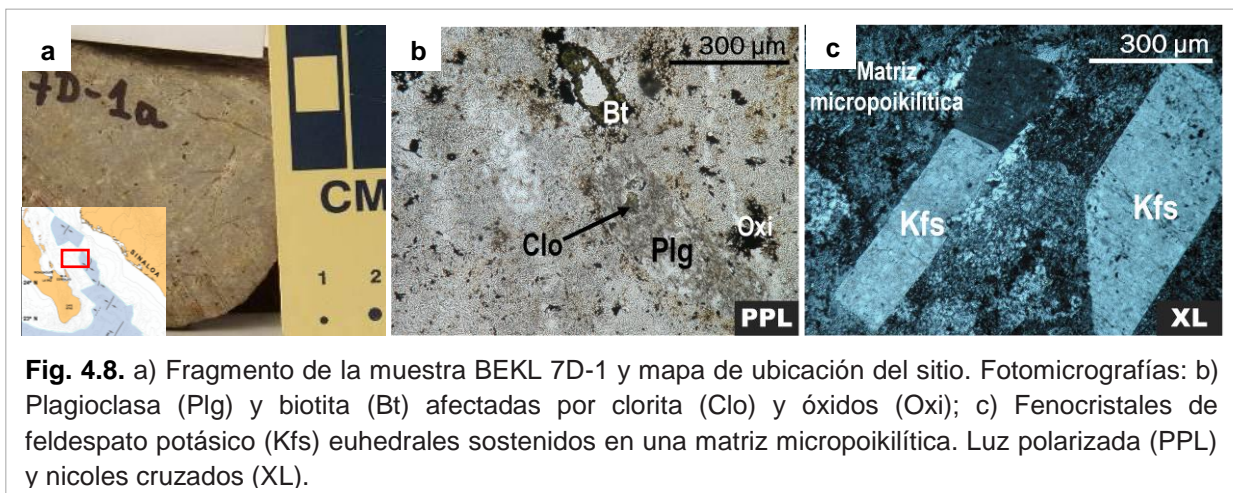


Fig. 4.8. a) Fragmento de la muestra BEKL 7D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Plagioclasa (Plg) y biotita (Bt) afectadas por clorita (Clo) y óxidos (Oxi); c) Fenocristales de feldespato potásico (Kfs) euhedrales sostenidos en una matriz micropoikilítica. Luz polarizada (PPL) y nícoles cruzados (XL).

En sección delgada, presenta una textura general porfídica, la matriz se observa como un fino mosaico félsico de textura micropoikilitica, compuesto por fragmentos dispersos de plagioclasa, opacos y vidrio desvitrificado. Los escasos fenocristales presentes son feldespatos potásicos desde euhedrales hasta anhedrales, algunos con macla simple y pertitas (Fig. 4.8c), también plagioclasa euhedral (~1 mm) con macla simple y parcialmente sericitizada (Fig. 4.8b). Se presentan variaciones texturales en las relaciones intercrystalinas de cuarzo y feldespato, representadas por intercrecimientos que forman texturas granofíricas y micropoikiliticas. Los minerales accesorios son escasos y pequeños fenocristales anhedrales de biotita alterada a clorita y con el borde corroído por oxidación, además son apenas reconocibles algunos cristales de zircón y apatito. En muestra de mano se puede ver muy afectada por oxidación y clorita, tanto en superficie como en pequeñas fracturas donde existe un reemplazamiento total a magnetita, además de abundantes filiformes coincidentes con las zonas de texturas granofíricas (Fig. 4.8b).

4.1.2.2 Sitio 9D

Las muestras analizadas del sitio 9D (Tabla 4.1) ubicado cercano a la isla Espíritu Santo, justo al oeste del arrecife Partida (Fig. 4.1) corresponden a ignimbrítas riolíticas ricas en líticos, cristales y pómez. Las alteraciones son propias de muestras sumergidas, como formación de clorita, zeolitas, oxidación y sericitación.

Las ignimbrítas riolíticas BEKL 9D-1, 2, 3 y 6, lucen parcialmente soldadas y de coloración café rojizo. Presentan textura porfidoclástica con la misma mineralogía, aunque varían en el grado de alteración y en la cantidad, tamaño y composición de líticos. Lucen matriz microcristalina de apariencia cinerítica y cristales de feldespato potásico (~1 mm), cuarzo (~2 mm) que reemplaza cavidades en fiammes, plagioclasa (~1 mm) fragmentada, biotita (~2 mm) y hornblenda (~1 mm) acicular, ligeramente afectados por óxido. Así como fiammes (~2 cm) orientados, con coloraciones desde café hasta blanco, poco porosos y con cristales incluidos (Fig. 4.9a-d-g-j).

En sección delgada, presentan textura piroclástica con matriz compuesta por plagioclasa, mineral opaco y vidrio afectado por desvitrificación. Los cristaloclastos principales son cuarzo bipiramidal y redondeado, fracturados y con golfos de corrosión rellenos por matriz. También feldespato potásico reabsorbido y plagioclasas subhedrales, rellenos por matriz, con macla simple y polisintética. Son abundantes las esferulitas y simplectitas de feldespato potásico alrededor de otros fenocristales (excepto en 9D-1). Como accesorios se presentan hornblenda

y biotita acicular, parcialmente orientada y con el borde corroído por oxidación. Asimismo, titanita reabsorbida y oxidada, además de apatito y zircón como microlitos incluidos en plagioclasas. Contienen abundante pómez colapsada de textura eutaxítica y desvitrificada (axiolitas y esferulitas), algunos bordeados por relictos de matriz desvitrificada, otros presentan líneas de fluidez y texturas granofíricas en el borde de fiamme, además frecuentemente contienen cristaloclastos de cuarzo, feldespato potásico y biotita (Fig. 4.9b-e-h-k).

Presentan abundantes líticos deformados (excepto en 9D-1), fuertemente sericitizados, cloritizados y oxidados. Son reconocibles una dacita o riolita (1-4 cm) de textura porfídica y matriz reemplazada por óxidos, con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa, hornblenda y biotita casi completamente reemplazados por opaco (Fig. 4.9c). También una lava basáltica (~2 cm) de textura seriada, matriz reemplazada por óxidos y fenocristales de plagioclasas y ferromagnesianos subhedrales (Fig. 4.9f-i-l). Otra lava basáltica (~2 cm) de textura traquítica, con fenocristales de plagioclasas subhedrales (solo se aparece en 9D-6). Igualmente se distingue otro tipo de lítico (~1 mm a 1 cm) probablemente intrusivo, fuertemente reemplazado por óxidos.

En general la muestra 9D-1 presenta los líticos de mayor tamaño, mientras que en la muestra 9D-2 la deformación es mas intensa y los cristales son de menor tamaño, además de ser la menos alterada de estas, por el contrario, en 9D-6 son más abundantes tanto los líticos al igual que los cristales, además de presentar un mayor grado de desvitrificación en matriz y alteración mas notoria que en las demás.

Con características diferentes, la muestra 9D-5 tomada en este mismo sitio corresponde a una ignimbrita riolítica rica en pómez y líticos, ligeramente soldada y de color gris muy claro. Presenta textura porfidoclástica, con matriz cinerítica y cristales de feldespato potásico (~1 mm), cuarzo subredondeado (~1 mm) incluido en algunos fiammes, plagioclasa (~1 mm), biotita y hornblenda (~1 mm) fragmentada y afectada por oxidación. También pómez (~1 mm- 7 cm) blancas y oscuras, algunos colapsados y orientados. La clorita forma una capa que cubre la roca (Fig. 4.10a).

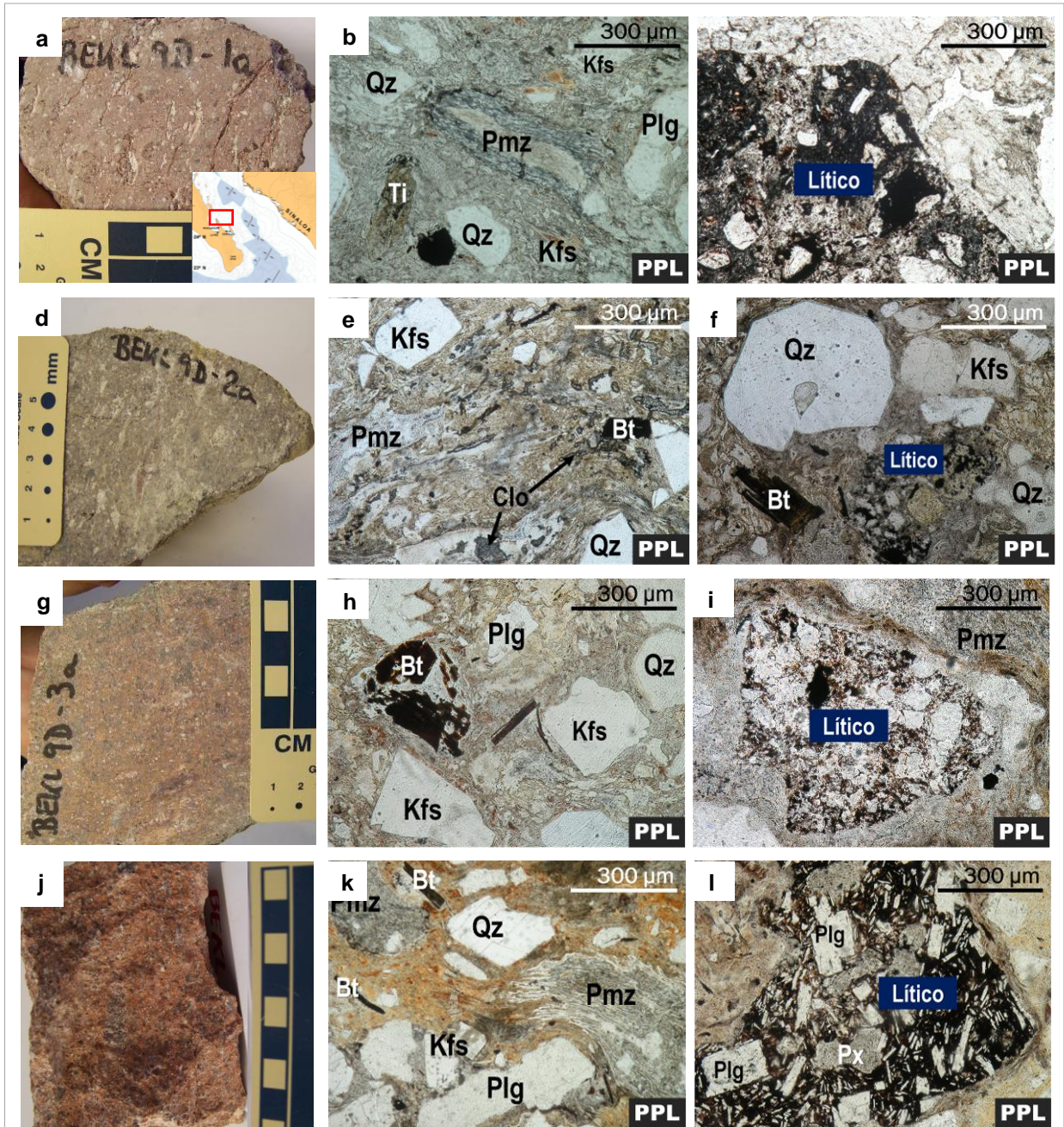


Fig. 4.9.

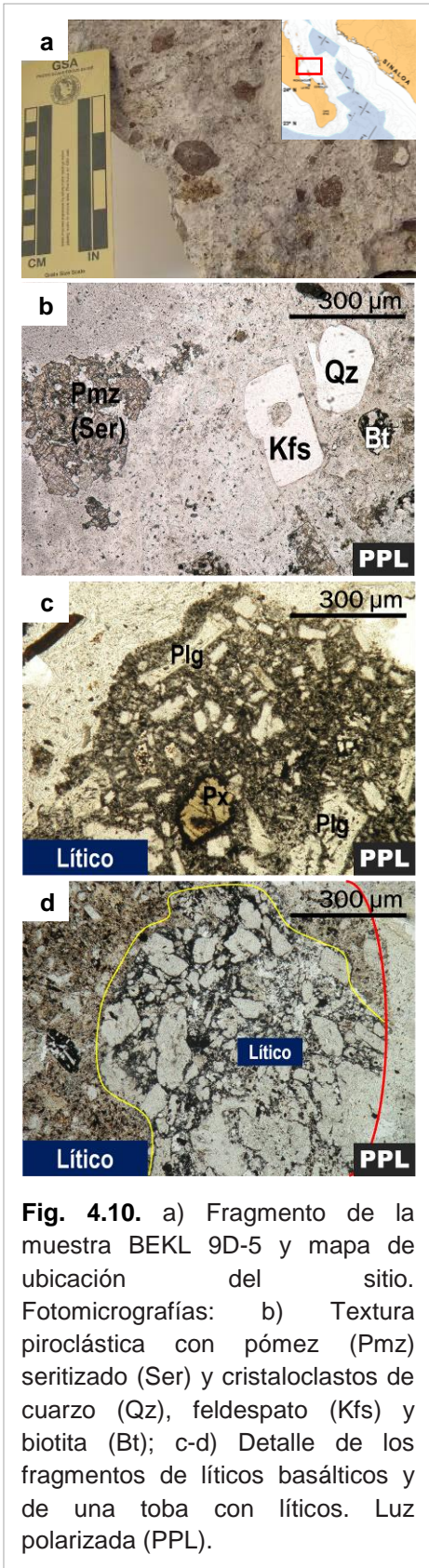
BEKL 9D-1: a) Fragmento de la muestra y detalle del mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura y mineralogía general y c) Detalle de uno de los líticos dacíticos o riolíticos.

BEKL 9D-2: d) Fragmento de la muestra. Fotomicrografías: e) Textura y mineralogía general y f) Detalle de uno de los líticos basálticos.

BEKL 9D-3: g) Fragmento de la muestra. Fotomicrografías: h) Textura y mineralogía general y i) Detalle de uno de los líticos basálticos.

BEKL 9D-6: j) Fragmento de la muestra. Fotomicrografías: k) Textura y mineralogía general y l) Detalle de uno de los líticos basálticos.

Cuarzo (Qz), feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Plg), biotita (Bt), titanita (Ti), piroxeno (Px), pómez (Pmz), clorita (Clo). Luz polarizada (PPL).



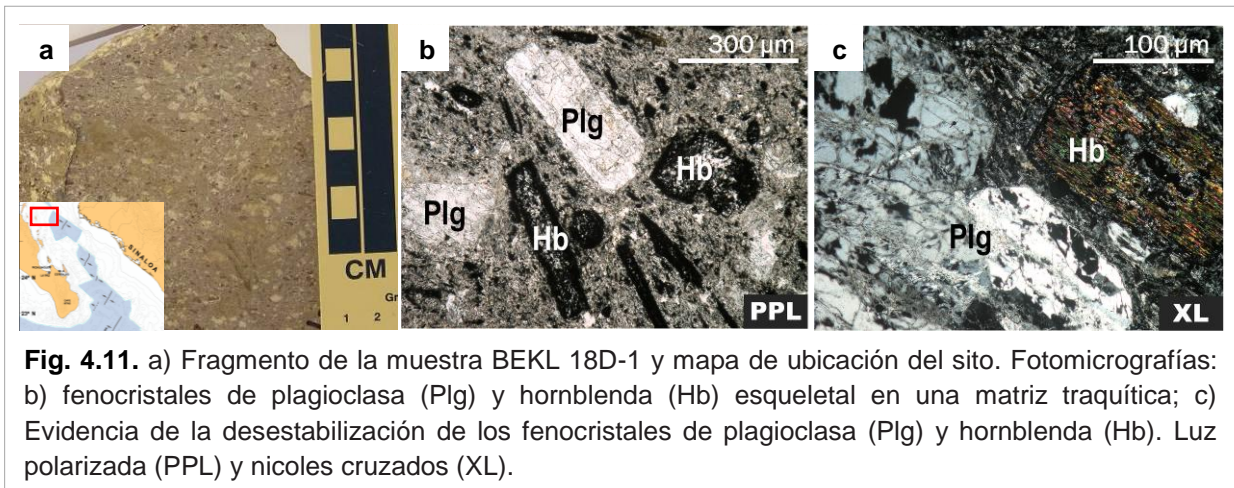
En sección delgada presenta textura piroclástica, con matriz cinerítica con feldespato potásico y cuarzo, con variaciones texturales (granofíricas) y esquirlas de vidrio. Los cristaloclastos principales son cuarzo monocristalino, redondeados, y con golfos rellenos por matriz desvitrificada. Se presenta feldespato potásico euhedral y en fragmentos, con inclusiones de zircón (texturas poikilíticas), y formando esferulitas junto con cuarzo. También plagioclasa anhedral, fragmentada y fracturada. Como accesorios se distinguen biotita subhedral, alteradas por arcillas y clorita, algunas casi esqueléticas reemplazadas por opaco, lucen evidentemente deformados y fracturados por flujo. Asimismo titanita anhedral sericitizada, reabsorbida y parcialmente alterada a clorita. Se observa pómez (1 mm- 5 cm) desvitrificados (con esferulitas y lithophysae) no colapsado y fuertemente reemplazados por sericita, también abundantes esquirlas de vidrio y algunas con corrosión en el borde (Fig. 4.10b).

Contiene abundantes líticos, entre los que se destacan fragmentos de una toba o brecha (1-3 cm) rica en líticos muy alterados y con fenocristales de feldespato potásico y cuarzo con el borde reemplazado por magnetita, biotita sericitizada y vidrio recristalizado (Fig. 4.10d). También lavas basálticas (~1 cm) con textura porfídica, matriz reemplazada por opaco, con plagioclasa, olivino y/o piroxeno (Fig. 4.10c) y otros con textura traquítica donde no se reconocen olivinos, también se distingue granito (~3 mm), con la matriz reemplazada por opacos, fenocristales de cuarzo y feldespato potásico reemplazados por matriz y sericitizados. Además de otros con aspecto sedimentario afectados por oxidación.

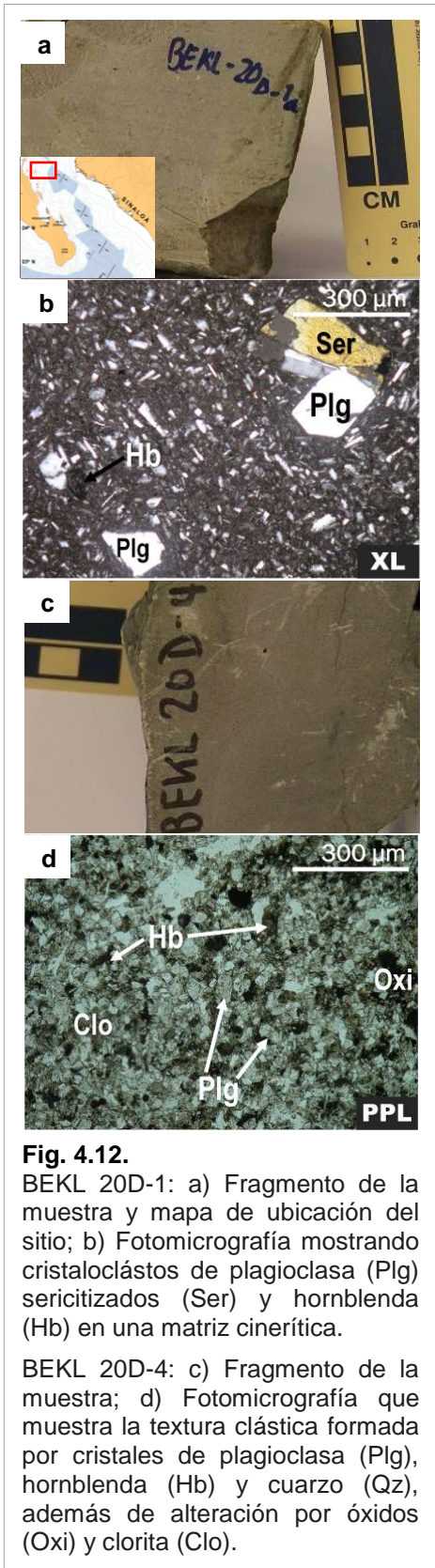
4.1.2.3 Sitio 18D

El sitio 18D se localiza al NO del escarpe Farallón, al NE de la isla Santa Catalina (Fig. 4.1). Se considero la muestra 18D-1 (Tabla 4.1), correspondiente a una lava andesítica rica en cristales, color gris-café, de textura porfídica con los fenocristales parcialmente orientados. Se observa una matriz microcristalina envolviendo fenocristales de plagioclasa (~2 cm) columnares y redondeados, así como hornblenda (~5 mm) acicular y biotita (~3 mm), ambas afectadas por óxidos de hierro (Fig. 4.11a).

En sección delgada, presenta textura glomeroporfídica con matriz traquítica (pilotaxítica), compuesta principalmente por plagioclasa, biotita y hornblenda reemplazadas por opaco, y vidrio en menor proporción, se puede ver bastante deformada con los microfenocristales fuertemente desestabilizados. Los fenocristales esenciales consisten en plagioclasas de gran tamaño, euhedrales y subhedrales, zonados, con maclas simple y polisintética, se pueden ver fuertemente reabsorbidas (textura spongy celular, grafica y en tamiz) y también presentan cierta alineación e inclusiones de apatito y zircón. Los accesorios son hornblenda y biotita euhedrales y subhedrales, reemplazadas por opaco, la mayoría son esqueléticas y rellenos de matriz, así como con evidencias de deshidratación. Además de sericitización, cloritización y saussuritización como alteraciones (Fig. 4.11b-c).



4.1.2.4 Sitio 20D



Este sitio se encuentra ubicado en un pico volcánico al norte de la cuenca Aplacophora (Fig. 4.1), del cual se han considerado dos muestras, las que presentan características macroscópicas muy similares, pero que en sección delgada son diferentes.

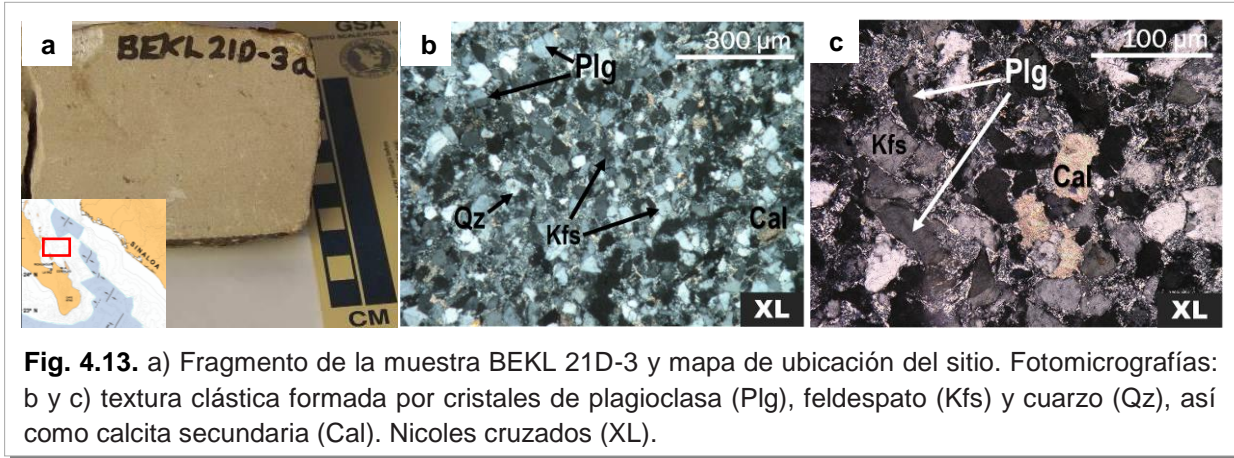
La muestra 20D-1 (Tabla 4.1) se trata de una toba riolítica, color gris claro, textura porfídica, matriz silícica cinerítica, con cristaloclastos muy pequeños, de plagioclasa (~1-2 mm) anhedral, hornblenda (~1 mm) acicular y alargada, reemplazada por óxido de hierro (Fig. 4.12a). En sección delgada presenta una textura seriada, con la matriz compuesta de plagioclasa, feldespato potásico y vidrio, alterada por opaco. Los minerales esenciales presentes consisten en plagioclasa (~1-5 mm) euhedrales y fragmental, zonadas y reabsorbidas (textura spongy cellullar), con macla simple y polisintética, también se observa en menor medida feldespato potásico (<1 mm) euhedrales y fracturados, con macla simple, siendo mas abundante como microfenocristales en matriz que como cristales aislados, figuran asociaciones alineadas de plagioclasa y feldespato potásico bordeando otros fenocristales. Como accesorios se presenta hornblenda y biotita (~1 mm) euhedral y subhedral, algunas esqueléticas con el borde reemplazado por opaco y rellenas de matriz. Se pueden ver escasa titanita en matriz, además de inclusiones de zircón y apatito en plagioclasa. En general se distingue la sericitación de las plagioclasas y cloritización en anfíbol y mica, tanto en matriz como en fenocristales, así como la presencia de zeolita (Fig. 4.12b).

Macroscópicamente, la muestra 20D-4 (Tabla 4.1) tiene una apariencia similar a la anterior, mostrando una coloración gris claro y alto grado de compactación, así como, textura afanítica con matriz silícica microcristalina, que rodea minerales de plagioclasa (<1 mm), hornblenda (<1 mm) aciculares y alargados, reemplazada por óxidos de hierro, siendo estos apenas reconocibles a esta escala (Fig. 4.12c). Sin embargo, presenta características petrográficas muy distintas, que la clasifican como una arenisca (grauwaka feldespática) moderadamente clasificada, que presenta una textura clástica con alrededor del 15% matriz criptocristalina, compuesta de plagioclasa, cuarzo y en parte calcita y clorita secundaria. Se observan cristales de feldespato potásico con algunos rasgos de corrosión pero bien conservado, siendo incluso distinguibles cristales euhedrales y características como macla simple y pertitas. También se observan plagioclasas subangulosas con macla simple y polisintética, se pueden ver reabsorbidas y corroídas. Otro componente menos abundante es el cuarzo ígneo subredondeado, mono y policristalino, con extinción recta y ondulante, reabsorbidos y con inclusiones de matriz. Además se presentan cristales de color pardo alterados por clorita y con el borde corroído por opaco, así como zircón y/o apatito euhedrales con relieve alto. Existe vidrio presente pero no muy abundante. En general los cristales no presentan una morfología redondeada sino subhedral y abundante formación de óxidos de hierro, clorita, sericita y calcita, como producto de alteración (Fig. 4.12d).

4.1.2.5 Sitio 21D

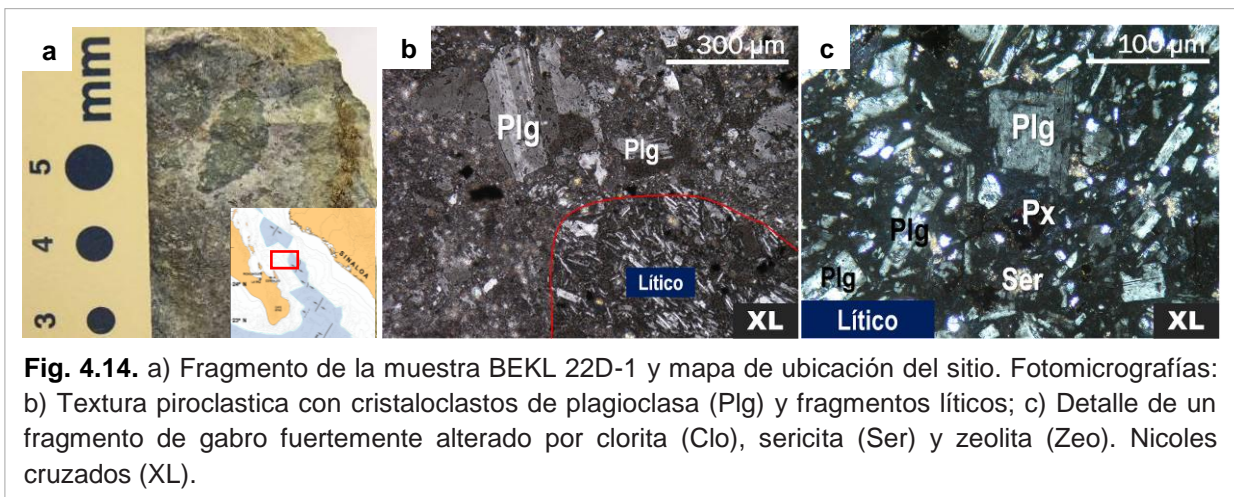
Del sitio ubicado en el escarpe San José, al oeste de la isla del mismo nombre (Fig. 4.1), se considero la muestra 21D-3 (Tabla 4.1) de apariencia cinerítica, color rosa claro-beige, medianamente compacta. Luce matriz microcristalina y son apenas reconocibles cristales de plagioclasa (~1 mm) color blanco y hornblenda ó biotita (~1 mm) aciculares y alargados (Fig. 4.13a). En cambio, en sección delgada se distingue como una arenisca (volcanoclástico) y presenta una textura clástica, bien clasificada y porosa. Además formación de cemento, criptocristalino, compuesto de cuarzo secundario y calcita. Esta formada predominantemente por siliciclastos, los más abundantes son de feldespato potásico subanguloso, con macla simple, pertitas, fracturados y con rasgos de corrosión. También cristales de plagioclasa que no presentan una morfología redondeada sino subhedral, con macla simple y polisintética, muy fracturados, se pueden ver reabsorbidas y con un borde fino color rojizo de óxido de hierro (Fig. 4.13b-c). En menor proporción se puede ver cuarzo subredondeado, monocristalino y con inclusiones fluidas. Asimismo se encuentra zircón y apatito euhedrales con relieve alto, sobre

todo incluidos en plagioclasa. Se presenta abundante formación de óxidos de hierro, clorita, sericita y glauconita, como productos de alteración en cristales y como cemento.



4.1.2.6 Sitio 22D

El dragado número 22 se realizó en un escarpe ubicado al extremo norte de Banco Partida, que se ubica al NE de la isla Partida y el canal Los Islotes (Fig. 4.1). La muestra 22D-1 (Tabla 4.1) de este sitio, presenta una apariencia brechoide y color gris oscuro (verdoso por alteración). Luce una matriz microcristalina, se distinguen fenocristales de plagioclasa (~3 mm) anhedral y feldespato potásico (~2 mm) alargados, ambos cloritizados. También hornblenda (~1 mm) acicular y alargada, reemplazada por óxidos. Un componente sobresaliente son los fragmentos de líticos angulosos (probablemente hialoclástitas) con un aparente borde de reacción (Fig. 4.14a).



Petrográficamente, presenta fuertes variaciones texturales, intuyéndose una naturaleza volcanoclástica. La matriz esta compuesta por plagioclasa, vidrio, clorita y sercita. Contiene cristaloclastos de plagioclasa (~2 mm) subhedral y anhedral, algunas están zonadas y presentan macla polisintética, todas reabsorbidas (textura gráfica) e incluso con golfos de corrosión, además presentan inclusiones de sercita y/o zeolita. También se observan escasos y pequeños ferromagnesianos anhedrales fuertemente alterados por sercita y/o zeolita, así como por óxidos (Fig. 4.14b).

Se presentan líticos angulosos bordeados por matriz fuertemente serciticizada. Se distingue una lava basáltica (~2 cm) con textura seriada, con fenocristales de plagioclasa reabsorbidas, olivino o piroxeno casi completamente reemplazados por magnetita. También otra lava basáltica (~1 mm- 1 cm) pero con textura traquítica donde se reconocen plagioclasas subhedrales y microlitos alrededor de otros fenocristales. Además un intrusivo aparentemente gabroico (~1 mm- 1 cm) fuertemente alterado, solo se reconocen plagioclasas, el resto de la mineralogía ah sido reemplazada por clorita, sercita y zeolita (Fig. 4.14c).

4.1.2.7 Sitio 23D

El dragado BEKL 23D se realizó en el escarpe oeste del canal Los Islotes, ubicado en la boca de la bahía de La Paz, al Norte de la isla Partida (Fig. 4.1). El par de muestras seleccionadas de este sitio presentan diferentes características tanto macroscópicas como petrográficas.

La muestra 23D-1 (Tabla 4.1) considerada en este sitio, luce bastante alterada, por lo que es apenas reconocible su naturaleza volcanoclástica. La proporción de matriz microcristalina (cinerítica) es dominante, lo que le da una coloración rosa (rojiza) y presenta fenocristales de feldespato potásico (~2 mm) tabulares, cuarzo (~1 mm) amorfo y hornblenda (~1 mm) acicular y reemplazada por magnetita (Fig. 4.15a).

El análisis petrográfico muestra que puede tratarse de una toba andesítica un fuerte grado de alteración y se puede distinguir la matriz de textura micropoikilítica. Contiene fragmentos de cristales de plagioclasa y/o feldespato potásico con macla simple, alterados por carbonato y epidota, así como otros en forma de microlitos con orientación preferente solo en algunos sectores. Se observan zircón y/o apatito subhedral incluidos en las plagioclasas. También se presenta olivino subhedral y anhedral, iddingsitizado, la mayoría esqueletal con el borde

reemplazado por opaco y el centro por matriz y clorita. Además de escasos y pequeños microfenocristales de biotita acicular, reemplazada por óxido. Un rasgo sobresaliente son los abundantes filamentos de sericita en toda la muestra (Fig. 4.15b). Es posible distinguir fragmentos líticos de lava basáltica (~1 cm) redondeados, con textura traquítica, matriz reemplazada por magnetita y microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino esqueléticas (Fig. 4.15c).

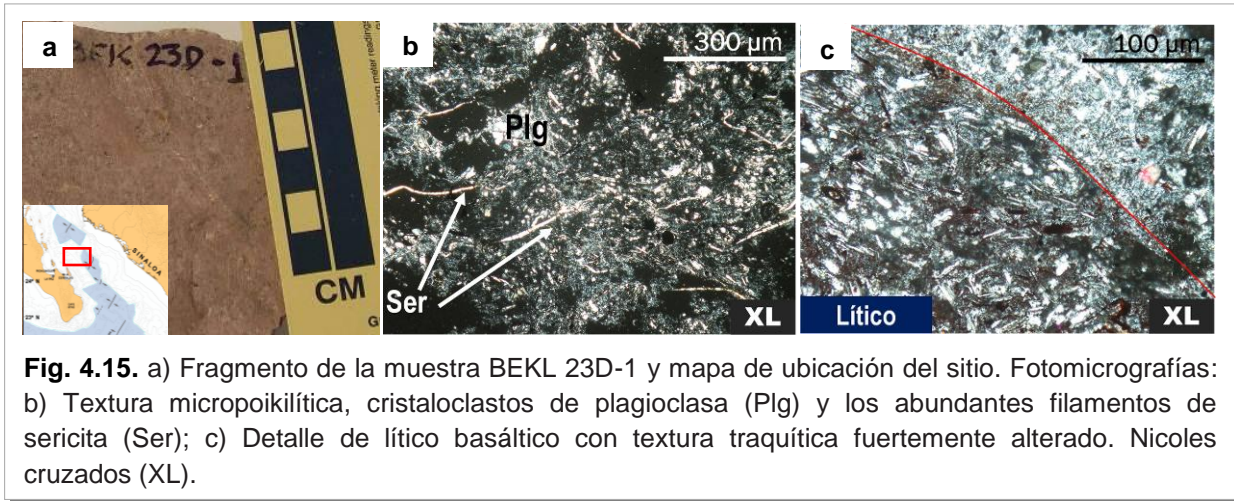


Fig. 4.15. a) Fragmento de la muestra BEKL 23D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura micropoikilítica, cristaloclastos de plagioclasa (Plg) y los abundantes filamentos de sericita (Ser); c) Detalle de lítico basáltico con textura traquítica fuertemente alterado. Nicoles cruzados (XL).

En cambio la muestra 23D-2 (Tabla 4.1) corresponde a una andesita color café rojizo y de textura glomeroporfídica con matriz microcristalina (rojiza). Se pueden ver fenocristales de plagioclasa (~2 cm) subhedral, feldespato potásico (~1 mm) tabular, hornblenda (~1 mm) acicular y ferromagnesiano (~1 mm), afectados por clorita y oxidación (Fig. 4.16a).

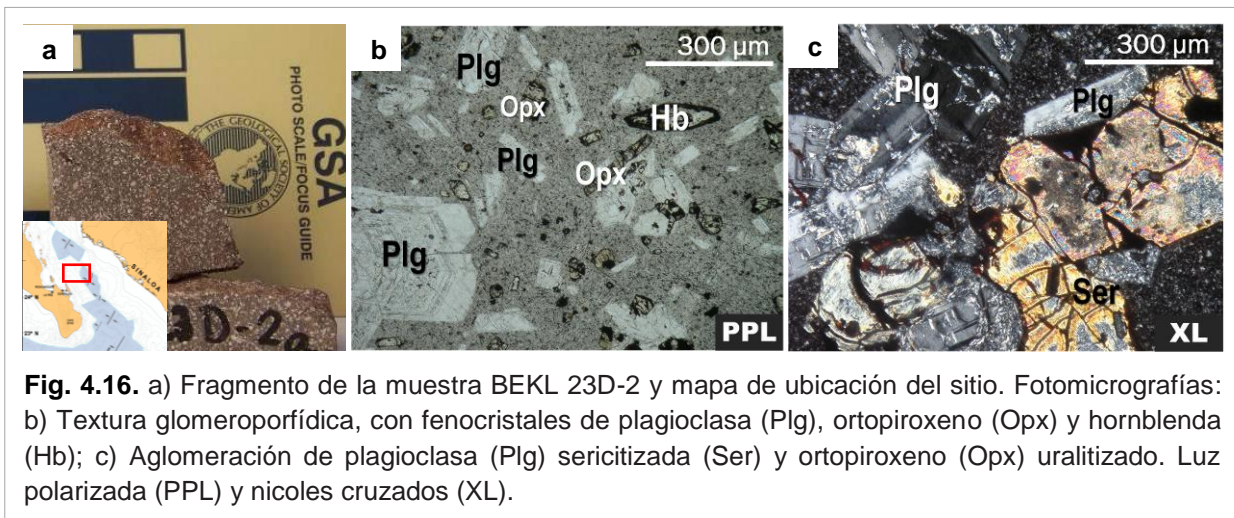


Fig. 4.16. a) Fragmento de la muestra BEKL 23D-2 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías: b) Textura glomeroporfídica, con fenocristales de plagioclasa (Plg), ortopiroxeno (Opx) y hornblenda (Hb); c) Aglomeración de plagioclasa (Plg) sericitizada (Ser) y ortopiroxeno (Opx) uralitizado. Luz polarizada (PPL) y nicoles cruzados (XL).

Petrográficamente presenta textura glomeroporfídica y matriz pilotaxítica, compuesta de microfenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda reemplazada por magnetita. Los minerales esenciales son plagioclasa zonada, euhedral y subhedral, con maclas simple y polisintética. Lucen parcialmente reabsorbidas (textura gráfica) y son posibles dos generaciones. La textura esta definida por aglomeraciones de plagioclasas con ortopiroxeno euhedral y subhedral, con el borde reemplazado por opaco y bastante afectado por uralitización, mientras que en las fracturas es reemplazado por óxidos de hierro (Fig. 4.17c). También hornblenda (~1 mm) euhedral, pero algunas casi esqueléticas con el borde reemplazado por opaco y rellenos de matriz y sericita (Fig. 4.16b).

4.1.2.8 Sitio 24D

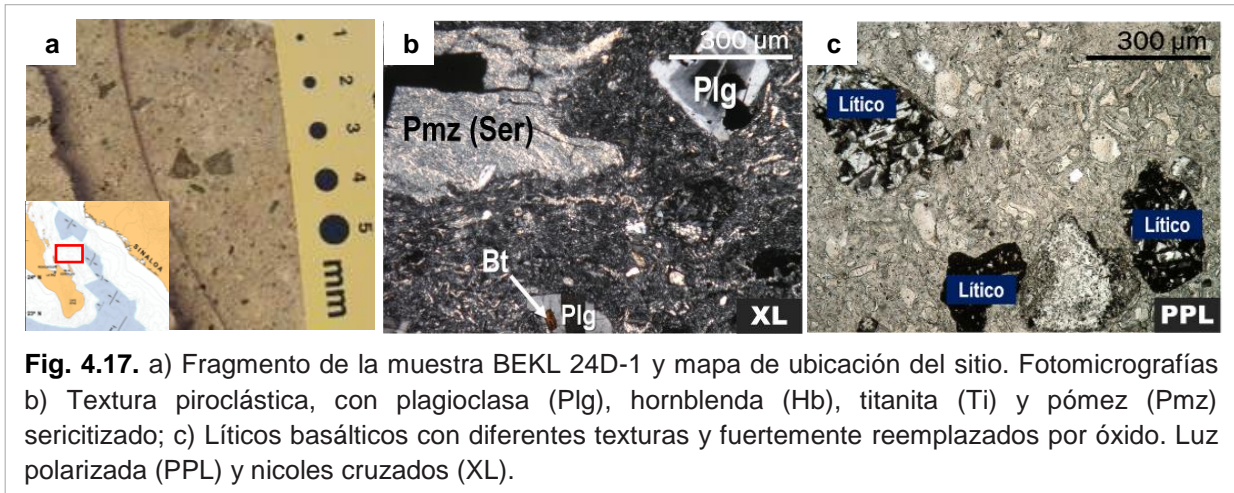
Del sitio de dragado BEKL 24D ubicado al NO del arrecife Foca (Fig. 4.1), se considero la muestra 24D-1 (Tabla 4.1) correspondiente a una ignimbrita riolitica rica en pómez y líticos. Presenta textura piroclástica, moderadamente soldada, donde se observan plagioclasa (~2 mm) tabular, hornblenda (~3 mm) y biotita (~3 mm- <1 mm) acicular, reemplazadas por óxidos. Además de fiammes (~1 mm- 3 cm) de pómez con coloraciones blancas y rosas, moderadamente compactas y parcialmente orientadas, así como abundantes líticos angulosos (Fig. 4.17a).

En sección delgada es evidente la textura piroclástica, formada por matriz cinerítica y cristaloclastos de plagioclasa euhedral y subhedral, zonada y con macla polisintética, con inclusiones de zircón (texturas poikilíticas), aunque menos abundante también se presenta feldespatos potásico subhedral y cuarzo monocristalino fragmental, redondeado, algunos reabsorbidos y otros afectados por saussuritización. Además de biotita subhedral, con el borde reemplazado por magnetita, fracturados y *kink bands* producidas por viscosidad, así como titanita anhedral sericitizada y reemplazada por opacos (Fig. 4.17b).

Presenta pómez (1 mm- 3 cm) como fiammes desvitrificados (con esferulitas), fuertemente reemplazados por sericita y algunos incluyen cristales de plagioclasa. Abundantes esquirlas de vidrio de varias morfologías y fuertemente alterados por sericita (Fig. 4.17b).

Son abundantes los líticos angulosos de *toba riolítica* (~5 mm) rica en cristales y pómez colapsado, con de textura piroclástica, reconocibles plagioclasa, feldespatos reemplazados por sericita y clorita, cuarzo engolfado, biotita y titanita oxidada. También se reconocen lavas

basálticas (~2 mm) con diferentes texturas: *intersectal* con matriz reemplazada por opaco y sericita, con fenocristales de plagioclasa subhedral y olivino y/o piroxeno con el borde reemplazado por óxido; textura *porfídica*, con matriz reemplazada por opaco y fenocristales de plagioclasa euhedral y olivino y/o piroxeno; por último una *lava basáltica o andesítica* colapsada, con textura porfídica y matriz reemplazada por óxidos, fenocristales de plagioclasa microlítica y olivino alterado por clorita y sericita (Fig. 4.17c).



3.2.2.9 Sitio 25D

Cercano a la cuenca La Paz, en el escarpe oeste del Arrecife Foca se llevó a cabo el dragado 25D correspondiente a la serie BEKL (Fig. 4.1). De dicho sitio se seleccionaron un par de muestras con características un tanto distintas, las que sugieren que probablemente estas muestras correspondan a un depósito de flujo de bloques y ceniza.

25D-1 (Tabla 4.1) luce un aspecto de brecha piroclástica rica en líticos angulosos, presenta un color gris (verdoso por alteración), textura brechoide con matriz cinerítica microcristalina y fenocristales de ferromagnesiano (~1 mm) reemplazado por óxidos, feldespato potásico y plagioclasa (~1 mm) euhedral, así como pómez redondeada (1 mm- 3 cm) (Fig. 4.18a).

En sección delgada su textura tiene un carácter piroclástico, aunque debido a la variedad de tamaños de los cristaloclastos y líticos, también se puede clasificar como seriada. La matriz está compuesta de plagioclasa y vidrio. Existen abundantes cristaloclastos de plagioclasa subhedral, que presenta zonación y macla polisintética, con inclusiones de zircón formando texturas poikilíticas, y otras se presentan esqueléticas con el núcleo relleno de matriz,

afectadas por saussuritización (Fig. 4.18b). Igualmente feldespato potásico subhedral, con macla simple y algunos con textura gráfica, además de cuarzo monocristalino redondeado. También varios fragmentos de ortopiroxeno uralitizado, con el borde reemplazado por opaco y horblenda acicular completamente reemplazada por opaco. Pómez redondeada desvitrificada (con esferulitas) y fuertemente reemplazados por sericita.

En muestra de mano los líticos llegan a los 6 cm de tamaño, son angulosos y por cambios de tonalidades parecen diferentes litologías, sin embargo, la petrografía muestra que se debe a diferentes grados de alteración. La composición de estos es basáltico-andesítica, con textura seriada, matriz de opaco y fenocristales de plagioclasas zonadas y con macla polisintética, afectadas por sericitación y saussuritización, y clinopiroxeno uralitizado y cloritizado (Fig. 4.18c). Existe otro de composición similar pero con textura traquítica y matriz palagonitizada.

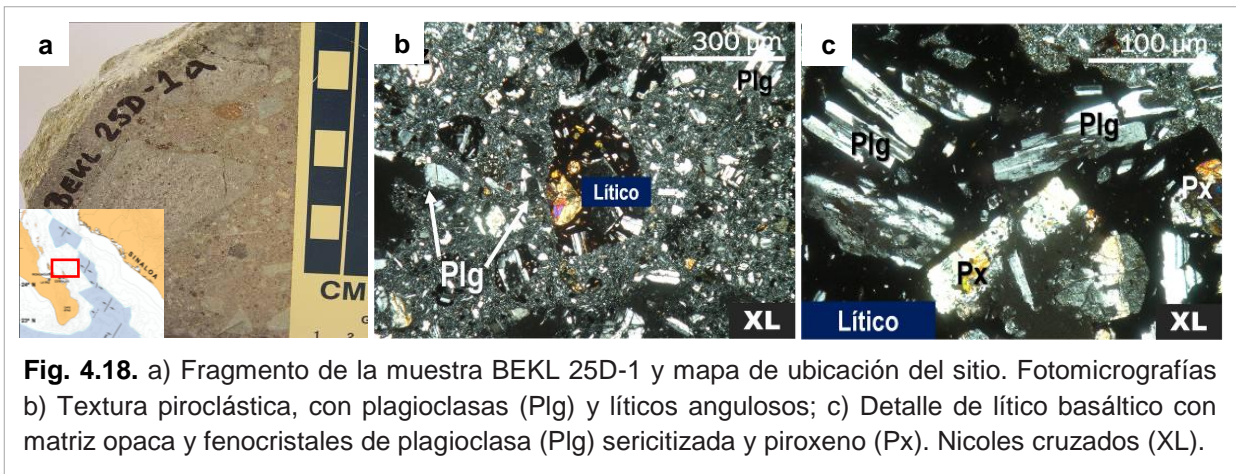
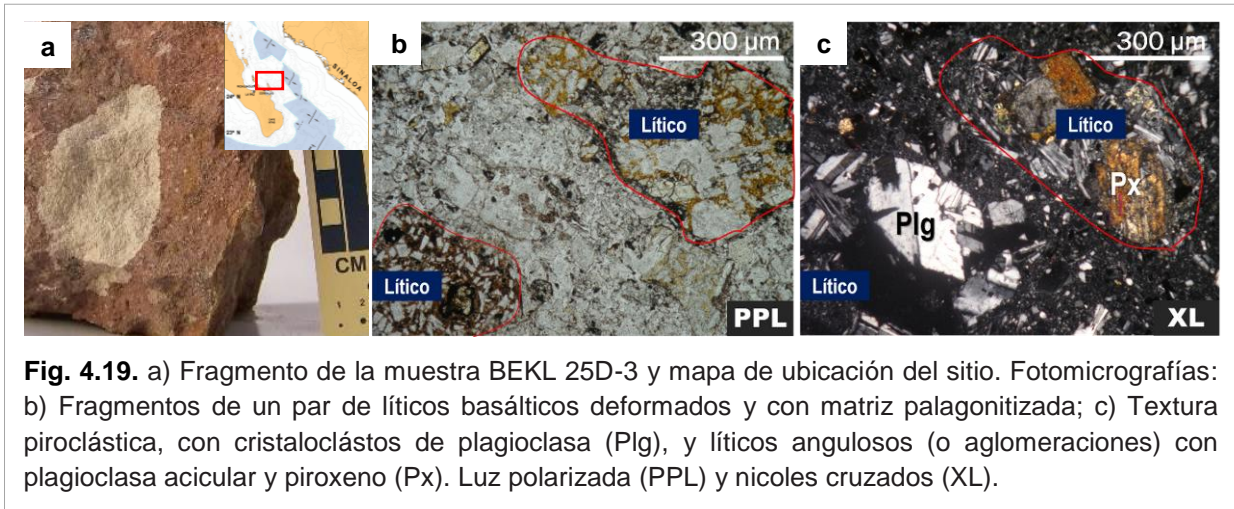


Fig. 4.18. a) Fragmento de la muestra BEKL 25D-1 y mapa de ubicación del sitio. Fotomicrografías b) Textura piroclástica, con plagioclasas (Plg) y líticos angulosos; c) Detalle de lítico basáltico con matriz opaca y fenocristales de plagioclasa (Plg) sericitizada y piroxeno (Px). Nícoles cruzados (XL).

Otra muestra analizada fue 25D-3 (Tabla 4.1). Consiste en una ignimbrita rica en líticos y pómez, presenta textura piroclástica y matriz silícica cinerítica (rojiza). Contiene abundantes líticos (~1 cm) y pómez de gran tamaño (~1-7 cm) y poco compacta, por el contrario no se observan cristaloclastos, siendo apenas reconocibles plagioclasa anhedral (Fig. 4.19a).

Petrográficamente presenta textura piroclástica y matriz cinerítica con fragmentos plagioclasa. Se observan cristaloclastos de plagioclasa zonada (Fig. 4.19c) y con macla polisintética, feldespato potásico subhedral, con macla simple y cuarzo monocristalino en pequeños fragmentos redondeados. Se presentan fragmentos de titanita y biotita anhedral sericitizados,

con el borde reemplazado por opaco y cloritizados, al igual que hornblenda acicular completamente reemplazada por opaco. No se observa pómez a escala microscópica.



Presenta abundantes líticos deformados (Fig. 4.19b). Lava basáltica porfídica, con matriz palagonitizada y fenocristales de plagioclasa sericitizada y olivino idingsitizado con el borde reemplazado por opaco. Otro consiste en una lava andesítica glomeroporfídica con plagioclasa sericitizada y ortopiroxeno. También se presentan fragmentos formados por plagioclasa acicular y grandes piroxenos uralitizados (que bien pueden ser solo aglomeraciones). Muchos fenocristales pertenecientes a los líticos se encuentran en fragmentos solitarios (Fig. 4.19c).

4.2. GEOCROLOGÍA

4.2.1 Introducción

Se determinaron siete edades de cristalización por el método isotópico U-Pb en zircones, utilizando un sistema de ablación láser acoplado a un espectrómetro de masas con ionización por plasma (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-ICP-MS) en las instalaciones del Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM. Los análisis se realizaron de preferencia en los bordes de cristales, a efecto de conseguir la edad del último evento de cristalización y evitar la medición de edades de herencia. Algunos de los resultados son descartados de la presentación y del cálculo de la edad por presentar una mala señal analítica posiblemente debido a fluctuaciones en la instrumentación durante el análisis o por haber realizado una mezcla considerable de dominios en los zircones al momento del análisis. Los datos isotópicos seleccionados se redujeron (descartando los datos con errores anormalmente grandes) y graficaron con el uso del programa Isoplot/Ex 3.0 de Ludwig (2003).

Las muestras analizadas corresponden a ignimbritas, una lava andesítica y otra riolítica, además de una arenisca. Los resultados obtenidos de cada muestra se presentan en el Anexo III.

Para la presentación de los datos se utilizan tres diagramas según el tipo de muestras: el diagrama de probabilidad relativa (*Función de densidad de probabilidad*), el Diagrama de Tera-Wasserburg (*concordia inversa*) y el diagrama TuffZirc (*TuffZirc Age*).

En el diagrama de probabilidad inversa se emplea el histograma como una manera conveniente para visualizar la distribución de probabilidad, donde se consideran la edad y su respectivo error, mostrando así la curva de probabilidad relativa para diferentes intervalos de tiempo. Este gráfico resulta útil para el análisis de los datos de zircones detríticos, ya que permite identificar la importancia relativa de las diferentes poblaciones.

El Diagrama de concordia inversa propuesto por Tera y Wasserburg (1972), se utiliza para la presentación gráfica de las relaciones isotópicas donde son descartados los análisis con un error y/o porcentaje de discordia muy grande. Este gráfico resulta particularmente útil al tratarse de muestras jóvenes donde es difícil calcular el Pb común, ya que no se ha generado suficiente en el tiempo. En el diagrama son ploteados los valores de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (eje X) contra los de

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (eje Y); los datos de zircones individuales con cantidades variables de Pb común forman una línea recta (discordia) con una intercepta superior (correspondiente a la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ del Pb común), que indica si existe componente cortical heredado y una intercepta inferior que representaría la edad de intrusión o de cristalización. Si procesos adicionales, tales como edades mixtas o pérdida de Pb están presentes, además de cantidades variables de Pb común, puede haber poco o nada de la linealidad de la discordia, con una interpretación compleja (Parrish y Noble, 2003).

El diagrama *TuffZirc* (Fig. 4.20) representa simplemente la media del grupo más grande de datos cuyas edades son razonablemente coherentes del punto de vista estadístico (que podrían decirse cogenéticos). El algoritmo ignora las edades cuyos errores son anormalmente grandes en comparación con el resto de los datos. La edad *TuffZirc* se utiliza típicamente para ignimbritas y es calculada bajo el supuesto de que los datos representan un evento de cristalización único y las diferencias de edad son atribuidas a errores de medición. El resultado es gráfico y las edades son calculadas a 1 o 2 sigma y tiene la desventaja de que se obtiene una edad asimétrica.

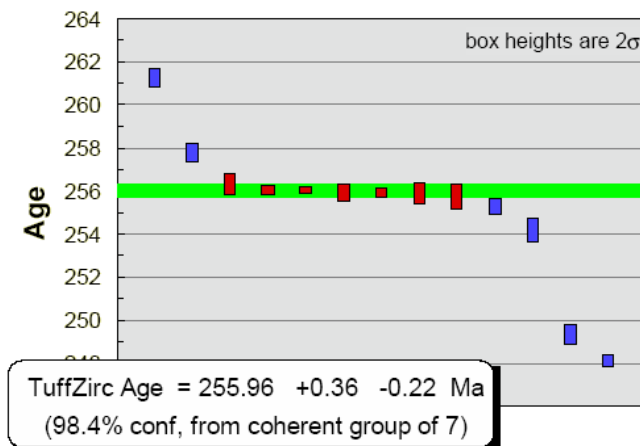


Fig. 4.20. Ejemplo del gráfico TuffZirc. La banda horizontal verde muestra la edad inferida y su incertidumbre de los zircones cogenéticos. Las barras de error rojas representan el grupo más grande de datos que se consideran zircones cogenéticos y las barras de error azules son las mediciones que probablemente puedan tratarse de xenocristales o haber experimentado una pérdida de Pb.

4.2.2 Ignimbritas del Mioceno Temprano

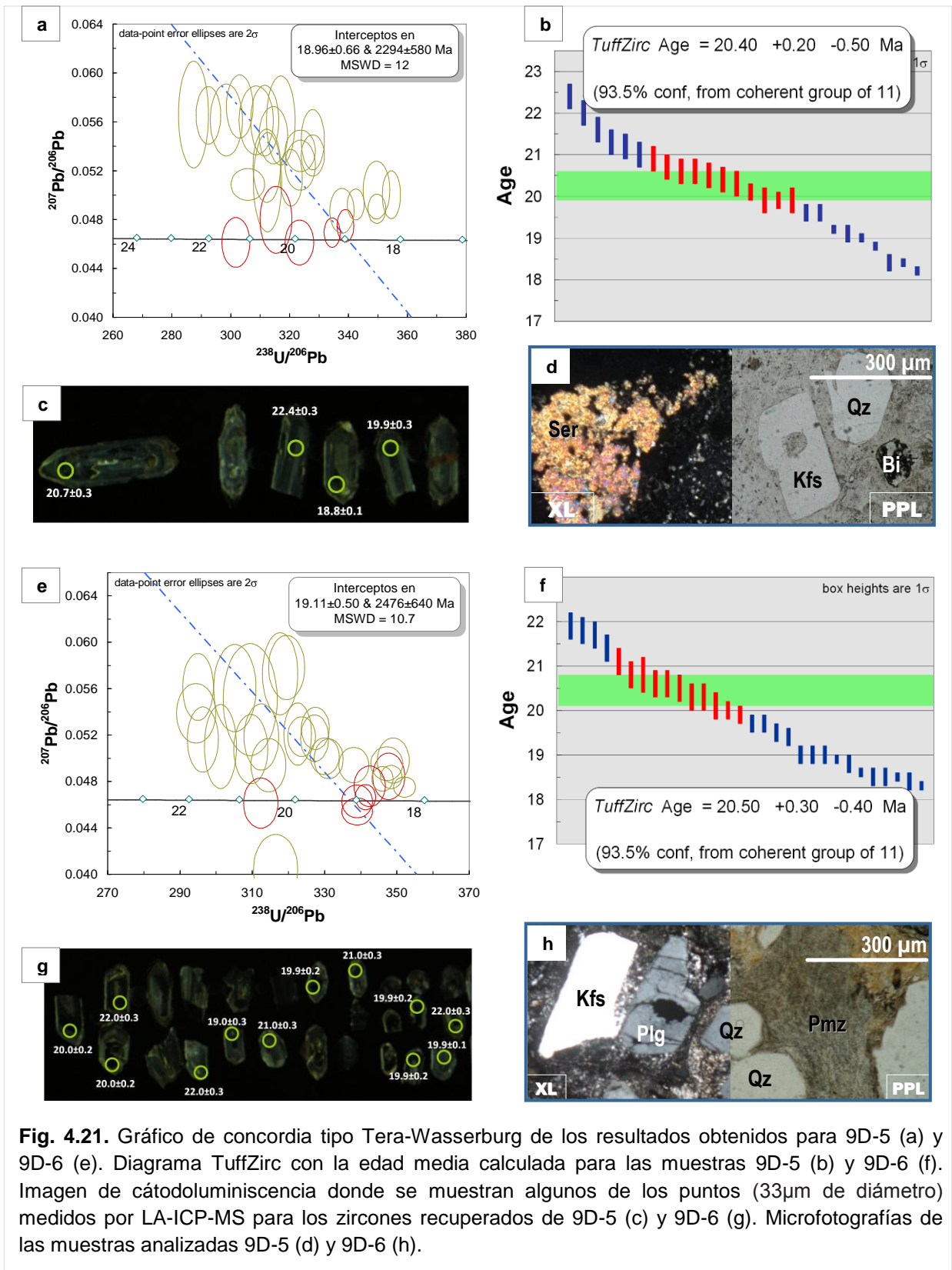
Las muestras BEKL 9D-5 (Fig 4.21d) y 9D-6 (Fig 4.22h) recolectadas cerca de la Bahía de La Paz (Fig. 4.1), corresponden a ignimbritas riolíticas ricas en cristales y líticos, de las cuales se analizaron 40 puntos y se obtuvieron un dos edades del Mioceno inferior con características similares.

De ambas muestras se recuperaron un buen número de cristales, en su mayoría euhedrales, tanto prismáticos como piramidales. En las imágenes de CL (Fig 4.21c-g) se puede observar el característico desarrollo de zonación que es típico de zircones magmáticos (Corfu et al, 2003), además de una notoria coloración amarillenta. En comparación con 9D-5, los zircones de la muestra 9D-6 presentan un menor tamaño.

En el diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 4.21a) de la muestra 9D-5 se puede ver que los resultados obtenidos presentan abundantes datos discordantes (elipses color verde) que puede ser debido una incertidumbre analítica, mientras que los datos concordantes (elipses color rojo) representan solo una pequeña población. En su totalidad, estos datos generan una línea de discordia con interceptas a los 18.96 ± 0.66 Ma y 2294 ± 580 Ma. La edad obtenida mediante *TuffZirc* es de $20.4 +0.20 -0.50$ Ma definida por un grupo de 11 datos de los 26 seleccionados (Fig. 4.21b).

Para la muestra 9D-6 se seleccionaron 30 datos de los 40 medidos. Graficados en el diagrama Tera-Wasserburg (Fig. 4.21e) se puede ver que al igual que en 9D-5 la mayoría de los resultados son discordantes (elipses color verde), además de un dato con una marcada pérdida de Pb. En cambio, la población de zircones concordantes (elipses color rojo) es menos abundante. La línea discordia generada por todos estos datos intercepta a la curva de concordia en 19.11 ± 0.50 Ma y 2476 ± 640 Ma. Mediante *TuffZirc* se obtuvo una edad de $20.5 +0.35 -0.40$ Ma definida por un grupo de 11 datos de los 30 seleccionados (Fig. 4.21f).

En ambas muestras no se encontraron xenocristales, pero si es posible observar en el diagrama Tera-Wasserburg y en el de *TuffZirc Age*, grupos de edades que oscilan desde ~18.5 Ma hasta los ~21 Ma. Estos grupos de edades solo un poco más antiguos pueden ser debidas a la presencia de "antecristales" que podrían estar indicando un proceso de refusión de intrusivos aún no cristalizados completamente en la corteza superior producto de un pulso magmático previo pero cercano en el tiempo.



Otra ignimbrita riolítica analizada, es la muestra 24D-1 (Fig. 4.22d) recolectada al NO del arrecife Foca (Fig. 4.1). En esta, la mayoría de los zircones encontrados son euhedrales, aunque también se pueden ver varios fragmentados y en las imágenes de CL (Fig. 4.22e) se muestran con una reacción azulada. Igualmente se analizaron 40 puntos, de los que se seleccionaron 29 datos. El diagrama de Tera-Wasserburg (Fig. 4.22a) muestra que solo 5 datos resultaron concordantes (elipses color rojo). También se observa un dato con una tendencia contraria debido a un empobrecimiento en Pb. Todos estos datos forman línea de discordia que define una edad intercepto a los 23.5 ± 3.8 Ma. También se presentan un par de edades en mucho más antiguas que corresponden a zircones heredados, por lo que fueron excluidos y se recalculó la edad (Fig. 4.22b). La edad obtenida mediante *TuffZirc* es de 21.40 ± 0.2 Ma con un grupo coherente de 21 datos (Fig. 4.22c).

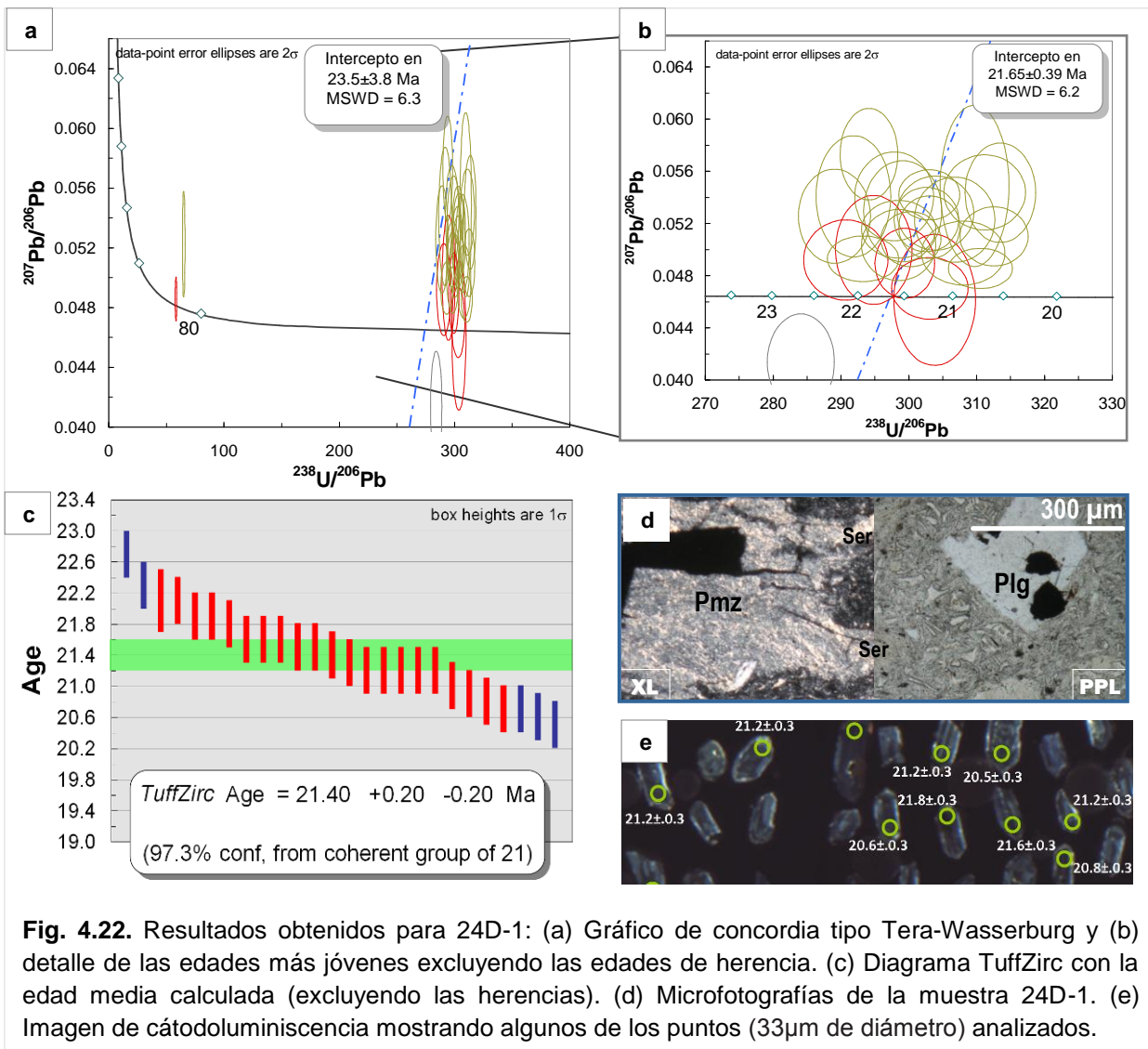
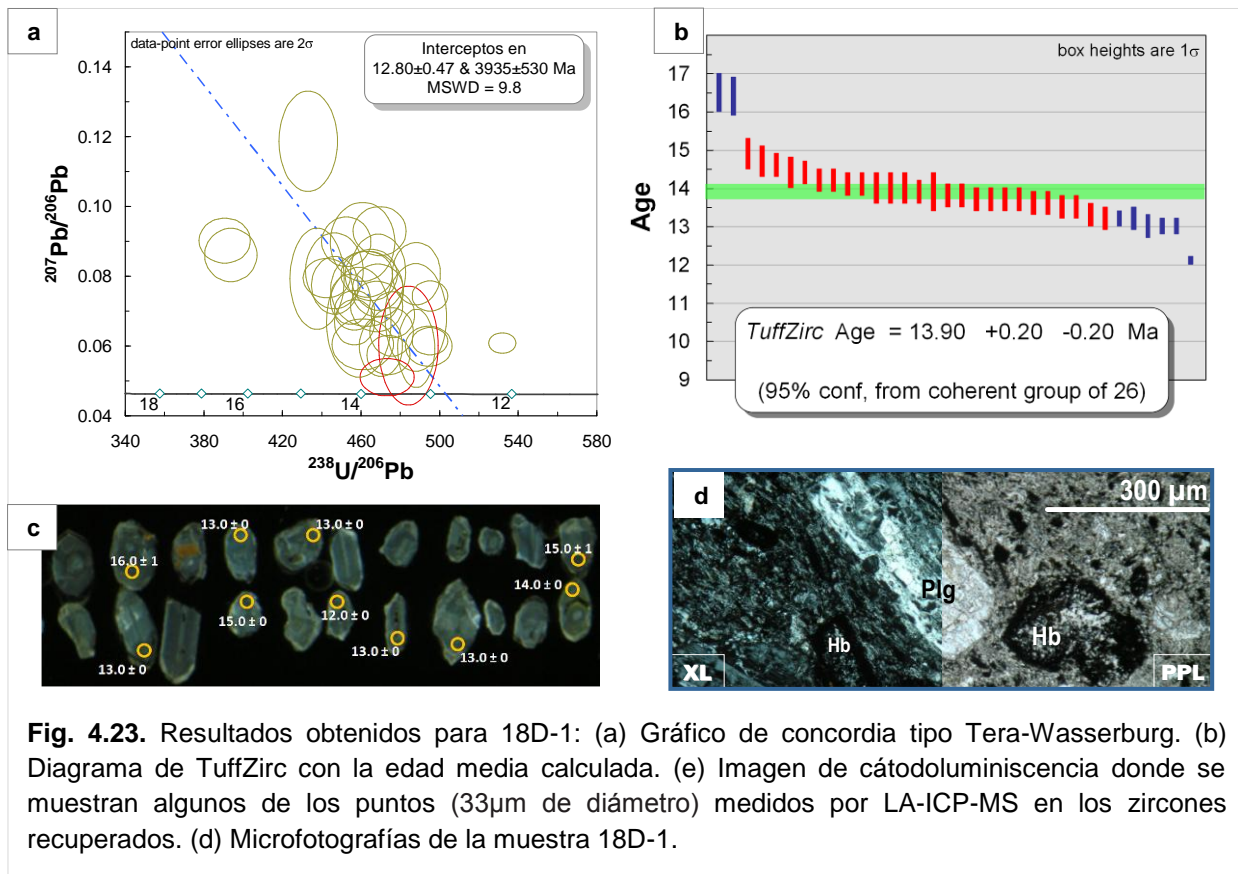


Fig. 4.22. Resultados obtenidos para 24D-1: (a) Gráfico de concordia tipo Tera-Wasserburg y (b) detalle de las edades más jóvenes excluyendo las edades de herencia. (c) Diagrama *TuffZirc* con la edad media calculada (excluyendo las herencias). (d) Microfotografías de la muestra 24D-1. (e) Imagen de cátodoluminiscencia mostrando algunos de los puntos (33 μm de diámetro) analizados.

4.2.3 Andesita del Mioceno Medio

También se analizó una lava andesítica correspondiente a la muestra 18D-1 (Fig. 4.23d) recuperada hacia el NO de la isla Santa Catalina (Fig. 4.1). Los zircones obtenidos de esta muestra son en su mayoría anhedrales y en las imágenes de CL (Fig. 4.23c) se muestran con una coloración blanquizca, además algunos presentan “zonación convoluta” que representa pequeñas zonas ricas en elementos donde al parecer se concentran las impurezas durante estados de recristalización (Pidgeon et al. 1998), mismos que se evitaron durante la medición.

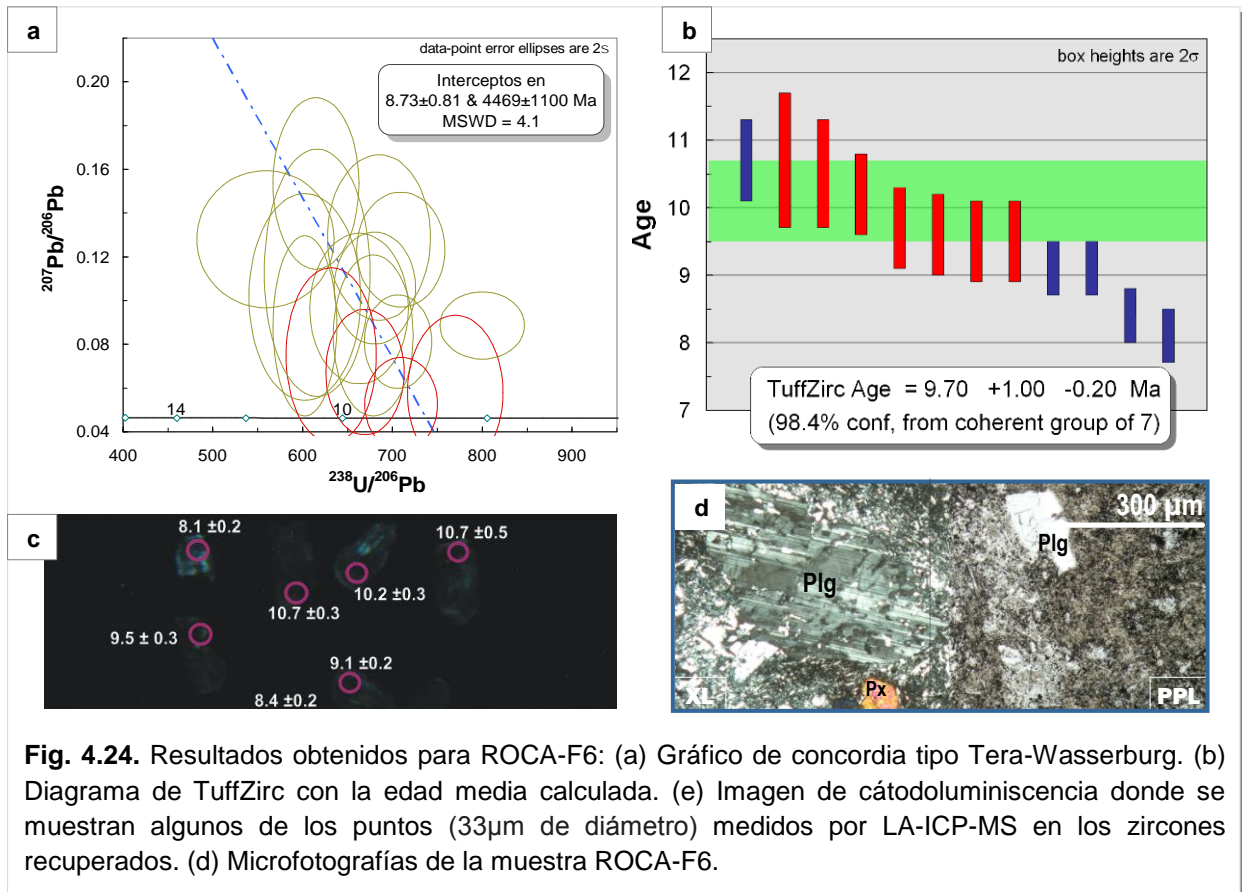
En el diagrama de Tera-Wasserburg (Fig. 4.23a), se puede ver que en su mayoría los datos obtenidos forman una población concentrada (en su mayoría) de datos ligeramente discordantes (elipses color verde), mientras que solo un par de los datos tocan la curva de concordia (elipses color rojo), todos estos datos forman una línea de discordia con interceptas a los 12.80 ± 0.47 Ma y 3935 ± 530 Ma. A partir de un grupo coherente de 26 datos, *TuffZirc* obtiene una edad media de 13.90 ± 0.2 Ma con un 95% de confiabilidad (Fig. 4.23b).



4.2.4 Riolita del Mioceno Tardío

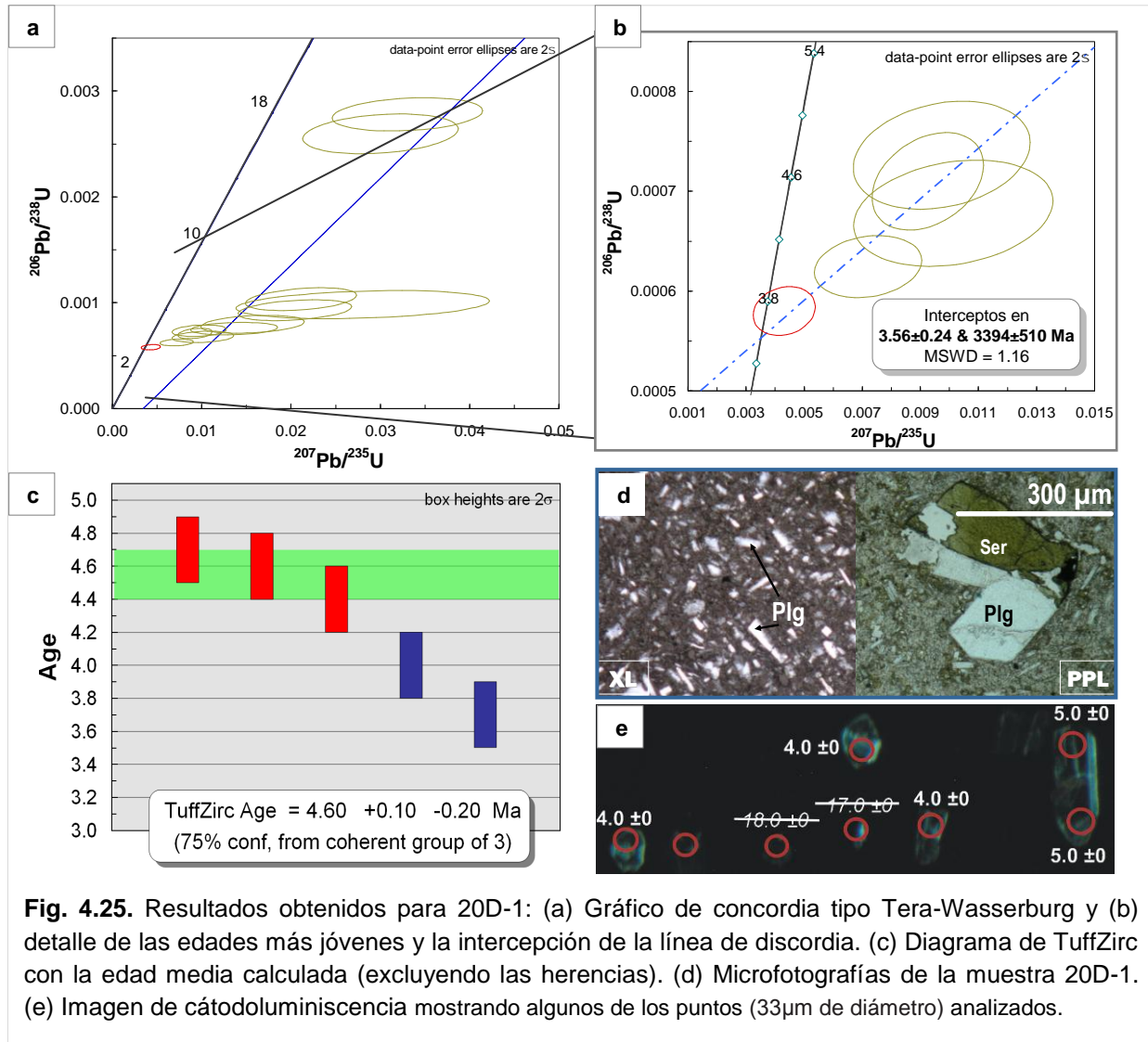
La muestra ROCA F6 (Fig. 4.24d) corresponde a una lava riolítica recolectada en el Farallón de San Ignacio, cercana a la costa de Sinaloa (Fig. 4.1). De esta muestra, que es la única no sumergida entre las que se analizaron, se lograron separar pocos zircones y las imágenes de CL (Fig. 4.24c) muestran que la mayoría de estos son anhedrales y emiten una coloración azulada, al igual que algunos con “zonación convoluta” e inclusiones.

En el diagrama de Tera-Wasserburg (Fig. 4.24a) se graficaron solo 16 datos y se puede ver que los resultados obtenidos forman una población concentrada de datos concordantes (elipses color rojo) y ligeramente discordantes (elipses color verde) posiblemente debido a la incertidumbre causada por la corrección por Pb. En su conjunto estos datos generan una línea de discordia con interceptas a los 8.73 ± 0.81 Ma y 4469 ± 1100 Ma. A partir de un grupo coherente de 7 datos, *TuffZirc* obtiene una edad media de $9.70 +1.0 -0.2$ Ma con un 98.4% de confiabilidad (Fig. 4.24b).



4.2.5 Toba del Plioceno

De la toba riolítica 20D-1 (Fig. 4.25d) recuperada al norte de la cuenca Aplacophora (Fig. 4.1), se obtuvieron pocos zirrones, tanto anhedrales como subhedrales y considerablemente más pequeños. En las imágenes de CL (Fig. 4.25e) se puede ver que emiten una coloración azulada, así como algunos con inclusiones minerales.



De esta muestra se realizaron 32 mediciones, de las cuales sólo 12 se seleccionaron y graficaron en el diagrama de Tera-Wasserburg (Fig. 4.25a) donde se observa que solo un dato es concordante (elipse color rojo), mientras que el resto de los resultados forman un grupo ligeramente discordante (elipses color verde) con excepción de un par de datos muy alejados

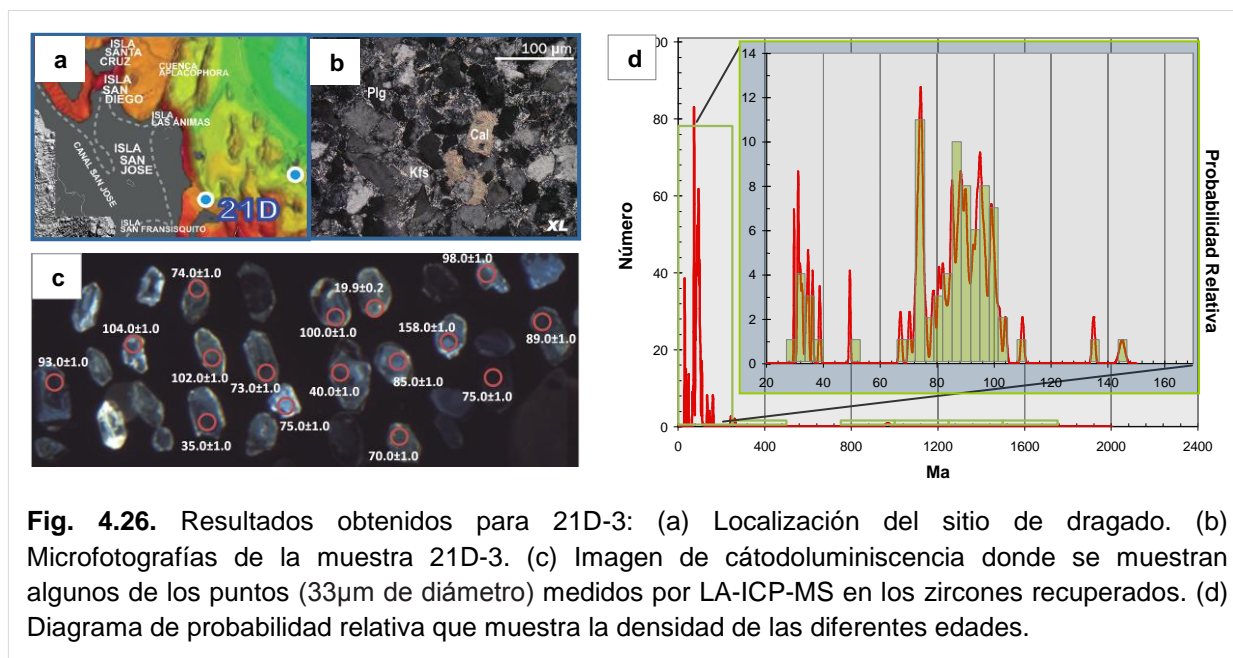
que fueron descartados para el cálculo de la edad. Los 5 datos restantes forman una línea de discordia con interceptas a los 3.56 ± 0.24 Ma y 3394 ± 510 Ma (Fig. 4.25b). La edad media obtenida por *TuffZirc* a partir de un grupo coherente de 3 datos es de $4.6 +0.1 -0.2$ Ma con un 75% de confiabilidad (Fig. 4.25c).

4.2.6 Arenisca

La muestra BEKL 21D-3, recuperada en un escarpe ubicado al SW de la isla San José (Fig. 4.26a), consiste en una arenisca (arkosa) (Fig. 4.26b), de la cual se obtuvieron un buen número de zircones detríticos durante el separado (Fig. 4.26c).

La medición de zircones detríticos se realiza mediante la misma técnica que en zircones magmáticos. Para que el resultado sea estadísticamente representativo de las rocas de procedencia se mide un promedio de cien zircones por muestra. Por otro lado, con base en la población más joven reconocible sobre las gráficas de probabilidad relativa, es posible establecer una edad máxima para el depósito.

En el diagrama de Probabilidad Relativa (Fig. 4.26d) se observan edades desde 30 Ma hasta 1600 Ma. Los picos mayores son de edades Cretácico (75 a 100 Ma), seguido por una población menor con edades entre los 40 y 30 Ma, correspondientes al Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, así como un par de edades Jurásico.



4.3. GEOQUÍMICA

Se realizó el análisis geoquímico de 11 muestras volcánicas, el cual junto con el estudio petrográfico permite completar la caracterización petrológica de estas muestras. También se incluye la descripción de los resultados de la medición de REE en los zircones fechados mediante LA-ICP-MS. Los datos obtenidos del análisis de cada muestra se muestran en el Anexo II.

4.3.1 Introducción

Los elementos mayores medidos son Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, y sus concentraciones están expresados en óxidos y normalizados al 100% (% en peso del óxido) en base anhidra (sin H₂O, CO₂, ni pérdida por calcinación).

El análisis de elementos mayores en este estudio es usado para apoyar la nomenclatura obtenida con la petrografía y completar la clasificación de las rocas. Para esto se utilizó el diagrama Álcalis Totales vs Sílice (TAS) desarrollado por Le Bas *et al.* (1986), construido mediante la relación de los óxidos (% en peso) de Na y K (eje Y, *álcalis total: Na₂O + K₂O*) y el contenido de Si (eje X, SiO₂). Con el mismo propósito, se empleó el diagrama de Winchester y Floyd (1977) que es un diagrama para rocas volcánicas basado en elementos inmóviles y permite la clasificación geoquímica de rocas alteradas en función de sus relaciones SiO₂ (ó Nb/Y) y Zr/TiO₂.

Otro uso de los elementos mayores son los diagramas de variación. Dichos diagramas tienen la ventaja de ser más sencillos de interpretar que los números globales en las tablas de geoquímica. Gracias a estos diagramas se pueden observar con facilidad comportamientos y tendencias petrológicas que aporten información relevante en procesos petrológicos. En este trabajo se utilizan los denominados “diagramas de Harker” en los que se proyectan las abundancias de los óxidos (eje Y) frente al porcentaje en peso de SiO₂ (eje X) conocido como índice de variación, que es indicativo del grado de diferenciación.

También se determinó el análisis de elementos traza y son presentados en un diagrama de concentración vs elemento. La unión mediante líneas rectas de los puntos de las concentraciones genera un patrón o espectro donde se pueden observar distintas anomalías. El “patrón de REE” es presentado mediante los llamados “Diagramas de Coryell-Masuda” en el que son ordenados según su número atómico y donde la concentración está normalizada al

valor de condrito referencial, en escala logarítmica de base 10. Los diagramas de multielementos (“*Spidergrams*”) son una extensión de la técnica de normalización utilizada en las REE hacia un mayor espectro de elementos, y son comúnmente ordenados por el aumento (de derecha a izquierda) del grado de incompatibilidad y normalizados al valor de Manto primitivo referencial.

Los REE suelen estar agrupados en miembros con ligero número atómico llamados “Elementos de tierras raras ligeras” (LREE), mientras que los que poseen un número atómico pesado son llamados “Elementos de tierras raras pesadas” (HREE). El elemento divisorio entre LREE y HREE es el Eu. Es decir, de La a Eu se consideran LREE y de Eu a Lu se consideran HREE. Los valores y razones de valores normalizados son denotados por el subíndice ‘N’ (por ejemplo: Ce_N , $(La/Yb)_N$). Las anomalías son cuantificables comparando el valor medido normalizado para el elemento anómalo (por ejemplo Eu) con el valor ‘esperado’ (se le denominaría Eu^*), el cual se obtiene mediante la interpolación de los valores normalizados de los elementos adyacentes (en este caso Sm y Gd) obteniendo así la relación Eu/Eu^* que corresponde a la anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \cdot Gd_N)^{1/2}$). Un valor mayor que 1 indica una anomalía positiva, mientras que un valor menor a 1 indica una anomalía negativa.

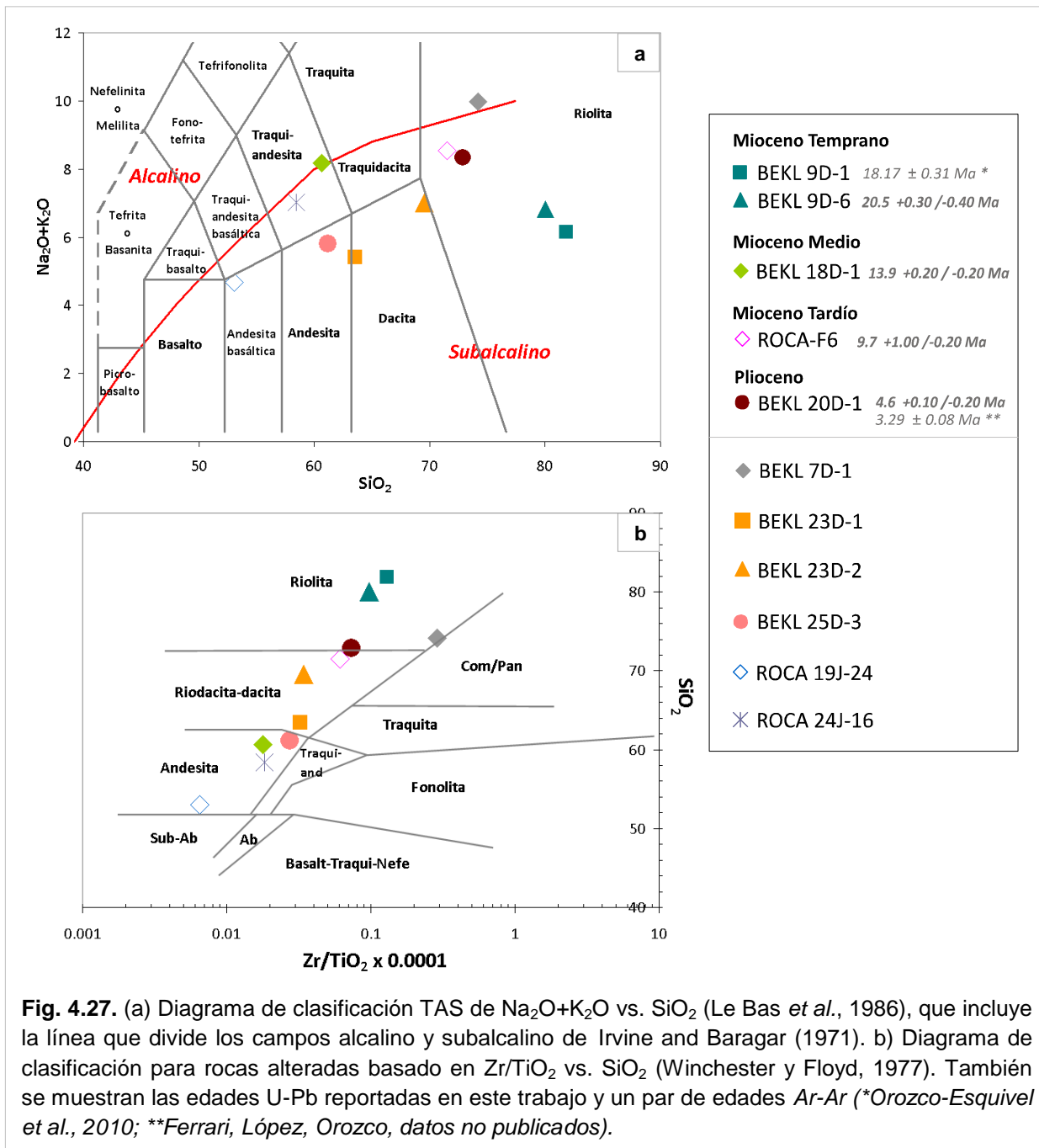
El grado de fraccionamiento de un patrón de REE puede expresarse por la concentración (valores normalizados) de una LREE (La o Ce) dividida por la concentración de una HREE (Yb o Y). La razón $(La/Yb)_N$ es frecuentemente graficado contra Ce_N o Yb_N , y es una medida del grado de fraccionamiento de las REE a medida que cambia el contenido de estas.

4.3.2 Elementos Mayores

Los resultados del análisis de elementos mayores evidencian la naturaleza riolítica y dacítica de la mayoría de las muestras, así como, algunas otras con composiciones menos diferenciadas según su contenido de SiO_2 , resultando congruentes con su clasificación petrográfica.

Para la clasificación de las muestras volcánicas se utilizó el diagrama de álcalis total (TAS) de Le Bas *et al.* (1986; Fig. 4.27), que permite notar el grado de diferenciación de las muestras. Las ignimbritas BEKL 9D-1 (matriz) y 9D-6 resultan ser las más diferenciadas con contenidos de SiO_2 de ~80 % en peso, seguidas por las tobas BEKL 7D-1 y 20D-1 con valores variables entre 72 y 74 % en peso y ROCA F6 una lava con valores un poco mayores al 71 % en peso,

siendo todas estas clasificadas como riolitas. Las muestras BEKL 23D-1 (toba) y 23D-2 (lava), son ajustadas en el dominio de dacitas con contenidos variables de SiO_2 entre el 63 y 69 % en peso. Así mismo, se analizó pómez de la ignimbrita BEKL 25D-3, reportando valores de SiO_2 de ~61 % en peso y es clasificada como andesita. Mientras que las lavas BEKL 18D-1 y ROCA 24J-16 cuyos valores varían entre 58 y 60 % en peso, caen en el dominio de traqui-andesitas. Por último, los clastos analizados de la muestra ROCA 19J-24, son graficados en el campo de las andesitas basálticas, con contenidos de SiO_2 de ~53 % en peso.



Sobre el diagrama de TAS además se muestra el diagrama de Irvine *and* Baragar (1971; Fig. 4.27a) que permite discriminar las series del volcanismo alcalino del subalcalino, en el cual se aprecia que la mayoría de las muestras analizadas caen en el dominio subalcalino, a excepción de BEKL 7D-1 que se observa enriquecida en álcalis, y BEKL 18D-1 (Mioceno Medio) que se encuentran entre el límite de ambos dominios, lo que sugiere que corresponde a una fase transicional.

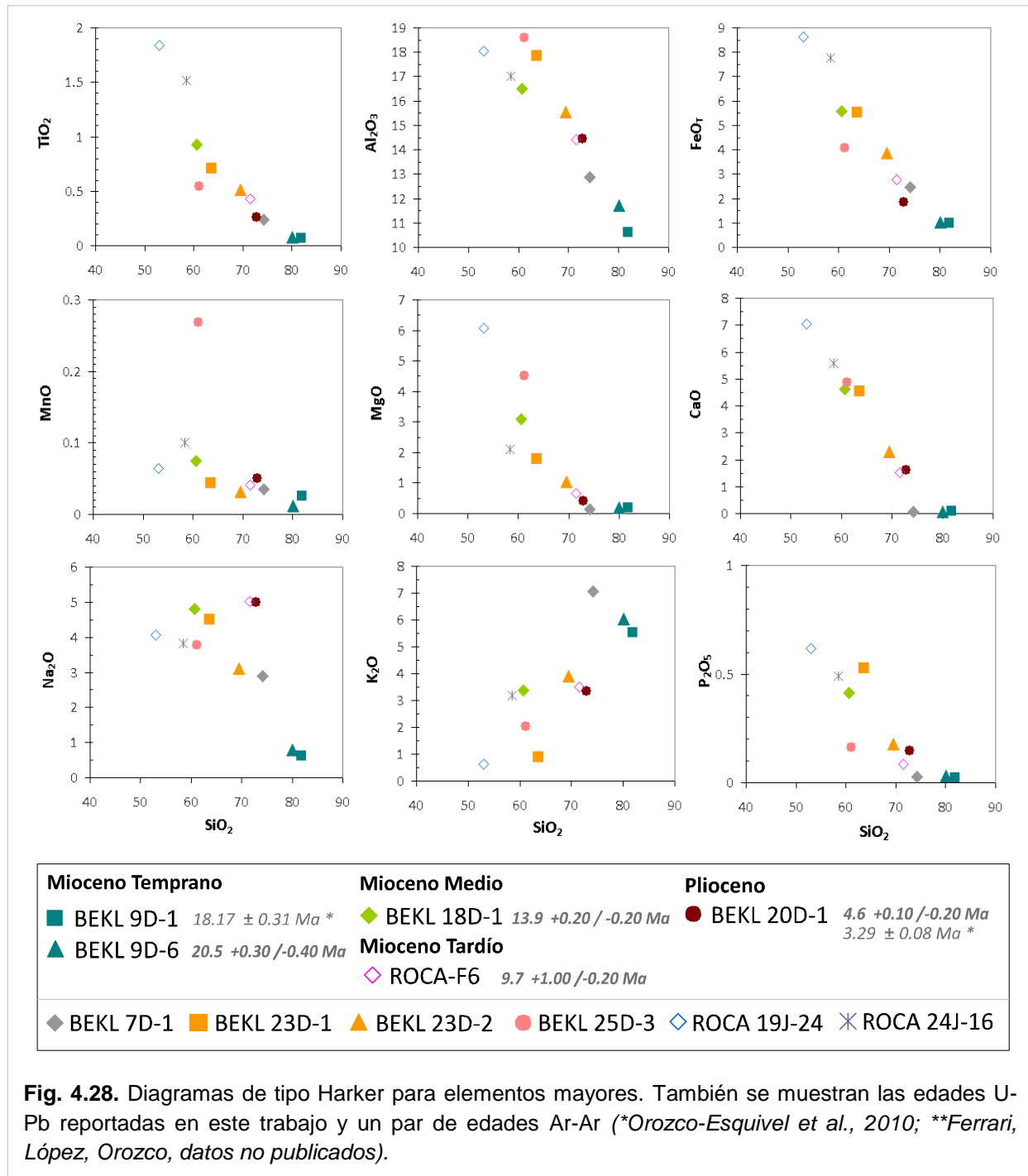
Considerando el estado variable de conservación de las muestras, los datos fueron graficados también en el diagrama para rocas alteradas de Winchester y Floyd (1977; Fig. 4.27b), donde se pueden ver una tendencia coherente con respecto al diagrama de TAS, aunque se pueden ver algunas variaciones. La muestra ROCA F6 es más bien ajustada en el dominio de riolacitas-dacitas, junto con las muestras BEKL 23D-1 y 23D-2, además de BEKL 20D-1 que cae en el límite de las riolitas, se debe destacar que en ninguna de estas presenta cuarzo en el estudio petrográfico, al igual que BEKL 7D-1, que sale de la tendencia general y grafica cerca del campo de las comenditas/panteleritas (riolitas hiperalcalinas). Por otro lado, BEKL 18D-1 cae en el campo de las andesitas, al igual que las muestras ROCA 24J-16 y ROCA 19J-24. Estas últimas no presentan olivino en sección delgada, pero su textura es más propia de basaltos. Aunque para el caso de ROCA 19J24 se debe considerar que los clastos analizados están fuertemente alterados.

Los diagramas de tipo Harker para elementos mayores (Fig. 4.28) muestran que los resultados son congruentes con el grado de diferenciación (contenido de SiO₂) de cada muestra. Se puede notar que el contenido de los elementos mayores Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na y P disminuye al aumentar el SiO₂ como una tendencia general y sólo el K₂O tiende a aumentar.

Siguiendo esta tendencia, las muestras más diferenciadas BEKL 9D-1 y 9D-6 son las que presentan los contenidos de elementos mayores más bajos, sin embargo, la muestra BEKL 7D-1 también riolítica presenta un mayor contenido de K₂O con respecto a las demás muestras, lo cual puede ser atribuido al carácter alcalino esta última muestra. Las otras muestras riolíticas BEKL 20D-1 y ROCA F6 con un grado de diferenciación similar, siguen la misma tendencia a excepción de elevados contenidos de Na₂O.

También se puede ver que las muestras BEKL 23D-1 y 23D-2 clasificadas como dacitas (*riodacitas-dacitas* en el diagrama de Winchester y Floyd, 1977), presentan diferencias en sus

contenidos en elementos mayores, siendo BEKL 23D-1 la que presenta contenidos notoriamente mayores excepto en K_2O ya que es la menos diferenciada, siguiendo con esto la tendencia general.



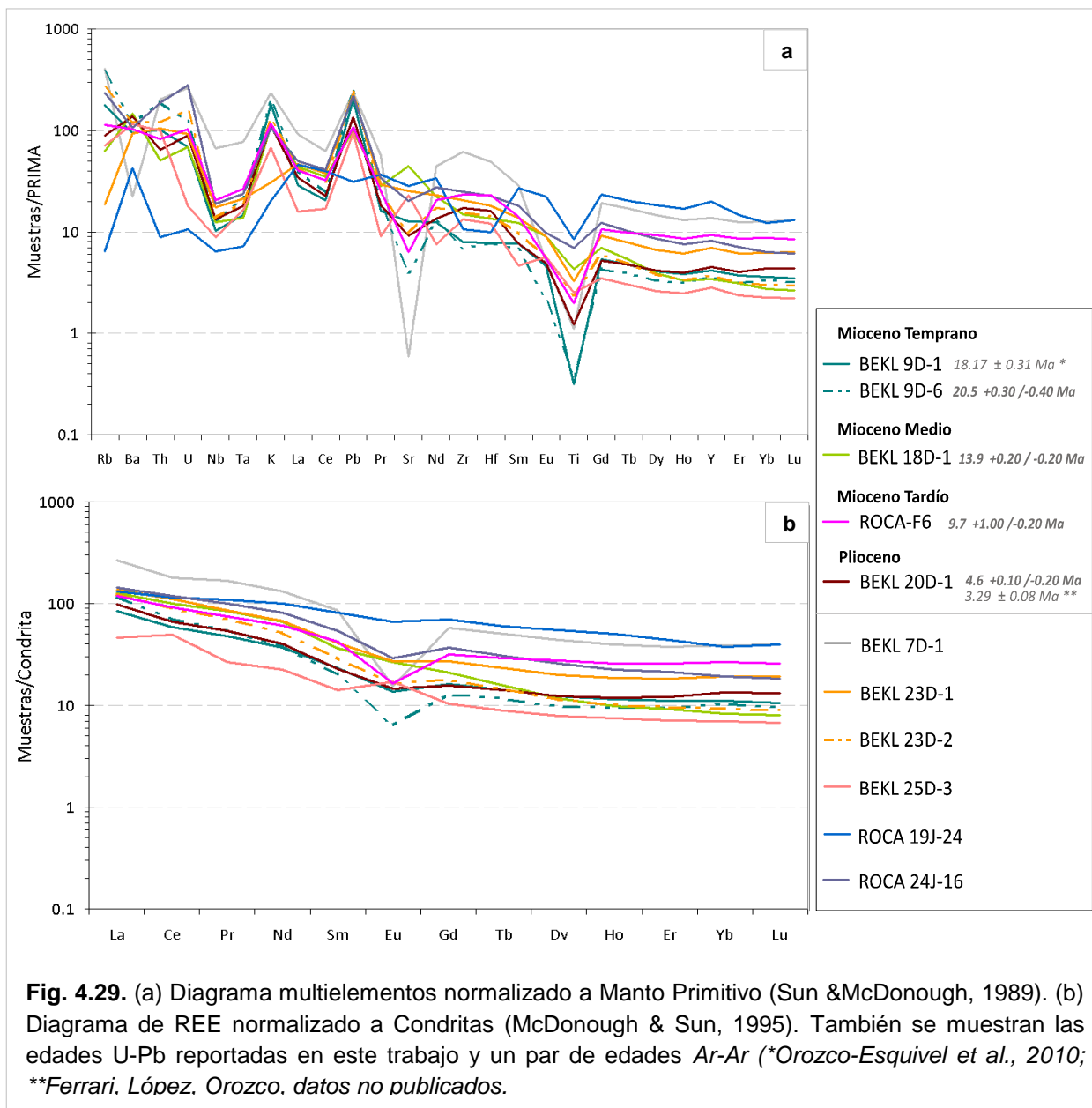
Por otro lado, aunque se ajustan a la misma tendencia general, las muestras de composición andesítica (BEKL 18D-1, 25D-3 y ROCA 24J-16) presentan fuertes variaciones entre sí, destacándose el elevado contenido de MnO y Al_2O_3 en la ignimbrita BEKL 25D-3 (la más diferenciada de este grupo), probablemente relacionado al depósito hidrotermal de manganeso, que es común en el suelo marino. En cambio las andesitas BEKL 18D-1 y ROCA 24J-16 conservan valores más cercanos, sólo diferenciándose por el mayor contenido de TiO_2 y FeO_T de la muestra ROCA 24J-16. Por último la muestra basáltica ROCA 19J-24, presenta los valores más elevados de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO_T , MgO, CaO y P_2O_5 característicos de magmas menos diferenciados.

4.3.3 Elementos Traza

El diagrama multielementos (Fig. 4.29a) normalizado respecto al Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989), revela que la mayoría de las muestras presentan un enriquecimiento en los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE) respecto a Nb y Ta, anomalía positiva de Pb, así como de Sr en las muestras menos diferenciadas, todas éstas son comúnmente asociadas a arcos volcánicos relacionados a subducción, a excepción de ROCA 19J-24 que no tiene anomalía positiva de Pb y la anomalía negativa de Nb-Ta no está bien desarrollada, por lo que es probable que esta muestra se relacione con el volcanismo más joven de las cuencas.

En general se observa un enriquecimiento marcado en K, Ba y Pb (LILE), además de Th y U, así como anomalías negativas en Nb, Ta, Eu y Ti. La mayoría de las muestras parecen seguir este patrón, sin embargo lucen diferencias en la intensidad de las anomalías de Sr y Ti, y en la abundancia de REE medias (MREE) y pesadas (HREE), relacionadas con el grado de diferenciación, así como variación en elementos más incompatibles y móviles (Rb, Ba, U, K) que podrían en parte deberse a alteración.

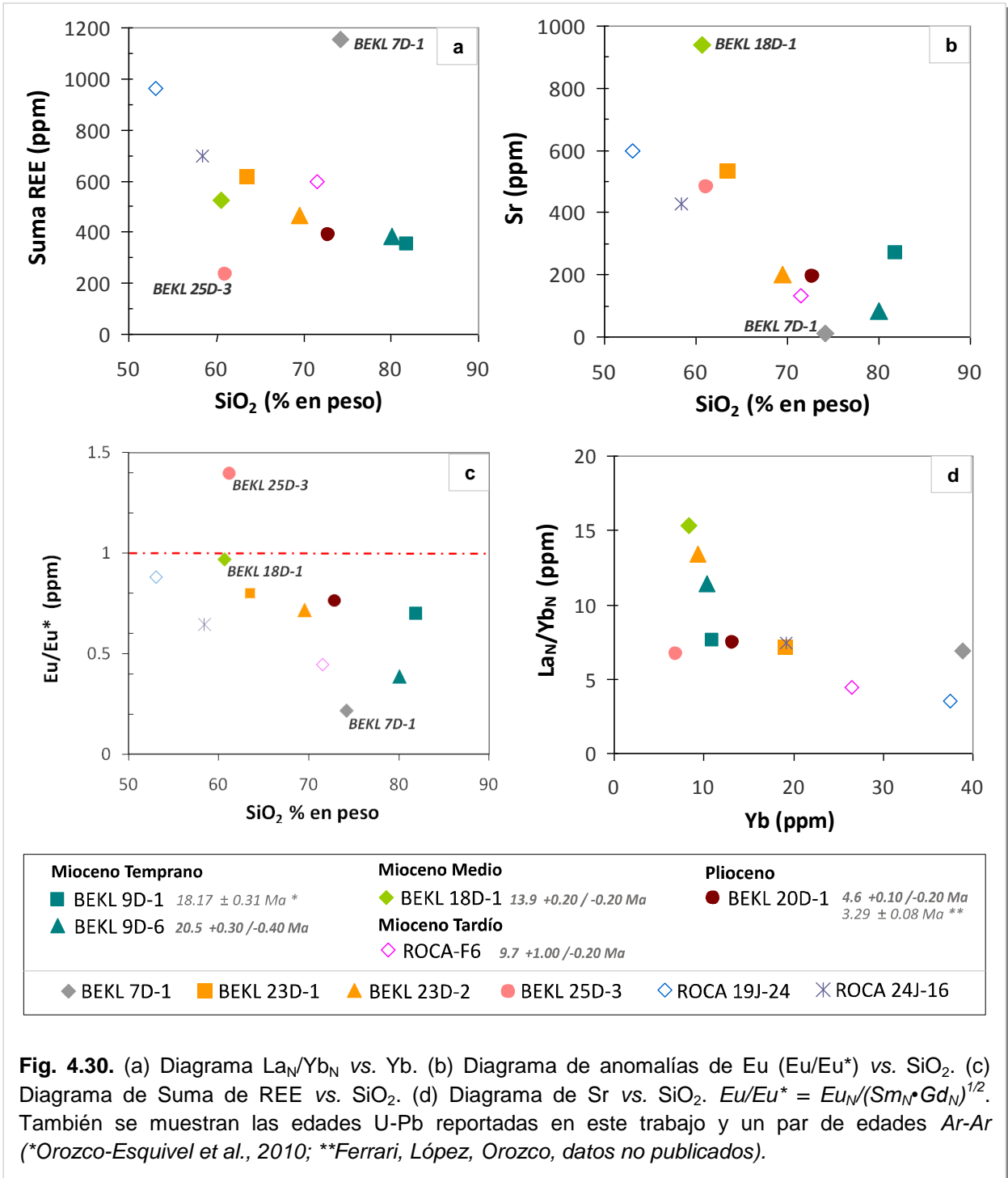
Los patrones de elementos de las Tierras Raras (REE) normalizados respecto a Condrita (McDonough y Sun, 1995; Fig. 4.29b) exhiben un moderado y variable enriquecimiento en las REE ligeras (LREE) respecto a las REE pesadas (HREE) definido por la relación La_N/Yb_N entre 3.53 y 15.32 (Fig. 4.30a) y moderadas anomalías negativas de Eu en la mayoría de las muestras (Eu/Eu^* entre 0.2 y 1; Fig. 4.30b).



Se puede notar que las ignimbritas BEKL 9D-1 y 9D-6 (Mioceno Temprano) presentan espectros similares que siguen el patrón relacionado con subducción, sin embargo, tanto las anomalías en Sr, Zr y Eu como el enriquecimiento en REE ligeras, son más marcados en la muestra 9D-6 (Fig. 4.30a-c).

En particular, la riolita BEKL 7D-1 (tendencia hiperalcalina) se muestra más enriquecida en REE (Fig. 4.30a), además de presentar anomalías negativas de Ba, Sr, Eu y Ti notoriamente

más pronunciadas (Fig. 4.29b y Fig. 4.30b-c), y la anomalía negativa de Nb-Ta menos desarrollada.



El espectro de la andesita BEKL 18D-1 (Mioceno Medio) muestra características similares a la mayoría, pero en cambio presenta una anomalía positiva de Sr. Además su patrón de REE es claramente más fraccionado, con pendientes más enriquecidas hacia las REE ligeras ($La_N/Yb_N > 15$; Fig. 4.30d) y prácticamente no presenta la anomalía de Eu que caracteriza a las anteriores (Fig. 4.30c).

Por otro lado, el patrón de multielementos de la pómez de BEKL 25D-3 presenta ligeras anomalías positivas en Ce, Sr y Eu (Fig. 4.30b-c) que la hacen claramente diferenciable del resto, además del menor contenido de REE (Fig. 4.30a). Los clastos basálticos de ROCA 19J-24 también presentan características diferentes a las demás muestras, con un patrón de REE más plano ($La_N/Yb_N = 3.53$; Fig. 4.30d), así como anomalías negativas en Zr, Hf y Pb, anomalía positiva en Ba y una pobre anomalía de europio ($Eu/Eu^* = 0.88$; Fig. 4.30c).

El empobrecimiento o enriquecimiento en Eu es generalmente atribuido a la tendencia a ser rápidamente incorporado dentro de la plagioclasa preferencialmente sobre otros minerales. La anomalía negativa de Eu es usualmente interpretada como evidencia de una temprana separación de plagioclasa y por lo tanto como un indicador procesos de cristalización fraccionada en el magma. Por el contrario si un magma acumula cristales de plagioclasa durante la cristalización, la composición de la roca resultante exhibirá una anomalía positiva en Eu. De igual forma el Sr es un elemento indicador del fraccionamiento temprano de plagioclasa.

Se puede notar que la suma de REE (Fig. 4.30a) y el contenido de Sr (Fig. 4.30b) disminuye al aumentar el SiO_2 , por lo que las variaciones en los patrones de REE y en la anomalía negativa de Sr podrían asociarse a un proceso de cristalización fraccionada.

4.3.4 Análisis mineral

La datación mediante LA-ICP-MS permite además de calcular las relaciones isotópicas, obtener análisis de los elementos traza por cada punto medido en cada zircón. A continuación se describen los resultados obtenidos.

4.3.4.1 Introducción

El zircón es un ortosilicato de Zr ($ZrSiO_4$) formado por un 67.2 % *en peso* de ZrO_2 y un 32.8 % *en peso* de SiO_2 . Además de ser el principal mineral portador de Zr en la mayoría de las rocas

ígneas y metamórficas, posee una abundancia significativa de U, Th, Hf y REE, los cuales son elementos geoquímicamente importantes tanto como indicadores de procesos, como para la determinación de edades. El uso de nuevas técnicas analíticas tales como LA-ICP-MS que permiten detectar un buen número de elementos traza por cada análisis puntual, ha revelado en varios casos que un simple cristal de zircón posee un registro de múltiples eventos geológicos. En algunos casos la edad calculada del zircón no coincide con las edades de eventos geológicos determinados a partir de otros minerales o del análisis de roca total. Para validar e interpretar el significado de múltiples edades es importante conocer la composición del zircón y el comportamiento de los elementos dentro de este.

En la composición del zircón los elementos traza de mayor abundancia son las REE, P, U y Th, además de Hf e Y que pueden ser considerados como elementos menores. Estos elementos pueden ser incorporados en el zircón mediante diferentes mecanismos (Tabla 4.2) dependiendo de su radio iónico y carga. En la estructura del zircón tanto el Si como el Zr son tetravalentes. El ion Zr^{4+} tiene un radio de 0.84 \AA y puede ser sustituido por cationes con radio iónico similar, entre éstos, los cationes tetravalentes como Th^{4+} , U^{4+} y Hf^{4+} son incorporados preferentemente en el zircón. Especialmente el Hafnón ($HfSiO_4$) forma solución sólida completa con zircón ($ZrSiO_4$).

Sustitución Simple	Sustitución Acoplada
<p>(1) $Hf^{4+} = Zr^{4+}$</p> <p>(2) $(U^{4+}, Th^{4+}, Ti^{4+}, Sn^{4+}) = Zr^{4+}$</p> <p>(3) $(HO)_4 = Zr^{4+}$</p>	<p>(a) En un sitio estructural:</p> $(Y, REE)^{3+} + (Nb, Ta)^{5+} = 2 Zr^{4+}$ <p>(b) En dos sitios estructurales:</p> $(Y, REE)^{3+} + P^{5+} = Zr^{4+} + Si^{4+}$ $Sc^{3+} + P^{5+} = Zr^{4+} + Si^{4+}$ $M^{n+} + n(OH)^- + (4-n)H_2O = Zr^{4+} + (SiO_4)^{4-}$ <p>donde M es un catión metal y n es un entero</p>

Tabla 4.2. Mecanismos de sustitución simple y acoplada. Modificado de Hoskin y Schaltegger (2003).

Así mismo, las HREE trivalentes tienen radios iónicos más pequeños y cercanos al de Zr^{4+} que las LREE trivalentes (la disminución del radio iónico al aumentar el número atómico a lo largo de este periodo es conocida como *contracción lantánida*), por ejemplo, Lu^{3+} tiene un radio iónico de 0.977 \AA , mientras que el de La^{3+} es de 1.160 \AA . Debido a esto, las HREE entran preferentemente en la estructura del zircón, mientras que las LREE tienden a ser excluidas.

Una excepción se tiene con el Ce, que es una LREE que puede ocurrir en forma trivalente o tetravalente, dependiendo de la fugacidad de oxígeno. La fugacidad de oxígeno es un indicador de condiciones de óxido-reducción (*redox*) en el magma, ya que dichas condiciones involucran un proceso la pérdida de electrones, también implican un aumento en el radio iónico y la carga del ion. Entonces, el Ce bajo condiciones oxidantes, se presenta en su forma tetravalente (Ce^{4+}) y radio iónico de 0.97 Å por lo que puede entrar en cantidades importantes en zircón. Esto se refleja en una anomalía positiva de Ce respecto a los elementos vecinos La y Pr. Por lo tanto, la presencia una anomalía positiva de Ce es indicadora de condiciones oxidantes en el magma que favorecen la formación de Ce^{4+} . Similar es el caso del Eu que, a diferencia de otras REE, puede existir en forma divalente o trivalente dependiendo de la fugacidad de oxígeno en el magma. En condiciones reductoras se tiene mayor abundancia de Eu^{2+} que tiene un radio iónico grande (1.25 Å) y es incorporado en mucho menor proporción en zircón, lo que queda reflejado en una anomalía negativa de Eu. Bajo condiciones oxidantes predomina como Eu^{3+} , comportándose entonces como otros REE trivalentes, por lo que no se tendría una anomalía de Eu.

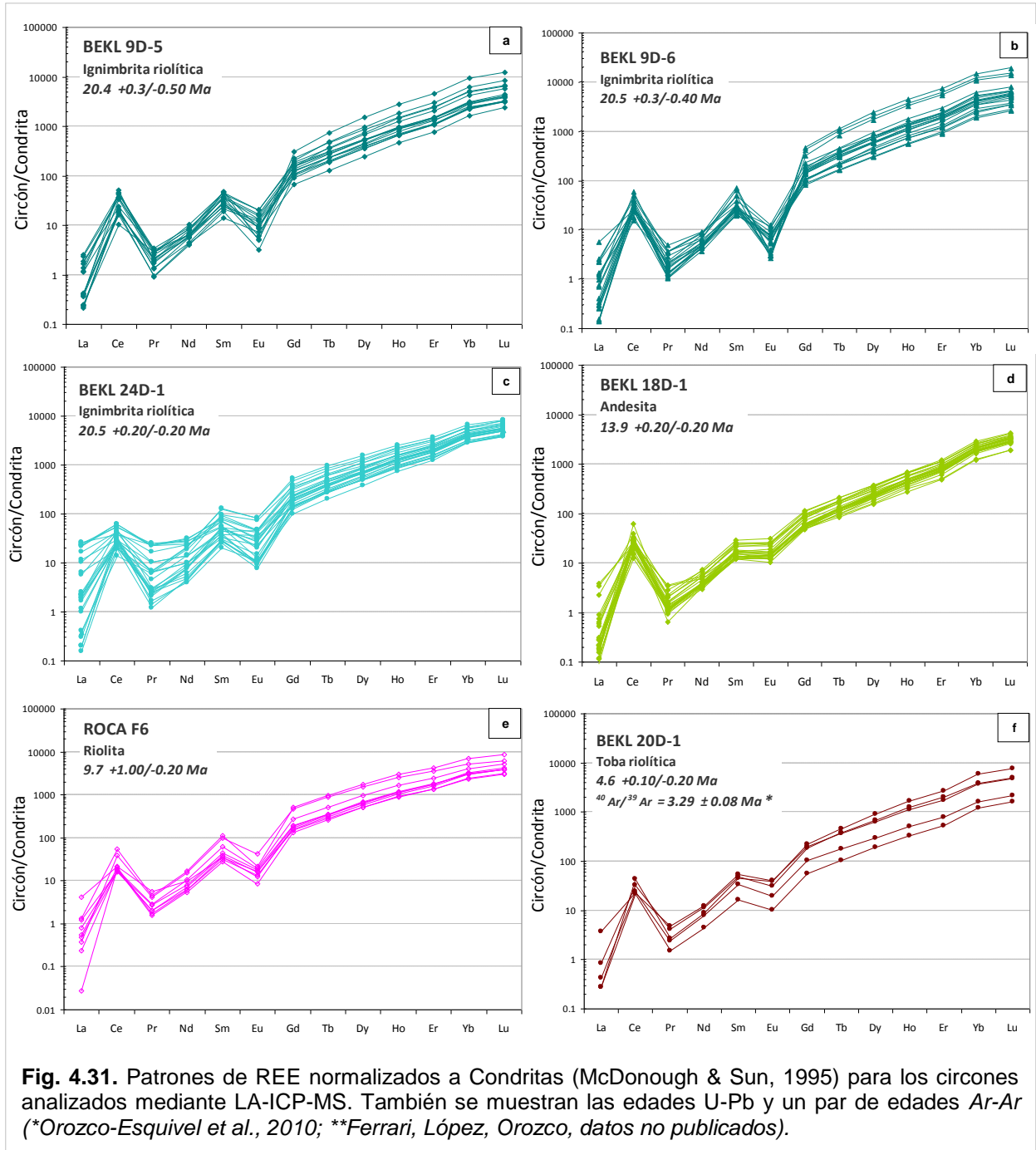
La coexistencia en el zircón de una anomalía positiva de Ce (esperada en condiciones oxidantes) y una anomalía negativa de Eu (esperada en condiciones reductoras), puede ser explicada mediante la cristalización de zircón a partir de un magma que previamente experimentó fraccionamiento de plagioclasa, por lo que ya estaba empobrecido en Eu (Eu^{2+} puede sustituir al Ca^{2+} en la estructura de la plagioclasa).

4.3.4.2 Resultados

Los espectros de REE normalizados a Condrita (Fig. 4.31) muestran perfiles generales propios del zircón, caracterizados por una pendiente pronunciada debida a un enriquecimiento en HREE y empobrecimiento en LREE ($\text{La}_N/\text{Yb}_N < 1$), con anomalía positiva de Ce y anomalía negativa de Eu. Se considera que este estilo de patrón es característico de zircones ígneos inalterados (Hoskin y Schaltegger, 2003).

Las ignimbritas riolíticas datadas como del Mioceno Temprano (BEKL 9D-5, 9D-6 y 24D-1), mantienen similares anomalías de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \sim 0.02-0.27$; Fig. 4.25b) y valores relativamente altos de HREE, p. ej. Yb (Fig. 4.32d), aunque su patrón entre las MREE y HREE mantiene una pendiente baja (Lu_N/Gd_N entre ~ 20 y 40 ; Fig. 4.32e). Además se observan marcadamente

enriquecidas en Th, U, Nb, Hf (Fig. 4.32a-c-d) y con tendencia a valores bajos de la relación Th/U.



El marcado enriquecimiento en Th, U, Hf y HREE en zircones del Mioceno temprano parece no estar asociado sólo al grado de diferenciación del magma, sino ser una característica del volcanismo del Mioceno temprano, ya que ignimbritas de esta edad con similares

características han sido reportadas por Bryan *et al.*, (2008) en la SMO. Particularmente las ignimbritas BEKL 9D-5 y 9D-6, presentan variaciones significativas en el contenido de U y HREE desde los cristales más antiguos a los más jóvenes (sus relaciones isotópicas definen una tendencia de edades que migran desde ~18.5 Ma hasta los ~21 Ma; Fig. 4.27). El enriquecimiento en estos elementos en los zircones más jóvenes ha sido asociado a un proceso de refusión de cuerpos intrusivos, durante el cual habría una segregación permanente de fundido (enriquecido en elementos incompatibles como U y HREE) y una subsecuente acumulación y cristalización del magma, el cual presentará un enriquecimiento en U y HREE.

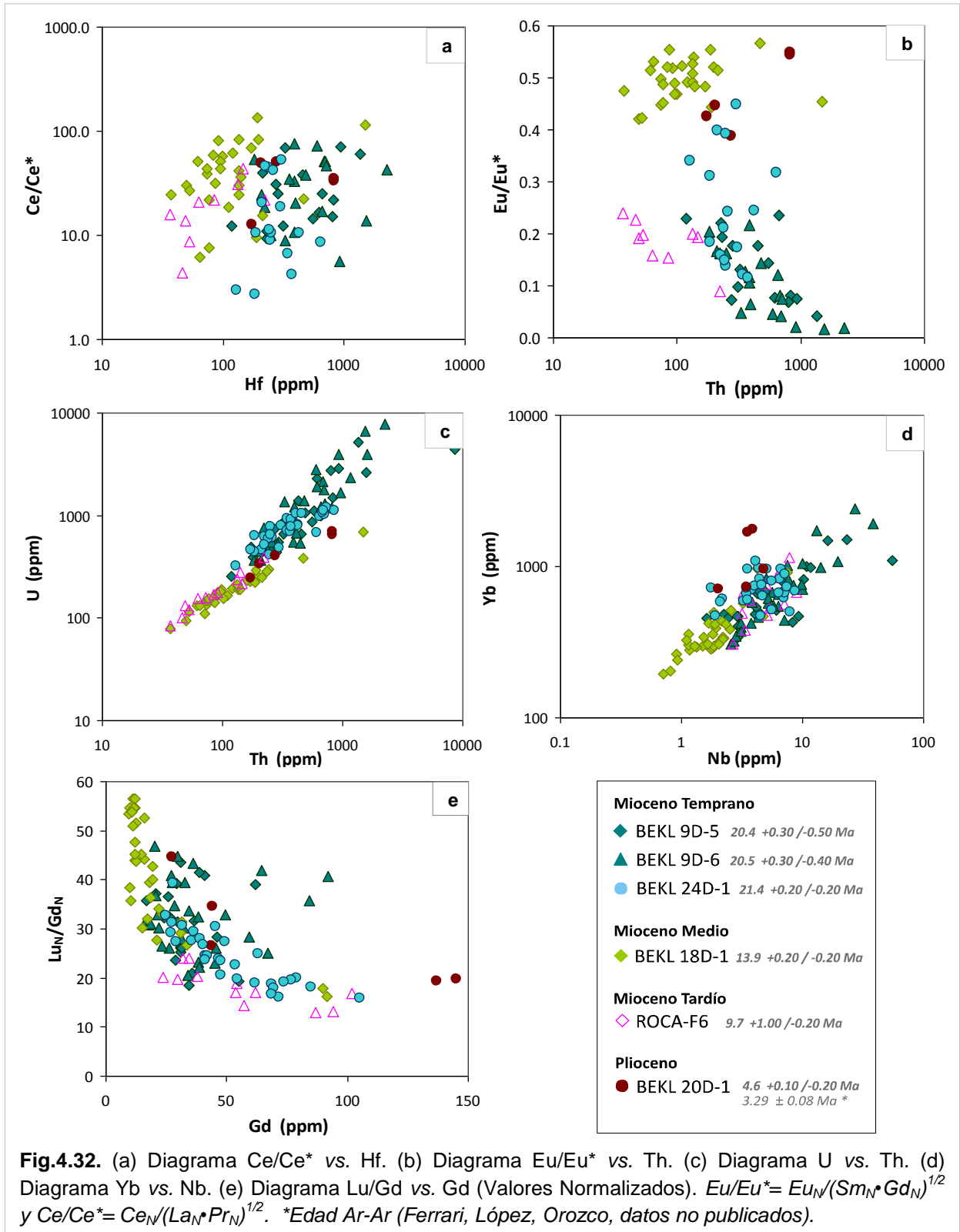
El patrón de REE de los zircones de la andesita BEKL 18D-1 (Fig. 4.31d) fechada en 13.9 ± 0.2 Ma, presenta la mayor pendiente entre las MREE y HREE (Lu_N/Gd_N entre 57 y 32; Fig. 4.32e), aunque con valores relativamente bajos para las HREE (p. ej. Yb; Fig. 4.32d) y se distingue del resto de las muestras porque la anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = -0.421-0.559$; Fig. 4.32b) no es tan desarrollada, similar al análisis de roca total donde no se presenta esta anomalía, por otro lado es la más empobrecida en Th, U, Nb, Hf (Fig. 4.32a-c-d), e igualmente muestra una tendencia a valores más altos de la relación Th/U.

Los zircones de la riolita ROCA F6 de edad Mioceno Tardío ($9.7 +1.0/-0.2$ Ma) forman también un patrón típico del zircón (Fig. 4.31e) y al igual que en el análisis de roca total, presenta una pobre pendiente entre las MREE y HREE, definida por valores de $Lu/Gd_N < 25$ (Fig. 4.32e), así como una marcada anomalía negativa de Eu ($Eu/Eu^* = -0.089-0.240$; Fig. 4.32b) y moderada anomalía positiva de Ce ($Ce/Ce^* = 4.4-44.0$). El contenido en HREE es similar al de las ignimbritas del Mioceno Temprano (p. ej. Yb; Fig. 4.32d), aunque a diferencia de éstas presenta valores bajos de Th, U, y Hf (Fig. 4.32a-c) y relativamente bajos de Th/U.

Aunque de la toba riolítica 20D-1 se analizaron pocos cristales, se puede notar que mantienen un comportamiento de zircones típicamente ígneos. Su contenido de HREE es similar al de las muestras riolíticas fechadas como Mioceno Temprano (Fig. 4.32d), aunque presentan variaciones en las anomalías de Eu ($Eu/Eu^* = -0.317-0.548$; Fig. 4.32b) y Ce ($Ce/Ce^* = 12.6-33.0$).

En general, no hay diferencias significativas en la anomalía de Ce de todas las muestras, lo que indicaría condiciones oxidantes similares para todas. Mientras que las anomalías negativas de Eu, probablemente se relacionarían a la cristalización del zircón en un magma que había

fraccionado plagioclasa, por lo que se esperan las anomalías más marcadas para las muestras más diferenciadas.



5. DISCUSIÓN

La integración de los datos obtenidos del análisis realizado a las muestras recuperadas en el interior del Golfo de California permite correlacionarlas con los principales eventos magmáticos, vinculándolas según su naturaleza (petrografía y geoquímica) y edad (geocronología). Además, por su posición dentro del Golfo, la correlación de estas muestras con los plutones silíceos recientemente reconocidos en ambas márgenes, permite investigar la existencia y alcance espacio-temporal en la zona *offshore* del magmatismo del Mioceno temprano.

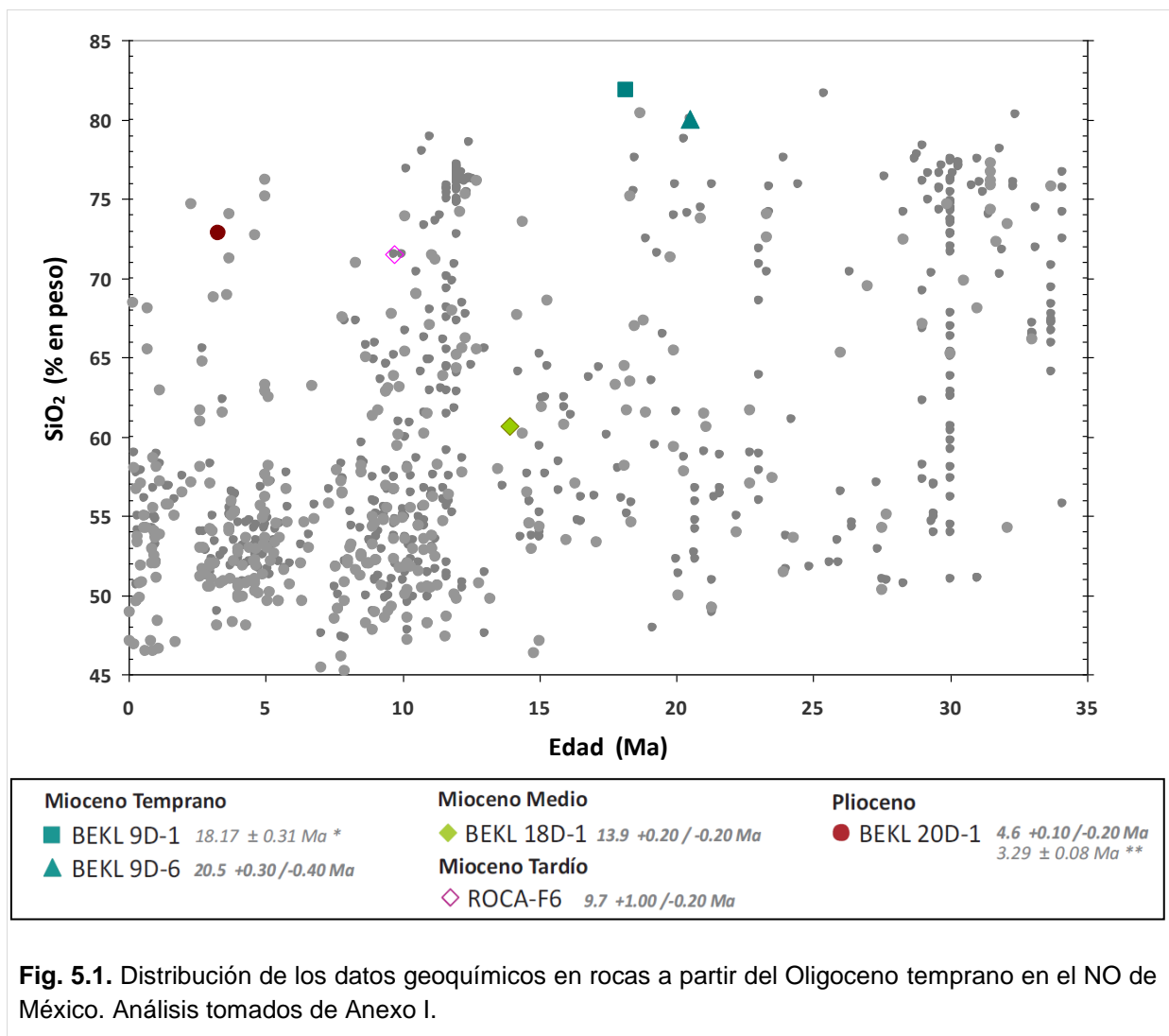
5.1 CORRELACIÓN NATURALEZA-EDAD

Lograr la vinculación de las muestras analizadas dentro de la evolución magmática del oeste mexicano (Fig. 5.1) requiere considerar tanto su edad como su naturaleza. Así mismo, debido a la cercanía de algunos sitios, la ubicación de cada una de estas muestras también es un elemento a considerar para el establecimiento de algunas relaciones espacio-temporales.

Se conoce que desde el Oligoceno temprano hasta el Mioceno Medio el magmatismo fue predominantemente silíceo, caracterizado por grandes pulsos ignimbríticos además de coladas basáltico-andesíticas en menor proporción. Las edades del Mioceno temprano (21.4 a 20.5 Ma) obtenidas para ignimbritas riolíticas del sitio BEKL 9D coinciden con esta fase y en particular con el último pulso ignimbrítico en el Sur de la SMO (~21-19 Ma; Ferrari *et al.*, 2002) y las tobas del miembro inferior del Grupo Comondú (Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2000). Las muestras del sitio BEKL 9D se pueden considerar como un mismo paquete debido a sus características petrográficas y composición, mientras que la ignimbrita BEKL 24D-1 colectada solo un poco más hacia el SE y fechada igualmente como Mioceno temprano, presenta características litológicas y petrográficas distintas, aunque evidentemente pertenecen al mismo evento volcánico.

La andesita BEKL 18D-1 fechada como Mioceno Medio (13.9 ± 0.2 Ma) pertenece a una fase de vulcanismo menos abundante durante este periodo, como el reportado para el Grupo Comondú Superior o “*unidad superior de flujos de lava y brecha*” en Loreto, relacionado a la facies de núcleo del arco volcánico en Baja California Sur (e.j., Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2001).

Posteriormente, a partir del Mioceno tardío hasta el Cuaternario el magmatismo está formado por coladas de basaltos e ignimbritas con composición alcalina, toleítica y calcoalcalina. Se obtuvieron edades correlacionables con el volcanismo post-subducción de Baja California para una riolita de edad Mioceno tardío (9.7 Ma) colectada en el Farallón de San Ignacio (ROCA F6), así como para una riolita del Plioceno temprano (U-Pb= ~4.6 Ma y Ar/Ar= ~3.29 Ma; Ferrari, López, Orozco, datos no publicados), cuya edad coincide con una arenisca tobácea de 3.6 ± 0.5 Ma fechada por Umhoefer *et al.* (2007) en la isla San José. Por otro lado, el análisis geoquímico de estas muestras descarta una naturaleza alcalina como lo que se ha reportado ampliamente en Sonora (Vidal, 2005) para litologías silíceas con edades similares (Fig. 5.2).



Para el resto de las muestras que solo fueron analizadas geoquímicamente, no es posible hacer una correlación temporal, sin embargo, sus características composicionales, así como su cercanía con otros sitios de edad conocida, permiten sugerir una relación genética con las diferentes fases de la evolución magmática de esta región (Fig. 5.1). Desde este punto de vista, se debe considerar que el vulcanismo en la península de Baja California ha sido ampliamente estudiado, en contraste, son pocos los trabajos que reportan análisis geoquímicos en la margen este.

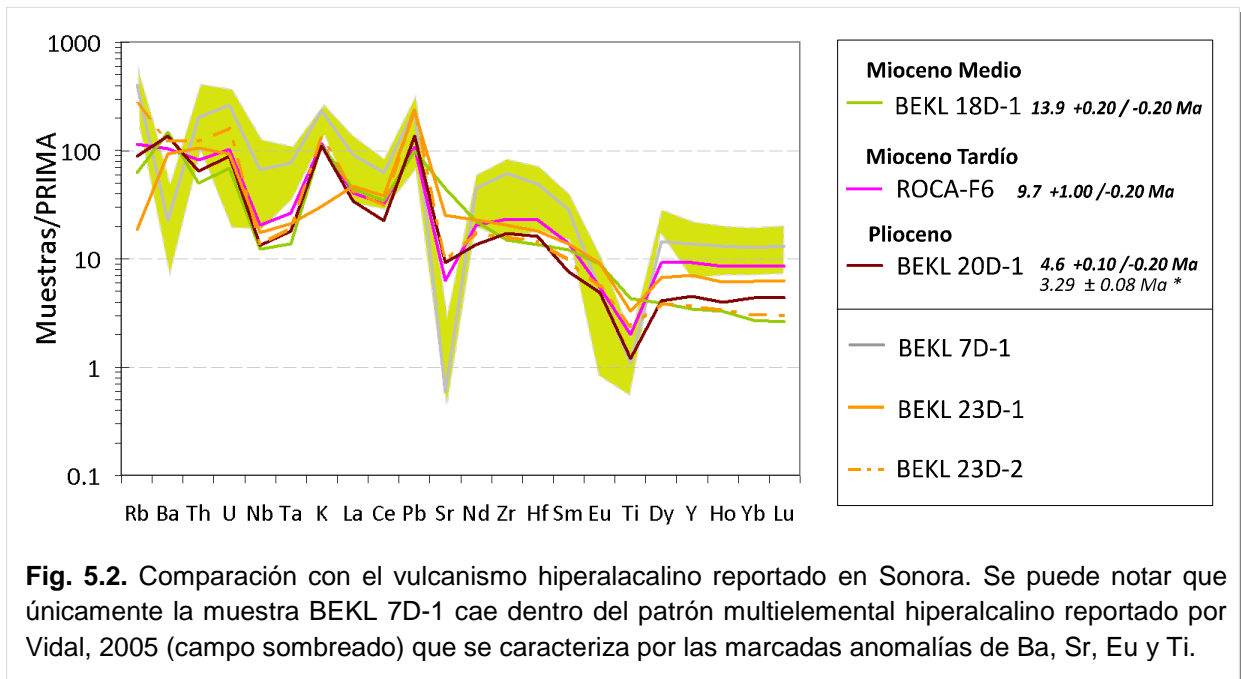


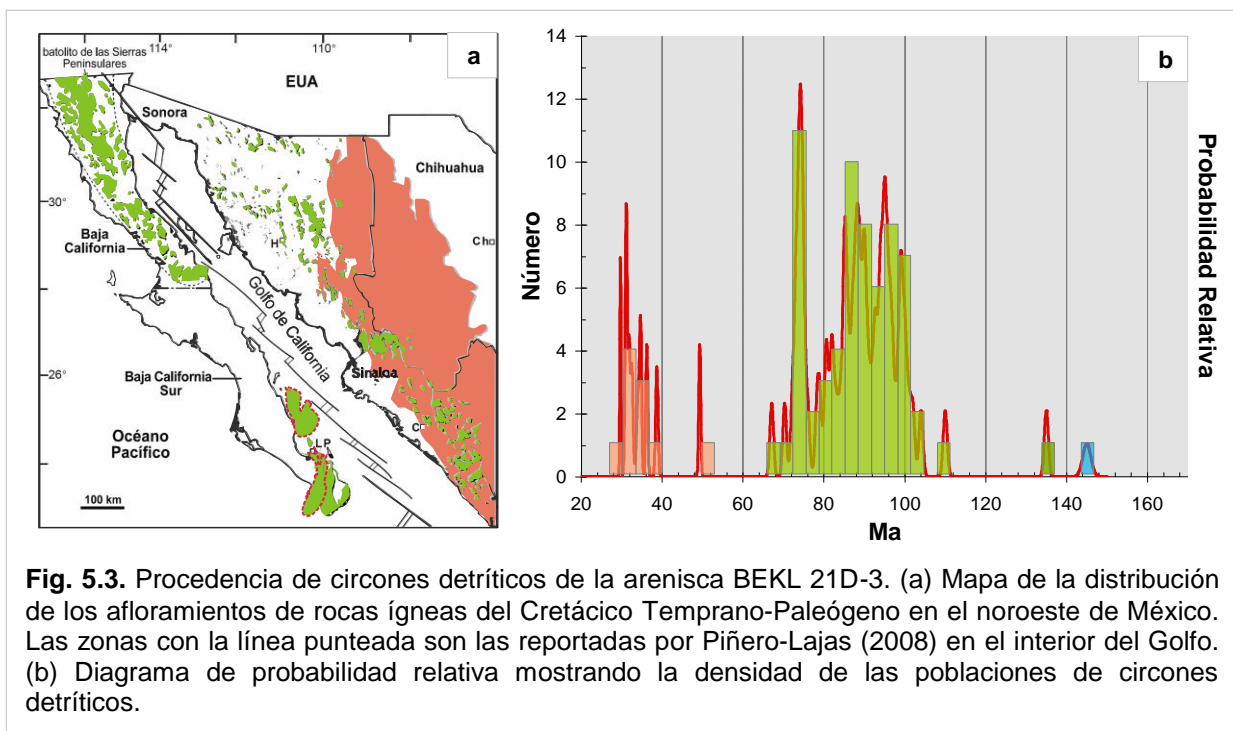
Fig. 5.2. Comparación con el vulcanismo hiperalcalino reportado en Sonora. Se puede notar que únicamente la muestra BEKL 7D-1 cae dentro del patrón multielemental hiperalcalino reportado por Vidal, 2005 (campo sombreado) que se caracteriza por las marcadas anomalías de Ba, Sr, Eu y Ti.

Las litologías riolíticas y dacíticas (BEKL 7D y 23D-2) pueden incluirse dentro de las fases de vulcanismo silíceo comprendido entre el Mioceno temprano y medio, sin embargo, a pesar de que se cuenta con menos datos también es posible incluirla dentro de los periodos más jóvenes. Para las rocas de composición intermedia (BEKL 23D-1 y 25D-3) las relaciones son menos claras debido a que las fases de vulcanismo de esta composición son más constantes a lo largo del tiempo, aunque también se debe tomar en cuenta que la muestra BEKL 25D-3 se trata de una ignimbrita colectada muy cerca del sitio 24D donde se colectó una de las ignimbritas de edad Mioceno temprano. Por último, las litologías que exhiben las composiciones menos diferenciadas se ajustan mejor para las últimas expresiones volcánicas post-subducción, además que estas muestras fueron colectadas en sitios cercanos a las dorsales.

5.2 PROCEDENCIAS DE ZIRCONES DETRÍTICOS

Las edades de los zircones detríticos de la arenisca BEKL 21D-3 (Fig. 5.3b) presenta los mayores picos de densidad para una población concentrada entre 100 y 75 Ma, cuya fuente de procedencia corresponde a los plutones emplazados durante el Cretácico a lo largo de la costa oeste de Norte América (Fig. 5.3a), representados tanto por el Batolito de las Sierras Peninsulares (Cinturón este de 105 a 80 Ma; Silver y Chappell, 1988) y por el Bloque Los Cabos (90-118 Ma; Schaaf *et al.* 2000; 115 Ma; Piñero-Lajas, 2008) en Baja California, como por los batolitos reconocidos en el margen oeste de Sinaloa y Sonora (Henry *et al.*, 2003; Ferrari *et al.*, 2007). En el interior del Golfo, Piñero-Lajas (2008) reconoció también rocas plutónicas de esta edad, en un monte submarino y en las islas Santa Catalina, Santa Cruz, San Diego y Punta Botella (90-100 Ma).

Una población menor de zircones detríticos de 40 a 30 Ma es la más joven reconocible y marca la edad máxima para el depósito de dicha arenisca como posterior al Oligoceno Temprano. Esta población corresponde a la actividad volcánica comprendida entre el Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano (46 a 27.5 Ma; Ferrari *et al.*, 2007) y el primer pulso ignimbrítico del Supergrupo Volcánico Superior (31.5-28 Ma; Ferrari *et al.*, 2002) en la SMO.



5.3 ANTECRISTALES

Es importante mencionar la presencia de zircones considerados como *antecristales* en las ignimbritas del Mioceno temprano, similares a los reportados por Bryan *et al.*, 2008 en el Graben de Bolaños al Sur de la SMO.

El termino *antecristales* fue inicialmente sugerido por Hildreth (2001) para referirse a aquellos cristales de zircón que cristalizaron a partir de un pulso temprano de magmatismo, los cuales son incorporados en un pulso (s) posterior donde son total o parcialmente refundidos. Los cristales formados a partir del pulso magmático posterior guardan características geoquímicas particulares como enriquecimiento en U (>1000 ppm) y HREE, debido al enriquecimiento del magma en estos elementos derivados de los cuerpos refundidos (Fig. 5.4).

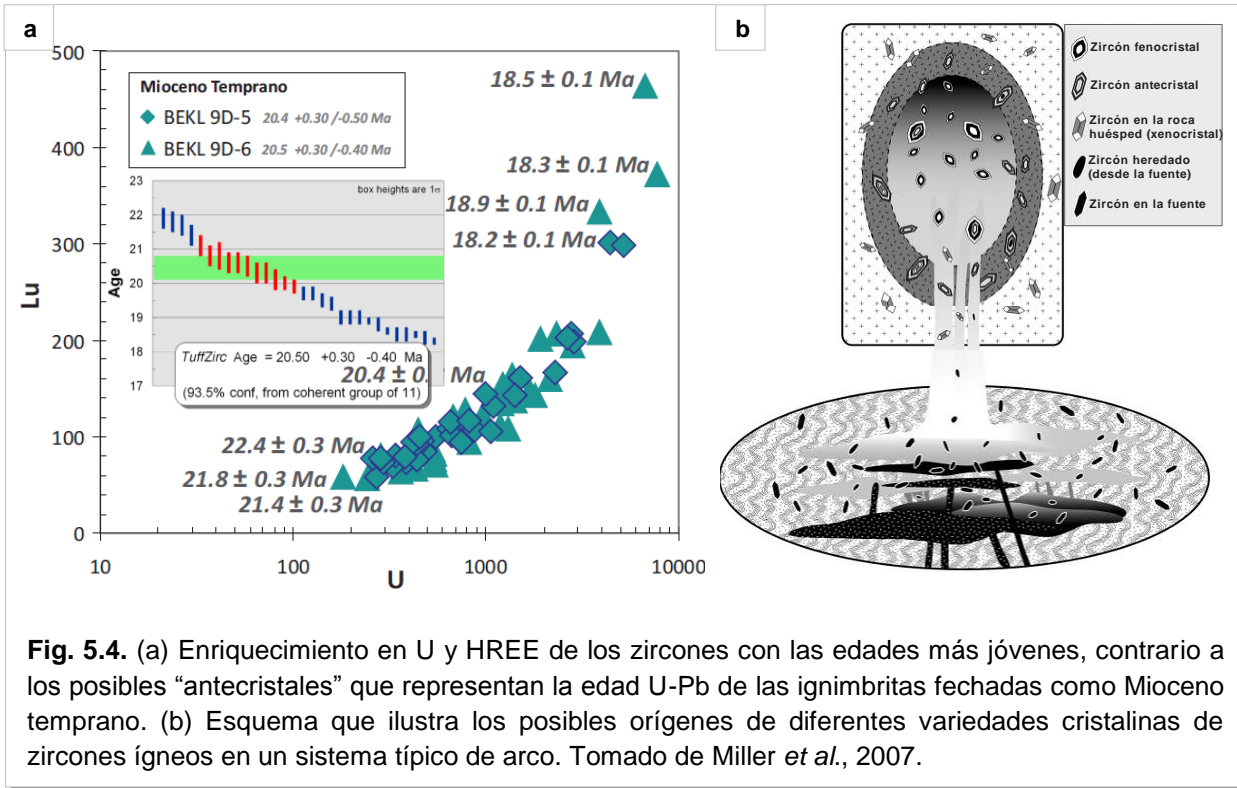


Fig. 5.4. (a) Enriquecimiento en U y HREE de los zircones con las edades más jóvenes, contrario a los posibles “antecristales” que representan la edad U-Pb de las ignimbritas fechadas como Mioceno temprano. (b) Esquema que ilustra los posibles orígenes de diferentes variedades cristalinas de zircones ígneos en un sistema típico de arco. Tomado de Miller *et al.*, 2007.

La presencia de estos cristales también es sustentada por la fecha $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida de un separado de feldespato potásico de la muestra BEKL 9D-1 (18.17 ±0.31 Ma; Orozco-Esquivel *et al.*, 2010) que sugiere que los zircones con edades entre 22 y 19 Ma son *antecristales* pertenecientes a cuerpos refundidos de un pulso magmático previo. La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

representa una edad de enfriamiento, es decir, la edad de erupción del magma (temperatura de cierre del Ar ~200 a 300 °C en feldespatos potásicos), mientras que la U-Pb representa la edad de cristalización del magma (~750 a 950 °C). Las escalas de tiempo de residencia del magma pre-erupción son típicamente inferidos a partir de la diferencia entre estas dos edades (Simon *et al.*, 2008), por lo que la existencia de fenocristales cristalizados casi al momento de la extrusión (~18 Ma; Fig. 5.4a) indicaría un tiempo de residencia muy corto para estos cristales. Por otro lado, la amplia diferencia entre las edades de los *antecristales* y los fenocristales, es comprensible para regiones con un magmatismo prolongado como es el caso de la SMO donde esta diferencia puede ser de 10 Ma o más (Bryan *et al.*, 2008).

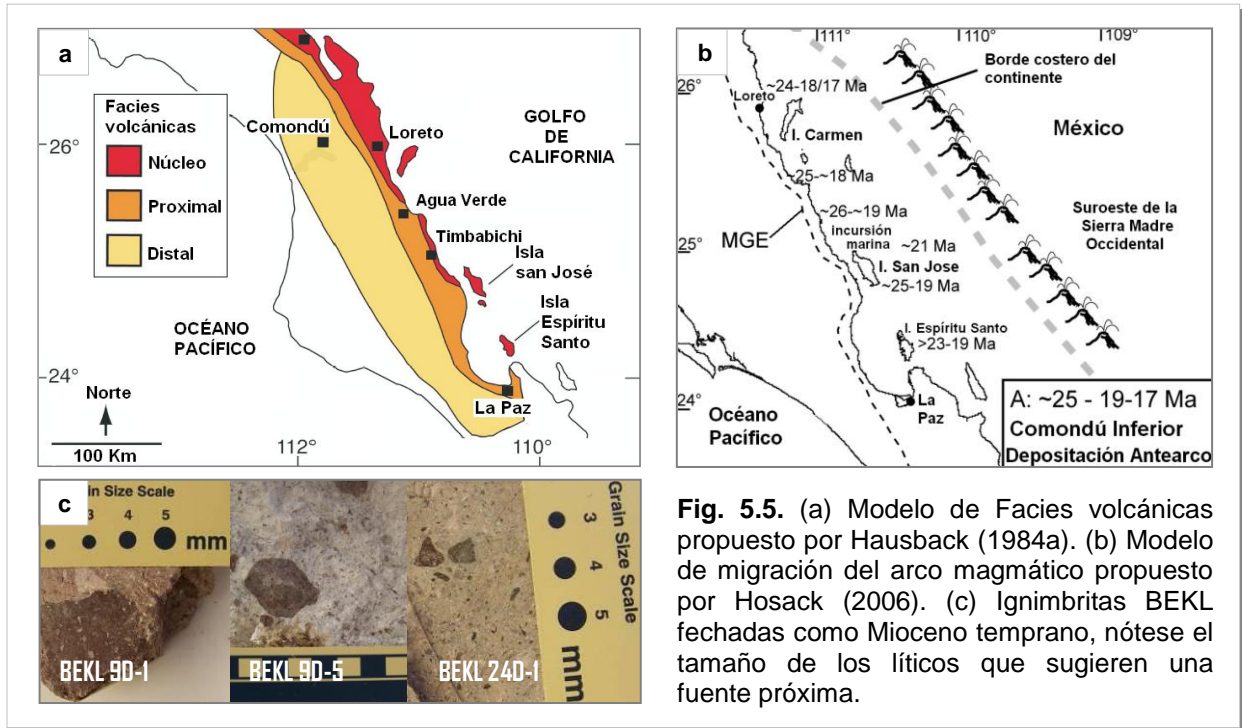
5.4 EXTENSIÓN DEL MAGMATISMO DEL MIOCENO TEMPRANO

El magmatismo silíceo del Mioceno Temprano ha sido descrito en el Sur de la SMO como parte del Supergrupo Volcánico Superior (Ferrari *et al.*, 2002) y como el último pulso del *ignimbrite flare up* de la SMO (McDowell y Clabaugh, 1979). Hacia la península de Baja California, las rocas silíceas de esta edad han sido tradicionalmente relacionadas al Grupo Comondú (Hausback, 1984; Umhoefer *et al.*, 2001).

En la región de la Bahía de La Paz, Hausback (1984) propuso un modelo de facies volcánicas (Fig. 5.5a) en el que asigna a las ignimbritas del Mioceno temprano en esta región como facies distales del vulcanismo de la SMO, el cual migró hacia el oeste y llegó a lo que ahora es la parte este de Baja California alrededor de los 24 Ma (Fig. 5.5c). Dicho modelo ha sido utilizado con algunas variaciones en la región norte de Bahía de La Paz por Umhoefer *et al.* (2001), Drake (2005) y Hosack (2006). Ferrari *et al.* (2002), ubican la fuente del pulso del Mioceno temprano en la parte sur de la SMO y mencionan la posibilidad de que las ignimbritas con esta edad, reportadas como facies distales por Hausback (1984) y Umhoefer *et al.* (2001) en la zona de La Paz, tengan su origen en la región de la Mesa del Nayar. Los fechamientos U-Pb (y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Orozco-Esquivel *et al.*, 2010) de las ignimbritas BEKL en el presente estudio revelan que estas rocas son de edad Mioceno temprano y por lo tanto son correlacionables en edad con lo reportado en ambos márgenes (Ver Anexo I).

El modelo de facies volcánicas de Hausback (1984) está basado en la variación de las características litológicas según la posición relativa del arco volcánico. La migración del arco según Umhoefer *et al.* (2001) indica que las rocas depositadas durante el Mioceno temprano

alrededor de Loreto corresponden a las facies distales descritas por Hausback (1984). Las características litológicas (tamaño de los líticos) de las ignimbritas BEKL colectadas al norte de la isla Espíritu Santo y fechadas como Mioceno temprano, corresponden con facies más cercanas al arco volcánico y no con facies distales.



La distribución de los batolitos responsables del arco volcánico silíceo del Mioceno temprano es la mayor evidencia para interpretar su posición en el tiempo. La ausencia de plutones de esta edad en la margen oeste, había apoyado la idea de que las tobas intercaladas en los depósitos del Grupo Comondú fueran facies distales. Plutones cercanos sólo habían sido documentados en la SMO.

En la margen este, la distribución del último pulso silíceo de la SMO se restringe al Sur de la provincia, a diferencia del primer pulso del Oligoceno temprano. En esta región sus equivalentes plutónicos están pobremente representados por los cuerpos reportados en centro y oeste de México (Gastil *et al.*, 1980; Ferrari *et al.*, 2002), así como por un cuerpo subvolcánico granodiorítico de 23.2 ± 0.15 Ma fechado por Iriondo *et al.*, (2003) al norte de Culiacán.

Hacia la margen oeste, se cuenta con un intrusivo de 20 ± 0.2 Ma reconocido por McFall (1968) en Bahía Concepción. También al noroeste de Loreto, en el cerro el Pílon de Las Parras, así como a la altura de la isla San José en la Península aflora un pórfido andesítico de 19.4 ± 0.9 Ma (Álvarez-Arellano *et al.*, 1999; Umhoefer *et al.*, 2001). Piñero-Lajas (2008) caracterizó el basamento al oeste de la cuenca Farallón, donde además de litologías volcánicas, reconoce plutones silíceos del Mioceno temprano (U-Pb= ~ 19 Ma y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ = ~ 18 Ma) al sur de la isla Santa Catalina y en el interior del Golfo (Fig 5.6a). Recientemente se han identificado más señales de actividad Mioceno en el sur del Golfo, en granitoides con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 19.8 a 18.1 Ma en la parte sur de la isla Santa Catalina, una granodiorita de 18.9 Ma en la isla Montserrat y un granito de 18.5 Ma expuesto a lo largo de las fallas extensionales al este de la cuenca Alarcón, así como edades U-Pb para una leucotonalita al sur del escarpe Pescadero (Orozco-Esquivel *et al.*, 2010). En este trabajo también se reportan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ~ 19 a 20 Ma para cuerpos plutónicos expuestos a lo largo de los ríos Santiago y San Pedro en Nayarit.

La comparación del análisis geoquímico obtenido para las ignimbritas BEKL de edad Mioceno temprano con lo reportado para algunos de estos plutones en los bloques sumergidos y otras litologías silíceas en la margen este del Golfo (Fig 5.6b), revela que todos estos presentan un patrón similar (anomalías negativas en Nb, Ta, Eu y Ti y positivas en K y Pb), por lo que no sólo son correlacionables por su edad sino también por su naturaleza, demostrando entonces su íntima relación.

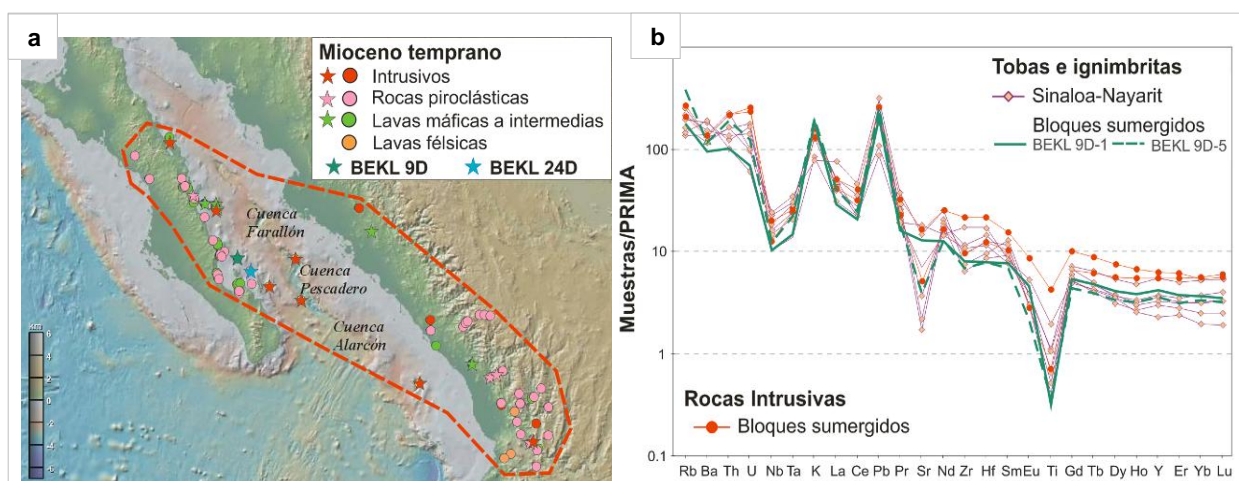


Fig. 5.6. Correlación del magmatismo del Mioceno temprano en ambas márgenes: (a) Distribución de las rocas reportadas con edades radiométricas del Mioceno temprano. (b) Comparación de los patrones de REE de las ignimbritas BEKL con los intrusivos en bloques sumergidos y tobas en la margen este del Golfo. Tomado de Orozco-Esquivel *et al.*, 2010.

6. CONCLUSIÓN

El análisis de las muestras sumergidas en el sur del Golfo de California demuestra que éste contiene un registro geológico importante aún sin documentar.

La caracterización petrográfica evidencia la naturaleza volcánica de la mayoría de las muestras analizadas y el análisis geoquímico de algunas de estas, confirma la composición dacítica y riolítica esperada.

Las siete nuevas edades isotópicas U-Pb obtenidas en el presente estudio, permiten correlacionar las muestras obtenidas en el interior de Golfo dentro los principales eventos regionales:

- Los zircons detríticos procedentes de la arenisca BEKL 21D-3 presentan picos de edad concentrados en dos poblaciones. Una población de 100-75 Ma comparable con las edades documentadas para el Batolito de las Sierra de Peninsulares, Bloque Los Cabos, las islas Santa Catalina, Santa Cruz, San Diego y Punta Botella, así como para los cinturones plutónicos en el margen oeste de Sinaloa y Sonora. Una segunda población de 40-30 Ma establece la edad máxima de depósito y corresponde con las edades documentadas para la actividad volcánica de la SMO.
- Para la riolita ROCA F6 colectada en el Farallón de San Ignacio, se obtuvo una edad del Mioceno tardío (9.7 +1.0 -0.2 Ma), mientras que a la muestra riolítica BEKL 20D-1 se le asigna una edad del Plioceno temprano (U-Pb= 4.6 +0.10 -0.20 Ma y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = \sim 3.29$ Ma; Ferrari, López, Orozco, datos no publicados). Estas edades son correlacionables con el volcanismo post-subducción de Baja California.
- La andesita BEKL 18D-1 arrojó una edad 13.90 ±0.2 Ma, concordante con el Grupo Comondú Superior, relacionado a las facies de núcleo del arco volcánico.
- Las edades obtenidas para las ignimbritas riolíticas BEKL 9D-5 (20.4 +0.2 -0.5 Ma), 9D-6 (20.5 +0.35 -0.40 Ma) y 24D-1 (21.40 ±0.2 Ma), dragadas en sitios cercanos a Bahía de la Paz, concuerdan con las edades reportadas por Ferrari *et al.* (2002) para la secuencia de El Nayar (~20-19 Ma) y con las reportadas para las tobas intercaladas en el Grupo Comondú (~23-19 Ma) por Hausback (1984), Umhoefer *et al.* (2001) y Drake (2005) en la zona de Bahía de La Paz hasta Loreto.

- Los fechamientos U-Pb de las ignimbritas BEKL 9D-5 y 9-6 revelan una tendencia a oscilar desde edades de ~18.5 Ma hasta ~21 Ma. La combinación con una fecha $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la ignimbrita equivalente BEKL 9D-1 (18.17 \pm 0.31 Ma; Orozco-Esquivel *et al.*, 2010) permite confirmar que la edad real es la de los zircones más jóvenes. El análisis mineral permitió reconocer la existencia de diferentes especies cristalinas en los zircones analizados, mostrando que los más jóvenes presentan un marcado enriquecimiento en Th, U, Hf y HREE. Todo esto sugiere la presencia de *antecristales* con similares características a los reportados por Bryan *et al.*, (2008) para ignimbritas de la misma edad en la SMO. Sin embargo, cabe la posibilidad de que los resultados simplemente puedan ser efecto de la mezcla de varios dominios durante el proceso de análisis.

Finalmente, mediante el análisis geoquímico se ha logrado corroborar la relación de las muestras volcánicas silíceas del Mioceno temprano (BEKL 9D-1 y 9-6) con los intrusivos de la misma edad recientemente reportados en el interior del Golfo (Piñero-Lajas, 2008; Orozco-Esquivel *et al.*, 2010). La distribución de los plutones silíceos reportados en ambos lados del Golfo, en las islas y en los bloques sumergidos indican que probablemente la fuente de las ignimbritas BEKL fechadas como Mioceno temprano sean estos plutones silíceos, lo que implica que el pulso del Mioceno temprano se extendió a lo largo del área donde ahora se localiza la parte sur del Golfo y el núcleo debió encontrarse próximo a la península de Baja California Sur a los ~20 Ma.

Esto sugiere la posibilidad de que el arco silíceo ignimbrítico del Mioceno temprano y sus batolitos responsables, se hayan distribuido por toda la región sur del actual Golfo de California y sus márgenes, y puedan ser estudiados en los bloques continentales extendidos y actualmente sumergidos bajo el Golfo.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Díaz, G. J. y McDowell, F. W. 1991. *The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental*. En: Bryan, S., Ferrari, L., Allen C., Petrone C., Ramos-Rosique A., Campbell, I. 2008. *New insights into large volume rhyolite generation at the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology*. Journal of Petrology, 49, 47-77.
- Andersen T., 2002. *Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report 204Pb*. Chemical Geology. 192. pags. 59-79.
- Aragón-Arreola, M. 2006. *Structural Evolution of Basins in the northern and central Gulf of California. Implications for rift kinematics and strain accommodation*. En: Piñero-Lajas, D. 2008. *Sísmica de reflexión y fechamiento 40Ar-39Ar del basamento continental en el margen oeste de la cuenca Farallón (Sur del Golfo de California, México)*. Tesis de Maestría. CICESE. 183 p.
- Aragón-Arreola Manuel D. J., Morandi-Soana MT., Martin-Barajas, A. 2005. *Structure of the rift basins in the central Gulf of California: Kinematic implications for oblique rifting*. Tectonophysics. Vol. 409, (PA: 26559).
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., y McDowell, F.W. 2003. *Cenozoic volcanic-tectonic development of northwestern Mexico - A transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension-related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces*. En: *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, March 25.30, 2003: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 5, p. 71.121.*
- Atwater, T., 1989, *Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America*. En: Drake, W. (eds.), *Structural Analysis, stratigraphy, and geochronology of the San José island accommodation zone, Baja California Sur*. Tesis de Doctorado. Northern Arizona University. 231 p.
- Axen, G. 1995. *Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States*: Geology, 23 (6):515-518.
- Martín-Barajas, A. 2000. *Volcanismo y extensión en la provincia extensional del Golfo de California*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo 53, Nº. 1, págs. 72-83.

- Bartolomé-de la Peña, R. *Evolución tectónica del margen continental oeste de México: Fosa Mesoamericana y Golfo de California (CORTES-P96)*. Tesis de Doctorado. Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera. Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona.
- Bryan, S., Ferrari, L., Allen C., Petrone C., Ramos-Rosique A., Campbell, I. 2008. *New insights into large volume rhyolite generation at the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology*. Journal of Petrology, 49, 47-77.
- Castillo-Hernández, D., Romero-Ríos, F. 1991. *Estudio geológico-regional de Los Altos de Jalisco y El Bajío, Informe 02-91, Comisión Federal de Electricidad*. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. 2005. *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen oeste de Norteamérica*. Bull. Geol. Soc. Mexico 57, 343–378.
- Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Lonsdale, P. F., Hilton, D. R., Shaw, A. M., Glascock, M. D. 2002. *Petrology of Alarcon Rise lavas, Gulf of California: Nascent intracontinental ocean crust*. Geophys. Journal of Geophysical Research, Vol. 107, No. B10, 2222.
- Clarens, .2006. *Processus et contrôles de la sédimentation Miocene a actuelle dans un bassin en extension: cas de la Formation Comondu et du Bassin Alfonso-El Carrizal (Basse Californie du Sud, Mexique)*. Tesis de Doctorado. L'Universite Bordeaux 1. 344 p.
- Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO, Kinny P. 2003. *Atlas of zircon textures*. En: Hanchar JM, Hoskin PWO (eds) Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry 53, pp 469-495.
- Damon, P. E., Nieto-Obregón, J. y Delgado-Argote, L. 1979. *Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Rio Grande de Santiago*. En: Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., and Rosas-Elguera, J. 2002. *Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico; implications for the late subduction history of the Farallon Plate*. Tectonics, 21(17), 1-23.
- Dickin, 2005. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press. 492 pp.
- Drake, W. 2005. *Structural Analysis, stratigraphy, and geochronology of the San José island accommodation zone, Baja California Sur*. Tesis de Doctorado. Northern Arizona University. 231 p.

- Duque-Trujillo, J. 2010. *Geocronología (U/Pb y 40Ar/39Ar) y geoquímica de los intrusivos paleógenos de la Sierra Nevada de Santa Marta y sus relaciones con la tectónica del Caribe y el arco magmático circun-Caribeño*. Tesis de Maestría. UNAM. 197 p.
- Eakins, B.W., Lonsdale, P.F., Fletcher, J.M., Ledesma, J. V. 2004. *Geomorphology of the Southern Gulf of California Seafloor*. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #OS41D-0519.
- Enríquez, E. y Rivera, R. 2001. *Timing of magmatic and hydrothermal activity in the San Dimas District, Durango, Mexico*. *New Mines and Mineral Discoveries in Mexico and Central America*, Society of Economic Geologists Special Publication, 8, 33-38.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. Wiley. Segunda edición. New York. 589 p.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Núñez, G. 1999. *Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt*. Geology 27, 303-306.
- Ferrari, L., Pasquare, G., Venegas, S., y Romero, F. 2000. *Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block*. Geological Society of America, Special Papers 334, 65-84.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., and Rosas-Elguera, J. 2002. *Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico; implications for the late subduction history of the Farallon Plate*. Tectonics, 21(17), 1-23.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. 2005. *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen oeste de Norteamérica*. Bull. Geol. Soc. Mexico 57, 343–378.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., 2007. *Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America*. GSA Special Paper 442, p. 1-39.
- Fletcher, J.M., y Munguía, L. 2000. *Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California*. Tectonics, 19(6), 1107–1123.

- Fletcher, M. J., Munguía-Orozco, L., Pérez-Venzor, J. A., Foster, D. y Aranda-Gomez, J. 1997. *Transtensional Tectonics, Southern Gulf of California*. EOS, Transactions, American Geophysical Union, v. 78, p. F822.
- Fletcher J.M., y Munguía L. 2000. *Active continental rifting in southern Baja California, México: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California*. Tectonics, 19,1107-1123.
- Fletcher J.M., Grove, M., Kimbrough D., Lovera O., Gehrels G. 2007. *Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas*. Geol. Soc. Am. Bull., 119, 1313–1336.
- Gans, P. B. 1997. *Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico*. En: Bryan, S., Ferrari, L., Allen C., Petrone C., Ramos-Rosique A., Campbell, I. 2008. *New insights into large volume rhyolite generation at the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology*. Journal of Petrology, 49, 47-77.
- Gastil, R. G., Krummenacher, D., Minch, J. 1979. *The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California*. Geological Society of America Bulletin, 90, 839-857.
- González-Fernández, A., Dañobeitia, J.J., Delgado-Argote, L.A., Michaud, L., Córdoba, D. y Bartolomé, R. 2005. *Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California*. En: Piñero-Lajas, D. 2008. *Sísmica de reflexión y fechamiento 40Ar-39Ar del basamento continental en el margen oeste de la cuenca Farallón (Sur del Golfo de California, México)*. Tesis de Maestría. CICESE. 183 p.
- Gordon, R.G. 1998. *The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions*. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, vol. 26, no. , pp. 615-42
- Hausback. 1984. *Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico*. En: V.A. Frizzell (eds.). *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Pacific Section Publication, Los Angeles, 39: 219-236 p.
- Helenes, J. y Carreño, A.L. 1999. *Neogene Sedimentary Evolution of Baja California in relation to Regional Tectonics*. En: Lomnitz, C. (eds.). *Earth Sciences in Mexico: Some recent perspectives*. Journal of South American Sciences. Special Issue. 12(6): 589-605p.

- Henry, C. D. y Fredrikson, G. 1987. *Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California*. Geol. Soc. Am. Maps and Chart series, MCH 063, 1 sheet, 14 p.
- Henry, C.D., y Aranda-Gomez, J.J. 2000. *Plate interactions control middle-late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range*. Tectonophysics, 318, 1-26.
- Henry, C. D., McDowell, F. W. y Silver, L. T. 2003. *Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, Mexico: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics*. En: Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L. y Martin-Barajas, A. (eds) *Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern United States*. Geological Society of America, Special Papers 374, 237-274.
- Honsack, A. M. 2006. *Structure of the Agua Verde Accommodation Zone, Baja California Sur, Mexico*. Tesis de Maestria. Northern Arizona University. 206 p.
- Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. 2003. *The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis*. En: Hanchar J, Hoskin P.W.O (eds) *Zircon*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53: pp 27-62
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A. y CRM. 2004. *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico*. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., 2007. *Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America*. GSA Special Paper 442, p. 1-39.
- Jäger, E., 1979, *Introduction to geochronology*. En: Jäger, E., y Hunziker, J. C., (eds.), *Lectures in isotope geology*. Berlin, Springer-Verlag, p. 1-12.
- Lizarralde, D., Gaherty, J.B., Collins, J.A., Hirth, G., y Kim, S.D. 2004. *Spreading-rate dependence of melt extraction at mid-ocean ridges from mantle seismic refraction data*. Nature, 432, 744-747.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., Gonzalez-Fernandez, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, Sutherland, P.F. y Umhoefer, P.J. 2007. *Variation in Styles of Rifting in the Gulf of California*. Nature, 448, 466-469.
- Lonsdale, P. 1989. *Geologic and tectonic history of the Gulf of California*. The Geology of North America, VN, 499-521.

- Lonsdale, P. 1991. *Structural patterns of the Pacific floor off-shore of peninsular California*. En: J.P., Dauphin, B.R.T., Simoneit (eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*, Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. v. 47: 87-125.
- Lonsdale, P. 1989. *Geology and Tectonic history of the Gulf of California*. En: Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W. (eds.). *The Geology of North America. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America, Boulder, Colorado. 499-521 p.
- Ludwig, K., 2004. *Isoplot/Ex, ver. 3, A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center. Publication núm. 4.
- McDowell, F. W., Clabaugh, S. E. 1979. *Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico*. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., (eds.), *Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America*. GSA Special Paper 442, p. 1-39.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P. 1977. Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., (eds.), *Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America*. GSA Special Paper 442, p. 1-39.
- McDowell, F. W. y Mauger, R. L. 1994. K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico. En: Bryan, S., Ferrari, L., Allen C., Petrone C., Ramos-Rosique A., Campbell, I. (eds.), *New insights into large volume rhyolite generation at the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology*. Journal of Petrology, 49, 47-77.
- McDowell, F. W. y McIntosh, W. C. 2007. *Timing of intense magmatic episodes in the northern Sierra Madre Occidental, Mexico*. En: Bryan, S., Ferrari, L., Allen C., Petrone C., Ramos-Rosique A., Campbell, I. (eds.), *New insights into large volume rhyolite generation at the mid-Tertiary Sierra Madre Occidental Province, Mexico, revealed by U-Pb geochronology*. Journal of Petrology, 49, 47-77.
- McPhie, J. M, Doyle, R. Allen. c1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Hobart : Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M., Royer, J.Y., Bourgois, J., Chabert, A., Cormier F. Bigot., Bandy, B., Mortera C., y Dymont, J. 2005. *La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho activo entre*

- la placa Pacífico y la península de Baja California*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, ISSN 0366-1784, Tomo 57, N° 1, pags. 53-64
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., Miller, C.F., Burgess, S.D., and Miller, R.B. 2007. *Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 167, p. 282–299, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S. E., Renne, P. 1994. *Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt*. Geological Society America Bulletin, 106, 383-394.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S., 2007. *Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt*. Chemical Geology. 244. pags. 452-473.
- Mujica-Mondragón, M. R., Albarrán, J. J., 1983. *Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano*. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (eds.), *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen oeste de Norteamérica* . Bull. Geol. Soc. Mexico 57, 343–378.
- Nieto-Obregón, J., L. Delgado-Argote, y P. E. Damon. 1981. *Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas*. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (eds.), *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen oeste de Norteamérica*. Bull. Geol. Soc. Mexico 57, 343–378.
- Nieto-Obregon, J., Delgado-Argote, L. y Damon, P. E. 1989. *Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt*. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (eds.), *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen oeste de Norteamérica*. Bull. Geol. Soc. Mexico 57, 343–378.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J. 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (eds.), *Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen oeste de Norteamérica*. Bull. Geol. Soc. Mexico 57, 343–378.

- Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Ferrari, L., Cornejo-Jiménez, C., Piñero-Lajas, D., Duque-Trujillo, J. 2010. *Tearing apart of an early Miocene silicic igneous province in the southern Gulf of California*. Geological Society of America, Abstracts, Vol. 42, No. 5, p. 296.
- Oskin, M. y Stock, J. 2003. Marine incursion synchronous with plate boundary localization in the Gulf of California. Geology. 31(1): 23-26 p.
- Oskin, M., Stock, J. M. y Martín-Barajas, A. 2001. *Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California*. Geology 29, 459–462.
- Parrish, R., Noble, S., 2003. *Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution -Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS)*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1), 183-213.
- Pérez-Tinajero, C. 2007. *Sismología de reflexión en el desierto de Altar, Sonora*. En: Piñero-Lajas, D. 2008. *Sísmica de reflexión y fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar del basamento continental en el margen oeste de la cuenca Farallón (Sur del Golfo de California, México)*. Tesis de Maestría. CICESE. 120 p.
- Persaud, P., Stock, J.M., Steckler, M.S., Martín-Barajas, A., Diebold, J.B., González-Fernández, A. y Mountain, G.S. 2003. *Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag, and Delfín Basins, northern Gulf of California, Mexico*. En: Piñero-Lajas, D. (eds.), *Sísmica de reflexión y fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar del basamento continental en el margen oeste de la cuenca Farallón (Sur del Golfo de California, México)*. Tesis de Maestría. CICESE. 183 p.
- Piñero-Lajas, D. 2008. *Sísmica de reflexión y fechamiento ^{40}Ar - ^{39}Ar del basamento continental en el margen oeste de la cuenca Farallón (Sur del Golfo de California, México)*. Tesis de Maestría. CICESE. 183 p.
- Plata-Hernández, E. 2002. *Cartografía y estratigrafía del área de Timbabichi, Baja California Sur, México*. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Baja California Sur, México, 113 p.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J. 2002. *Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 19(1)1–15.
- Sawlan, M. G., 1991. *Magmatic evolution of the Gulf of California rift, en Dauphin, J. P. Simoneit, B. A. (eds.), The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, 301-369.

- Saunders, A.D., Fornari, D.J. y Morrison, M.A. 1982. *The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins: The Gulf of California*. Mexico. J. Geol. Soc. London. 139: 335-346 p.
- Scheubel, F. R., K. F. Clark, y E. W. Porter. *Geology, tectonic environment and structural controls in the San Martín de Bolaños district, Jalisco, Mexico*. En: Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., and Rosas-Elguera, J. (eds.), *Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico; implications for the late subduction history of the Farallon Plate*. Tectonics, 21(17), 1-23.
- Sedlock, R. 2003. *Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas*. En: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L. y Martín-Barajas, A. (eds.). *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper 374, Boulder, Colorado. 1-42 p.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. 2009. *U-Pb Zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. geostandards and geoanalytical research*, V. Accepted For Publication April 20th, 2009.
- Spencer, J.E. y Normak, W.R. 1979. *Tosco-Abreojos fault zone: a neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, México*. Geology. 7: 554-557 p.
- Stock, J. M. 1988. *Kinematic constraints on the evolution of the Gulf of California Extension Province, Northeastern Baja California, Mexico*. Massachusetts Institute of Technology. Dept. of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences.
- Stock, J.M. y Hodges, K.V. 1989. *Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate*. Tectonics. 8: 99-115 p.
- Sutherland, F. H. *Continental Rifting Across the Southern Gulf of California*. PhD thesis, Univ. of California, San Diego (2006).
- Sutherland, F. H., Harding, A. J., Kent, G. M., Lizarralde, D., Holbrook, W. S., González-Fernández, A., Fletcher, J. M., Umhoefer, P. J. y Axen, G. J. 2003. *Continent- Ocean Transition Across the Alarcon Basin, Gulf of California from Seismic Reflection and Refraction Data*. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #T31E-0885.
- Tanner, M., Solari, L., 2009. *Fast reduction of U-Pb data using R*. Goldschmidt Conference Abstracts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. pags. 1313.

- Tera, F., Wasserburg, G., 1972. *U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions*. Earth and Planetary Science Letters. 17 (1). pags. 36-51.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., y Renne, P. 1994. *Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and the evolution of the Gulf of California*: Geology, v. 22, p. 649–652.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., y Renne, P. 2001. *Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur Mexico*. Sedimentary Geology, v. 144, p. 125–147.
- Umhoefer, P. J., Drake, W. R., Hosack, A., Puchalski, A., Peters, L., McIntosh, W. 2006. *Framework stratigraphy and chronology of the Comondu Group from Loreto to La Paz, Baja California Sur: regional correlation for use in across-Gulf of California correlations*. American Geophysical Union, Fall Meeting 2006, abstract #T41D-1614.
- Umhoefer P. J., Mayer, L., Dorsey, R. J. 2002. *Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico*. Geological Society of America Bulletin, v. 114, p. 849-868.
- Valencia-Moreno, M., y Ortega-Rivera, A. 2011. *Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide)*. En: Calmus, Thierry, (eds.), *Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 118, cap. 7, p. XXX–XXX, 25 figs.
- Vidal Solano J.R., Paz Moreno F.A., Demant A., Lopez Martinez M. 2007. *Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno Medio en Sonora Central: reevaluación de la estratigrafía y del significado del volcanismo terciario*. Rev. Mex. de Ciencias Geológicas. 24(1) 47-67.
- Webber, K. L., Fernández, L. A., Simmons, W. B. 1994. *Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, southern Sierra Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico*. En: Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S., (eds.), *Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of western margin of North America*. GSA Special Paper 442, p. 1-39.
- Wetherhill, G., 1956. *Discordant uranium-lead ages, I*. Transactions - American Geophysical Union. 37. pags. 320-326.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, London, UK. 466 pp.

8. ANEXOS

ANEXO I

Análisis Reportados

Las referencias completas se presentan en el apartado de bibliografía.

Muestra	Zona	Localización	Roca	SiO ₂	Método	Material	Edad (Ma)	Error	Referencia
SE9627	B.C.	S. Esteban	Dacita	64.70	K-Ar	W R	2.70	0.14	Calmus et al. (2010)
BC97-19	B.C.	C.V. San Borja		51.30	K-Ar	W R	2.81	0.12	Calmus et al. (2003)
BC97-23	B.C.	C.V. San Borja		50.50			2.91	0.08	Calmus et al. (2003)
JA96-21	B.C.	C.V. Jaraguay		57.00			3.00	0.35	Calmus et al. (2003)
BC97-22	B.C.	C.V. San Borja		50.50			3.00	0.11	Calmus et al. (2003)
BC97-17	B.C.	C.V. San Borja		51.00			3.01	0.13	Calmus et al. (2003)
99-75	B.C.	C.V. San Ignacio		54.00			3.08	0.10	Calmus et al. (2003)
SIN-4	Sin.	Mesa Cacaxtla	Hawaiita	48.05	Ar-Ar	W R	3.24	0.04	Aranda-Gómez et al. (1997)
BC0548	B.C.	Rosarito	MA	50.70			3.36	0.12	Pallares et al. (2008)
SE9601	B.C.	S. Esteban	Andesita A	61.50	K-Ar	W R	3.44	0.19	Calmus et al. (2010)
BC0549	B.C.	SW of Rosarito	MA	50.90			3.46	0.10	Pallares et al. (2008)
99-71	B.C.	C.V. San Ignacio		54.20			3.66	0.20	Calmus et al. (2003)
97-32	B.C.	C.V. San Ignacio		54.00			3.70	0.18	Calmus et al. (2003)
BC 97-21	B.C.	C.V. San Borja		51.00			3.72	0.10	Calmus et al. (2003)
BC0534	B.C.	Close to M. El Gato	MA	55.90			3.78	0.32	Pallares et al. (2008)
BC0506	B.C.	M. San Ignacio, emission point	MA	55.00			3.78	0.28	Pallares et al. (2008)
BC0532	B.C.	Close to M. El Gato	MA	52.10			3.84	0.11	Pallares et al. (2008)
JA96-22	B.C.	C.V. Jaraguay		55.25			3.87	0.12	Calmus et al. (2003)
BC0505	B.C.	M. San Ignacio	MA	55.20			3.90	0.13	Pallares et al. (2008)
BC0527	B.C.	Close to C. Los Enjambres	MA	50.00			4.01	0.23	Pallares et al. (2008)
SE96-10	B.C.	S. Esteban	Basalto B	52.90	K-Ar	W R	4.01	0.18	Calmus et al. (2010)
BC0516	B.C.	South of La Bocana	MA	50.50			4.02	0.13	Pallares et al. (2008)
BC0510	B.C.	M. Jaraguaycito	MA	49.90			4.16	0.17	Pallares et al. (2008)
BC0537	B.C.	Close to M. El Gato	MA	51.85			4.16	0.15	Pallares et al. (2008)
BC0533	B.C.	Close to M. El Gato	MA	50.75			4.28	0.12	Pallares et al. (2008)
TV96-05	B.C.	C.V. San Ignacio		53.60			4.28	0.26	Calmus et al. (2003)
BC0504	B.C.	NWof M. La Mision	MA	53.00			4.40	0.11	Pallares et al. (2008)
BC0535	B.C.	Close to M. El Gato	MA	50.90			4.43	0.13	Pallares et al. (2008)
00-02	B.C.	C.V. San Ignacio		52.10			4.57	0.17	Calmus et al. (2003)
BC0508	B.C.	M. Lomo de	MA	51.00			4.61	0.23	Pallares et al. (2008)

		Coche						
BC0524	B.C.	Edge M. El Gato	MA	50.25	4.62	0.17	Pallares et al. (2008)	
BC97-12	B.C.	C.V. Jaraguay		52.20	4.63	0.17	Calmus et al. (2003)	
BC0522	B.C.	M. El Carrizo	MA	50.70	4.64	0.20	Pallares et al. (2008)	
BC0609	B.C.	In front of M. El Sauce	MA	52.90	4.65	0.15	Pallares et al. (2008)	
BC0614	B.C.	North of Laguna de Chapala	MA	51.85	4.67	0.14	Pallares et al. (2008)	
BC0526	B.C.	In front of C. Coyote	MA	50.10	4.76	0.17	Pallares et al. (2008)	
BC0523	B.C.	M. Las Lagunitas	MA	55.60	4.84	0.17	Pallares et al. (2008)	
BC0536	B.C.	Close to M. El Gato	MA	51.30	4.90	0.22	Pallares et al. (2008)	
TV 96-04	B.C.	C.V. San Ignacio		53.20	4.94	0.44	Calmus et al. (2003)	
BC0601	B.C.	North of Laguna de Chapala	MA	53.60	4.99	0.13	Pallares et al. (2008)	
00-03	B.C.	C.V. San Ignacio		53.00	5.07	0.09	Calmus et al. (2003)	
BC0515	B.C.	South of La Bocana	MA	49.65	5.08	0.23	Pallares et al. (2008)	
BC0514	B.C.	South of La Bocana	MA	50.20	5.16	0.35	Pallares et al. (2008)	
BC0607	B.C.	M. La Zorra	MA	52.10	5.21	0.21	Pallares et al. (2008)	
BC05-20	B.C.	C.V. Jaraguay	Mg-Andesita	52.60	5.32	0.24	Pallares et al. (2007)	
BC0529	B.C.	Close to C. Prieto	MA	53.30	5.34	0.14	Pallares et al. (2008)	
BC05-31	B.C.	C.V. Jaraguay	Mg-Andesita	53.60	5.54	0.22	Pallares et al. (2007)	
bsj147	B.C.S.	Vizcaino	Basalto B	51.59	5.70	0.20	Sawlan (1991)	
BC05-28	B.C.	C.V. Jaraguay	Mg-Andesita	56.65	5.77	0.28	Pallares et al. (2007)	
BC0521	B.C.	In front of M. El Carrizo	MA	54.60	5.82	0.29	Pallares et al. (2008)	
BC0509	B.C.	M. Jaraguaycito	MA	50.65	5.88	0.20	Pallares et al. (2008)	
BC05-19	B.C.	C.V. Jaraguay	Mg-Andesita	52.00	6.30	0.30	Pallares et al. (2007)	
bms631	B.C.S.	Paraiso	Basalto B	49.61	6.34	0.25	Sawlan (1991)	
BC0525	B.C.	Between M. El Gato and C. Tomas	MA	53.00	6.60	0.27	Pallares et al. (2008)	
BC05-50	Dgo.	San Ignacio	Mg-Andesita	54.80	6.79	0.22	Pallares et al. (2007)	
BC0605	B.C.	M. San Carlos	Traquibasalto Alcalino ATB	45.40	7.05	0.17	Pallares et al. (2008)	
BC05-30	B.C.	C.V. Jaraguay	CA	55.75	7.30	0.40	Pallares et al. (2007)	
BC05-17	B.C.	Sta. Catarina	Traquibasalto alcalino	48.50	7.53	0.22	Pallares et al. (2007)	
bms607	Nay. Sur	Punta Mita	Basalto B	51.80	7.58	0.20	Sawlan (1991)	
00-48	B.C.	C.V. Santa Rosalia		57.15	7.75	0.18	Calmus et al. (2003)	
BC0606	B.C.	M. San Carlos	Traquibasalto Alcalino ATB	46.10	7.77	0.22	Pallares et al. (2008)	
00-46	B.C.	C.V. Santa Rosalia		56.50	7.79	0.23	Calmus et al. (2003)	

00-47	B.C.	C.V. Santa Rosalia		56.40			7.80	0.20	Calmus et al. (2003)
BC0608A	B.C.	In front of M. El Sauce	MA	49.60			7.89	0.96	Pallares et al. (2008)
BC0617	B.C.	M. La Pinta	MA	45.20			7.90	0.37	Pallares et al. (2008)
BC0611	B.C.	M. Agua Amarga	MA	53.00			8.11	1.20	Pallares et al. (2008)
BC05-47	B.C.	San Borja	Mg-Andesita	53.20			8.12	0.22	Pallares et al. (2007)
BC0610	B.C.	M. Agua Amarga	MA	51.20			8.46	1.03	Pallares et al. (2008)
00-42	B.C.	C.V. Santa Rosalia		57.70			8.50	0.30	Calmus et al. (2003)
00-49	B.C.	C.V. Santa Rosalia		58.15			8.50		Calmus et al. (2003)
CB1N	Nay.	Ceboruco well CB1	Andesita Basáltica	52.38			8.50	0.20	Ferrari et al. (2000)
M61		B. Las Trincheras					8.50	1.50	Mora-Álvarez (1992)
bsj131	B.C.	Comodú-La Purísima	Traquiandesita Basáltica BTA	52.54			8.52	0.26	Sawlan (1991)
99-110	B.C.S.	Sta. Clara	Adakita	65.00	K-Ar	Gms	8.68	0.38	Aguillón Robles (2001)
BC05-101	B.C.S.	San Carlos	Traquibasalto alcalino	48.20			8.68	0.36	Pallares et al. (2007)
BC97-34	B.C.	C.V. La Purísima		52.00			8.79	0.25	Calmus et al. (2003)
BC 97-34	B.C.	La Purísima	Mg-Andesita	52.00	W R	K-Ar	8.79	0.26	Benoit et al. (2002)
Tep 5	Nay. Sur	Jumatan, Nay.	Basalto	53.15			8.90	0.06	Ferrari et al. (2000)
SO-60	Son.	Basalto Empalme	Basalto	47.80			8.9		Roldán-Quintana et al. (2004)
BC97-08	B.C.	C.V. Jaraguay		54.90			8.91	0.22	Calmus et al. (2003)
Tep 7	Nay. Sur	Cinco de Mayo, Nay.	Basalto	54.30			8.93	0.11	Ferrari et al. (2000)
BC97-38	B.C.	C.V. La Purísima		50.60			9.23	0.21	Calmus et al. (2003)
99-35	B.C.	NW de La Purísima	Tholeita	54.80			9.33		Bellon et al. (2006)
BC99-36	Dgo.	San Ignacio	Tholeita	54.70	W R	K-Ar	9.33	0.52	Benoit et al. (2002)
BC05-18	B.C.	Sta. Catarina	Traquibasalto alcalino	48.60			9.38	0.31	Pallares et al. (2007)
BC0603	B.C.	North of Laguna de Chapala	CA	56.90			9.39	0.40	Pallares et al. (2008)
BC05-02	Dgo.	San Ignacio	Mg-Andesita	55.50			9.43	0.22	Pallares et al. (2007)
99-131	B.C.S.	Sta. Clara	Nb-enriched Bas.	49.00	K-Ar	W R	9.47	0.29	Aguillón Robles (2001)
BC00-16	B.C.S.	Santa Clara	Nb-enriched Bas.	49.30	W R	K-Ar	9.60	0.17	Benoit et al. (2002)
BC 99-66	B.C.	La Purísima	Andesita A	56.70			9.67	0.25	Calmus et al. (2003)
BC 99-67	B.C.	La Purísima	Mg-Andesita	56.70	K-Ar	W R	9.67	0.25	Calmus et al. (2010)
BC0604	B.C.	North of Laguna de Chapala	Adakita AD	63.80			9.68	0.40	Pallares et al. (2008)
RO96-24	B.C.	C.V. San Borja		53.50			9.68	0.25	Calmus et al. (2003)
CO96-27	B.C.	NW de La Purísima	Mg-Andesita	52.30			9.68		Bellon et al. (2006)
bms591	B.C.S.	Esperanza	Basalto	54.63			9.72	0.29	Sawlan (1991)

			Alcalino BA						
BC00-28	B.C.S.	Santa Clara	Adakita	60.10	W R	K-Ar	9.85	0.28	Benoit et al. (2002)
ES1	Sin.-Nay.	Camino El Salto- Pueblo Nuevo		54.85			10.00		Solé ()
99-113	B.C.S.	Sta. Clara	Adakita	65.35	K-Ar	W R	10.10	0.50	Aguillón Robles (2001)
M-21		B. Las Trincheras		50.03			10.10	1.20	Mora-Álvarez (2000)
99-149	B.C.S.	Sta. Clara	Nb-enriched Bas.	48.60	K-Ar	W R	10.20	0.50	Aguillón Robles (2001)
BC00-11	B.C.S.	Santa Clara	Nb-enriched Bas.	47.20	W R	K-Ar	10.20	0.20	Benoit et al. (2002)
Tep 12	Nay. Sur	Punta Mita	Basalto	51.96			10.20	0.80	Ferrari et al. (2000)
	Nay. Sur	Punta Mita	Traquiandesita (Benmoreita)	58.03			10.20	0.80	Ferrari et al. (2000)
BC97-13	B.C.	C.V. Jaraguay		55.50			10.30	0.30	Calmus et al. (2003)
HUA-6	Sin.-Nay.	Huajicori					10.30		
PER-7	Sin.-Nay.	S de Culiacán	Andesita Basáltica	52.91	Ar-Ar	Gms	10.40	0.20	
BC99-122	B.C.	S. Clara	Dacita D	69.00	K-Ar	W R	10.50	0.40	Calmus et al. (2010)
	B.C.S.	Sta. Clara	Adakita	69.00			10.50	0.40	
	B.C.S.	Sta. Clara	Adakita	67.70			10.50	0.70	
99-118	B.C.S.	Sta. Clara	Nb-enriched Bas.	51.50	K-Ar	W R	10.60	0.30	Aguillón Robles (2001)
H96-3	Sin.	Sinaloa, dique	Dique	50.48	Ar-Ar	W R	10.70	0.20	Henry & Aranda Gómez (2000)
BC05-46	B.C.	C.V. San Borja	Mg-Andesita	53.50			10.78	0.26	Pallares et al. (2007)
BC00-30	B.C.S.	Santa Clara	Adakita	60.20	W R	K-Ar	10.80	0.30	Benoit et al. (2002)
BC05-38	B.C.	C.V. Jaraguay	Mg-Andesita	55.60			10.80	0.29	Pallares et al. (2007)
PER-8	Sin.-Nay.	S de Culiacán	Andesita Basáltica	52.83	Ar-Ar	Gms	10.80	0.20	
JR03-1	Son.	Cerro Chapala	I	61.41	K-Ar	W R	10.90	0.40	Calmus et al. (2010)
99-120	B.C.S.	Sta. Clara	Adakita	67.00	K-Ar	W R	11.00	0.80	Aguillón Robles (2001)
H96-4	Sin.	Sinaloa, dique	Dique	50.42	Ar-Ar	W R	11.03	0.16	Henry & Aranda Gómez (2000)
00-39	B.C.	C.V. Santa Rosalia		52.90			11.10	0.20	Calmus et al. (2003)
TEP-44D	Nay. Sur	Dike near Tepic Km 98 Guerrero	Basalto	52.89	Ar-Ar	W R	11.10	0.04	Frey et al. (2007)
BC0551	B.C.	Negro-Santa Rosalia road	MA	56.20			11.13	0.36	Pallares et al. (2008)
99-114	B.C.S.	Sta. Clara	Nb-enriched Bas.	52.40	K-Ar	W R	11.20	1.00	Aguillón Robles (2001)
TEP-36D	Nay. Sur	Dike near Tepic	Basalto	50.59	Ar-Ar	W R	11.30	0.16	Frey et al. (2007)
BC0615	B.C.	Bahia de Los Angeles	CA	54.65			11.48	0.64	Pallares et al. (2008)
s M48	B.C.S.	Sierra Santa Ursula	Dacita	63.80	K/Ar	Plg	11.50	0.60	Mora-Klepeis & McDowell (2004)
H96-9	Dgo.	Rio Chico- Otinapa	Basalto	47.36	Ar-Ar	Hbl	11.59	0.05	Henry & Aranda Gómez (2000)
H96-6	Dgo.	Rio Chico- Otinapa	Basalto	48.65	Ar-Ar	Plg	11.60	0.07	Henry & Aranda Gómez (2000)

BC97-33	B.C.	La Purísima	CA	56.30	W R	K-Ar	11.70	0.60	Benoit et al. (2002)
s M56	B.C.S.	Sierra Santa Ursula	Dacita	67.95	K/Ar	Plg	11.80	0.90	Mora-Klepeis & McDowell (2004)
H96-8	Dgo.	Rio Chico-Otinapa	Basalto	50.04	Ar-Ar	Hbl/Px	11.90	0.50	Henry & Aranda Gómez (2000)
	B.C.S.	Sierra Santa Ursula	Dacita	65.15	K/Ar		12.00		Mora-Klepeis & McDowell (2004)
JR0435A	Son.	Cerro Sarpullido	Riolita	74.18	K-Ar	W R	12.10	0.10	Calmus et al. (2010)
BC0602	B.C.	North of Laguna de Chapala	CA	57.70			12.18	0.68	Pallares et al. (2008)
s M53	B.C.S.	Sierra Santa Ursula	Dacita	66.19	K/Ar	Plg	12.30	0.30	Mora-Klepeis & McDowell (2004)
bsj207	B.C.	Comodú-La Purísima					13.80	0.41	Sawlan (1991)
s M51	B.C.S.	Sierra Santa Ursula	Granito	73.56			14.40		Mora-Klepeis & McDowell (2004)
BC0616	B.C.	Bahía de Los Angeles–El Crucero road	CA	56.50			14.56	0.65	Pallares et al. (2008)
BC0543	B.C.	South of San German	CA	52.90			14.73	0.36	Pallares et al. (2008)
BC99-60	B.C.	La Purísima	CA	54.30	W R	K-Ar	15.00	0.40	Benoit et al. (2002)
	B.C.	NW de La Purísima	Adakita	61.85			15.10		Bellon et al. (2006)
	B.C.	Between S. El Principio and Agua de Higuera	CA	60.70			15.90	0.58	Pallares et al. (2008)
BC05105	B.C.	East of Cataviña Camino	CA	54.60			18.35	0.47	Pallares et al. (2008)
HUA5	Sin.-Nay.	Picachos-Huajicori, entrada a Huajicori		80.41			18.70	0.30	
s M58	B.C.S.	Sierra Santa Ursula	Dacita	67.32	K/Ar	Plg	18.8	3.7	Mora-Klepeis & McDowell (2004)
MZ2	Sin.-Nay.	Carr.Mazatlán-Culiacán pasando salida a Los Camacho	ignimbrita	61.49	K-Ar	Plg	18.90	0.50	Henry & Friedikson (1987)
TS26	Sin.-Nay.	SW Mesa del Nayar, Nay.	ignimbrita	65.42	Ar-Ar	San	19.90	0.40	Ferrari et al. (2002)
BC05-03	B.C.	C.V. Jaraguay	CA	50.00			20.06	0.51	Pallares et al. (2007)
BC05-01	Dgo.	San Ignacio	CA	57.80			20.30	0.52	Pallares et al. (2007)
ESC2	Sin.-Nay.	North of San Juan Bautista, Nay.	ignimbrite	73.75	Ar-Ar	Fld	20.90	0.40	Ferrari et al. (2002)
ESC3	Sin.-Nay.	West of Llano grande, Nay.	ignimbrite	60.58	Ar-Ar	Plg	21.10	0.70	Ferrari et al. (2002)
TS21	Sin.-Nay.	Jesus Maria, Nay.	Basalto and.	49.18	Ar-Ar	W R	21.30	0.30	Ferrari et al. (2002)
s M35	B.C.S.	Sierra Santa	Andesita	57.04	K/Ar	Hb	22.70	0.50	Mora-Klepeis & McDowell (2004)

		Ursula			
97-Tba	B.C.	SL Gonzaga	Dacita D	65.13	Martin-Barajas et al. (2001)
97-Tbc	B.C.	SL Gonzaga	Dacita D	65.51	
	B.C.	SL Gonzaga	Traquiandesita	53.60	
	B.C.	SL Gonzaga	Basáltica BTA	62.48	
	B.C.	SL Gonzaga	Andesita A	53.83	
	B.C.	SL Gonzaga	Basalto	57.93	
SB.5.2	B.C.	C.V. San Borja	Alcalino BA	50.70	Martin-Barajas et al. (2001)
SB.8.1	B.C.	C.V. San Borja	Basalto	50.70	Saunders et al. (1987)
	B.C.	C.V. San Borja	Andesita	57.93	Saunders et al. (1987)

ANEXO II

Análisis Geoquímicos

* Los análisis de elementos mayores fueron realizados en los laboratorios del LUGIS del Instituto de Geología, UNAM.

** Los análisis de elementos traza fueron realizados en el Laboratorio de Espectrometría de Masas y Cuarto Ultralimpio del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM.

MUESTRA	BEKL 7D-1	BEKL 9D-1	BEKL 9D-6	BEKL 18D-1	BEKL 20D-1	BEKL 23D-1	BEKL 23D-2	BEKL 25D-3	ROCA 19J-24	ROCA 24J-16	ROCA F6
* Elementos Mayores (% en peso)											
SiO ₂	73.515	80.144	78.415	57.973	71.881	60.448	67.355	57.975	50.142	56.604	69.587
TiO ₂	0.236	0.067	0.077	0.885	0.259	0.676	0.498	0.518	1.736	1.473	0.419
Al ₂ O ₃	12.761	10.399	11.471	15.774	14.251	17.003	15.076	17.629	17.048	16.475	14.041
Fe ₂ O _{3t}	2.702	1.065	1.122	5.929	2.037	5.877	4.177	4.308	9.041	8.355	3.012
MnO	0.035	0.025	0.011	0.071	0.049	0.042	0.031	0.254	0.061	0.097	0.040
MgO	0.136	0.195	0.179	2.942	0.414	1.709	0.999	4.267	5.738	2.048	0.644
CaO	0.073	0.083	0.074	4.431	1.599	4.348	2.215	4.625	6.639	5.394	1.465
Na ₂ O	2.877	0.619	0.761	4.587	4.927	4.290	3.000	3.576	3.840	3.699	4.891
K ₂ O	7.002	5.409	5.913	3.222	3.305	0.873	3.791	1.921	0.578	3.094	3.416
P ₂ O ₅	0.025	0.022	0.031	0.394	0.146	0.505	0.171	0.152	0.584	0.476	0.082
PXC	0.280	1.810	1.680	3.420	0.750	3.860	2.430	4.460	4.220	1.980	2.320
Total	99.642	99.838	99.734	99.628	99.618	99.631	99.743	99.685	99.627	99.695	99.920
** Elementos Traza (ppm)											
Li	14.77	33.13	49.38	13.60	5.96	34.88	23.25	31.30	12.55	24.39	33.21
Be	3.85	1.46	1.62	1.70	1.74	1.96	2.71	1.28	0.96	1.97	2.94
Sc	3.66	11.00	1.98	13.42	2.55	2.53	8.00	8.38	28.26	19.74	5.65
V	9.15	107.65	5.51	79.90	4.87	23.94	72.96	70.68	281.11	172.62	32.64
Cr	2.84	102.51	2.82	22.47	2.49	2.62	16.02	15.74	39.33	19.36	3.07
Co	1.02	12.57	1.16	16.11	1.43	4.41	10.78	16.69	22.47	18.23	4.13
Ni	1.68	14.61	1.12	21.21	1.28	1.97	3.63	11.32	41.86	17.94	2.01
Cu	4.19	51.56	2.32	53.35	2.70	7.82	8.39	19.05	60.54	115.01	12.11
Zn	102.38	60.54	26.81	77.89	41.26	94.38	72.66	99.65	155.97	102.78	65.48
Ga	25.01	16.54	12.70	21.40	17.61	22.54	19.84	20.50	28.21	21.99	20.47
Rb	257.36	112.18	243.03	39.91	56.51	11.83	168.56	44.72	4.10	147.87	72.53
Sr	12.44	267.17	81.81	938.42	194.16	533.99	202.31	480.56	596.90	426.25	132.48
Y	62.59	18.90	16.32	15.61	20.43	31.82	16.81	12.83	90.30	37.04	42.04
Zr	687.19	89.05	76.71	165.76	193.81	228.35	177.07	149.55	119.36	278.53	262.12
Nb	47.40	7.32	8.73	8.80	9.47	12.43	9.72	6.36	4.57	13.42	14.63
Mo	1.52	2.47	0.47	0.44	1.42	0.60	0.90	0.45	0.48	2.07	3.03
Sn	5.27	1.90	2.16	0.75	1.39	2.27	2.01	1.66	0.65	2.86	2.53
Sb	2.82	1.74	32.59	1.05	0.53	0.49	0.31	0.20	0.15	1.82	0.30
Cs	2.75	7.46	15.68	0.31	1.54	1.72	14.35	4.30	0.13	9.73	1.87
Ba	156.56	666.39	803.92	1030.86	955.65	652.42	846.63	808.10	295.83	743.10	722.08
La	63.39	19.88	27.78	30.23	23.41	32.28	29.45	10.93	31.33	33.95	27.92
Ce	110.80	36.10	43.27	61.59	40.27	67.45	55.00	30.07	70.90	72.35	56.71
Pr	15.64	4.42	5.13	7.87	5.04	8.02	6.55	2.48	10.14	9.33	6.98
Nd	60.18	16.85	17.47	30.21	18.34	30.86	23.59	10.20	45.76	36.98	27.72

Sm	12.70	3.42	3.00	5.39	3.39	6.10	4.38	2.08	12.03	8.04	6.23
Eu	0.86	0.77	0.35	1.51	0.82	1.52	0.93	0.95	3.75	1.63	0.92
Gd	11.40	3.21	2.57	4.14	3.11	5.43	3.58	2.07	13.87	7.35	6.32
Tb	1.82	0.51	0.42	0.57	0.51	0.84	0.53	0.32	2.17	1.09	1.05
Dy	10.70	3.02	2.44	2.87	3.04	4.92	2.84	1.93	13.50	6.31	6.82
Ho	2.14	0.63	0.52	0.54	0.65	1.01	0.56	0.41	2.77	1.23	1.41
Er	5.99	1.78	1.51	1.48	1.92	2.93	1.54	1.14	7.06	3.39	4.10
Yb	6.25	1.78	1.66	1.34	2.14	3.07	1.49	1.12	6.03	3.09	4.27
Lu	0.97	0.26	0.24	0.20	0.32	0.47	0.22	0.16	0.97	0.45	0.63
Hf	15.19	2.39	2.39	4.15	4.95	5.56	4.46	3.73	3.07	7.03	7.05
Ta	3.13	0.59	0.90	0.56	0.73	0.87	0.80	0.68	0.29	0.96	1.09
W	1.01	0.49	1.48	0.23	0.42	0.48	1.16	0.22	0.17	1.48	0.46
Tl	1.52	0.63	1.49	0.58	0.18	0.07	0.79	0.28	0.02	0.28	0.22
Pb	17.02	14.39	17.85	7.07	9.67	16.38	16.99	6.72	2.22	15.66	7.67
Th	17.17	8.56	16.05	4.28	5.52	8.95	10.31	8.45	0.75	15.95	7.00
U	5.53	1.44	2.57	1.45	1.85	1.94	3.34	0.38	0.22	5.83	2.16

ANEXO III**Análisis U-Pb**

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM.

Mediante la técnica LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry), se utiliza sistema de ablación láser Resolution M-50, láser excímero (ArF) operado a 193 nm, acoplado con el ICP-MS cuadrupolo Thermo Xii.

Las concentraciones de U y Th son calibradas con el estándar NIST 612.

Las incertidumbres son reportadas a nivel de 1-sigma.

MUESTRA	Concentración			Relaciones Isotópicas								Edades Aparentes (Ma)						Edad (Ma)	±1s			
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U			±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s
BEKL 9D-5																						
Zircon_1_008	474.14	169.72	0.33	0.05609	0.00236	0.00321	0.00004	0.02451	0.00107	0.00100	0.00003	0.27	456	91	20.7	0.3	25	1	20.2	0.6	20.7	0.3
Zircon_10_018	1467.43	806.32	0.50	0.05042	0.00194	0.00286	0.00003	0.01989	0.00087	0.00090	0.00001	0.34	214	87	18.4	0.2	20	0.9	18.2	0.2	18.4	0.2
Zircon_11_020	378.83	175.02	0.42	0.05615	0.00241	0.00335	0.00005	0.02580	0.00117	0.00097	0.00003	0.32	458	93	21.6	0.3	26	1	19.6	0.6	21.6	0.3
Zircon_12_021	1072.59	566.94	0.48	0.04613	0.00151	0.00309	0.00004	0.01967	0.00073	0.00102	0.00005	0.36	4	65	19.9	0.2	19.8	0.7	20.6	0.9	19.9	0.2
Zircon_14_023	531.50	286.99	0.49	0.05725	0.00212	0.00330	0.00004	0.02579	0.00100	0.00103	0.00003	0.30	501	80	21.2	0.3	25.9	1	20.8	0.6	21.2	0.3
Zircon_15_024	1367.51	418.73	0.28	0.05363	0.00139	0.00309	0.00004	0.02269	0.00065	0.00095	0.00003	0.43	356	57	19.9	0.3	22.8	0.6	19.2	0.6	19.9	0.3
Zircon_16_026	849.36	541.39	0.58	0.05454	0.00202	0.00305	0.00003	0.02287	0.00088	0.00096	0.00002	0.27	393	70	19.6	0.2	23	0.9	19.4	0.4	19.6	0.2
Zircon_17_027	4299.52	8365.19	1.78	0.04888	0.00098	0.00286	0.00002	0.01925	0.00041	0.00079	0.00001	0.34	142	39	18.4	0.1	19.4	0.4	16	0.2	18.4	0.1
Zircon_2_009	250.98	115.28	0.42	0.05659	0.00357	0.00348	0.00005	0.02687	0.00173	0.00104	0.00005	0.20	476	117	22.4	0.3	27	2	21	1	22.4	0.3
Zircon_20_030	5039.38	1320.10	0.24	0.05003	0.00160	0.00282	0.00002	0.01949	0.00065	0.00090	0.00002	0.30	196	62	18.2	0.1	19.6	0.6	18.2	0.4	18.2	0.1
Zircon_21_032	457.68	225.99	0.45	0.05143	0.00190	0.00312	0.00003	0.02197	0.00084	0.00095	0.00003	0.26	260	71	20.1	0.2	22.1	0.8	19.2	0.6	20.1	0.2
Zircon_24_035	2679.18	787.37	0.27	0.04694	0.00099	0.00299	0.00002	0.01931	0.00043	0.00095	0.00002	0.32	46	40	19.2	0.1	19.4	0.4	19.2	0.4	19.2	0.1
Zircon_27_039	645.91	442.92	0.63	0.04613	0.00167	0.00331	0.00004	0.02108	0.00088	0.00108	0.00004	0.25	5	61	21.3	0.3	21.2	0.9	21.9	0.8	21.3	0.3
Zircon_28_040	2782.08	913.87	0.30	0.04750	0.00109	0.00295	0.00002	0.01923	0.00047	0.00093	0.00002	0.35	74	45	19	0.1	19.3	0.5	18.8	0.4	19.0	0.1
Zircon_3_010	2244.45	605.65	0.25	0.04924	0.00103	0.00292	0.00002	0.01977	0.00044	0.00092	0.00002	0.34	159	41	18.8	0.1	19.9	0.4	18.6	0.4	18.8	0.1
Zircon_31_044	430.27	207.87	0.44	0.05105	0.00332	0.00320	0.00004	0.02231	0.00148	0.00091	0.00003	0.20	243	124	20.6	0.3	22	1	18.4	0.6	20.6	0.3
Zircon_34_047	640.42	318.84	0.45	0.05490	0.00192	0.00318	0.00004	0.02402	0.00091	0.00098	0.00003	0.39	408	66	20.5	0.3	24.1	0.9	19.8	0.6	20.5	0.3
Zircon_36_050	429.33	276.08	0.59	0.05612	0.00230	0.00324	0.00005	0.02507	0.00109	0.00103	0.00004	0.33	457	76	20.9	0.3	25	1	20.8	0.8	20.9	0.3

Zircon_37_051	960.65	651.81	0.62	0.04799	0.00224	0.00317	0.00004	0.02098	0.00115	0.00101	0.00002	0.31	99	86	20.4	0.3	21	1	20.3	0.4	20.4	0.3
Zircon_40_054	725.94	267.94	0.34	0.05653	0.00192	0.00342	0.00004	0.02682	0.00097	0.00107	0.00003	0.34	473	63	22	0.3	26.9	1	21.6	0.6	22.0	0.3
Zircon_5_012	798.84	305.62	0.35	0.05245	0.00168	0.00309	0.00004	0.02228	0.00076	0.00089	0.00002	0.35	305	79	19.9	0.3	22.4	0.8	18	0.4	19.9	0.3
Zircon_6_014	1037.37	482.00	0.42	0.05325	0.00138	0.00305	0.00003	0.02232	0.00062	0.00093	0.00002	0.36	339	63	19.6	0.2	22.4	0.6	18.8	0.4	19.6	0.2
Zircon_7_015	2583.93	1531.65	0.54	0.04871	0.00150	0.00296	0.00003	0.01988	0.00072	0.00094	0.00001	0.41	134	77	19.1	0.2	20	0.7	18.9	0.2	19.1	0.2
Zircon_8_016	438.71	222.98	0.46	0.05611	0.00297	0.00315	0.00004	0.02441	0.00141	0.00098	0.00001	0.28	457	128	20.3	0.3	24	1	19.8	0.2	20.3	0.3
Zircon_33_046	708.46	373.83	0.48	0.05241	0.00245	0.00320	0.00004	0.02314	0.00120	0.00101	0.00001	0.28	303	115	20.6	0.3	23	1	20.3	0.2	20.6	0.3
Zircon_39_053	2538.02	2269.03	0.82	0.05087	0.00107	0.00327	0.00005	0.02294	0.00058	0.00104	0.00002	0.56	235	52	21	0.3	23	0.6	21	0.4	21.0	0.3
BEKL 9D-6																						
Zircon_1_008	1175.16	637.94	0.50	0.05187	0.00140	0.02209	0.00063	0.00309	0.00003	0.00098	0.00002	0.32	19.9	0.2	22.2	0.6	280	63	19.8	0.4	19.9	0.2
Zircon_10_018	480.80	242.27	0.47	0.05079	0.00244	0.02268	0.00113	0.00323	0.00004	0.00110	0.00003	0.27	20.8	0.3	23	1	231	113	22.2	0.6	20.8	0.3
Zircon_11_020	429.09	190.34	0.41	0.05729	0.00290	0.02486	0.00137	0.00315	0.00004	0.00098	0.00001	0.28	20.3	0.3	25	1	503	110	19.7	0.2	20.3	0.3
Zircon_12_021	3773.62	1564.57	0.38	0.04665	0.00089	0.01879	0.00039	0.00293	0.00002	0.00089	0.00001	0.40	18.9	0.1	18.9	0.4	31	40	18	0.2	18.9	0.1
Zircon_15_024	789.92	341.78	0.40	0.05162	0.00229	0.02402	0.00117	0.00337	0.00004	0.00106	0.00001	0.29	21.7	0.3	24	1	269	100	21.4	0.3	21.7	0.3
Zircon_16_026	1258.80	686.57	0.50	0.04995	0.00140	0.02070	0.00061	0.00302	0.00003	0.00096	0.00002	0.31	19.4	0.2	20.8	0.6	193	64	19.4	0.4	19.4	0.2
Zircon_17_027	6460.31	1493.75	0.21	0.04839	0.00082	0.01917	0.00036	0.00287	0.00002	0.00092	0.00002	0.44	18.5	0.1	19.3	0.4	118	39	18.6	0.4	18.5	0.1
Zircon_18_028	1846.53	592.03	0.30	0.04942	0.00125	0.02015	0.00060	0.00296	0.00003	0.00094	0.00001	0.40	19	0.2	20.3	0.6	168	58	18.9	0.2	19	0.2
Zircon_19_029	935.41	374.37	0.37	0.05174	0.00165	0.02180	0.00079	0.00306	0.00003	0.00096	0.00001	0.36	19.7	0.2	21.9	0.8	274	72	19.4	0.2	19.7	0.2
Zircon_22_033	174.43	98.59	0.52	0.05946	0.00410	0.02633	0.00188	0.00322	0.00006	0.00102	0.00005	0.26	20.7	0.4	26	2	584	149	21	1	20.7	0.4
Zircon_24_035	654.09	401.74	0.57	0.05183	0.00233	0.02275	0.00107	0.00320	0.00004	0.00098	0.00003	0.30	20.6	0.3	23	1	278	101	19.8	0.6	20.6	0.3
Zircon_25_036	2261.07	1121.84	0.46	0.04844	0.00165	0.01921	0.00075	0.00288	0.00003	0.00091	0.00001	0.39	18.5	0.2	19.3	0.7	121	77	18.4	0.2	18.5	0.2
Zircon_26_038	3773.60	890.71	0.22	0.04823	0.00087	0.01917	0.00038	0.00289	0.00002	0.00094	0.00002	0.42	18.6	0.1	19.3	0.4	111	42	19	0.4	18.6	0.1
Zircon_27_039	1617.75	934.61	0.53	0.04954	0.00119	0.01963	0.00052	0.00288	0.00003	0.00093	0.00001	0.42	18.5	0.2	19.7	0.5	173	55	18.8	0.2	18.5	0.2
Zircon_28_040	1358.31	462.53	0.31	0.04981	0.00159	0.01968	0.00071	0.00287	0.00003	0.00090	0.00001	0.35	18.4	0.2	19.8	0.7	186	73	18.3	0.2	18.4	0.2
Zircon_29_041	524.70	427.34	0.75	0.04614	0.00177	0.02037	0.00089	0.00320	0.00004	0.00104	0.00003	0.27	20.6	0.3	20.5	0.9	5	76	21	0.6	20.6	0.3
Zircon_3_010	357.05	201.54	0.52	0.05615	0.00236	0.02603	0.00114	0.00339	0.00004	0.00101	0.00003	0.28	21.8	0.3	26	1	458	92	20.4	0.6	21.8	0.3
Zircon_33_046	1165.85	383.58	0.30	0.05258	0.00149	0.02214	0.00071	0.00305	0.00003	0.00096	0.00001	0.38	19.7	0.2	22.2	0.7	311	63	19.4	0.2	19.7	0.2
Zircon_34_047	530.05	247.56	0.43	0.05783	0.00226	0.02504	0.00102	0.00313	0.00004	0.00101	0.00003	0.28	20.1	0.3	25	1	523	84	20.4	0.6	20.1	0.3
Zircon_36_050	2708.93	577.36	0.20	0.04541	0.00095	0.01844	0.00042	0.00295	0.00003	0.00099	0.00002	0.40	19	0.2	18.6	0.4	-33	38	20	0.4	19	0.2
Zircon_38_052	7523.64	2173.76	0.27	0.04752	0.00071	0.01857	0.00032	0.00284	0.00002	0.00091	0.00001	0.51	18.3	0.1	18.7	0.3	75	34	18.4	0.2	18.3	0.1
Zircon_4_011	1147.76	784.50	0.63	0.05018	0.00130	0.02091	0.00058	0.00303	0.00003	0.00096	0.00002	0.36	19.5	0.2	21	0.6	203	59	19.4	0.4	19.5	0.2

Zircon_40_054	1738.98	673.14	0.36	0.04760	0.00143	0.01916	0.00060	0.00292	0.00003	0.00098	0.00002	0.29	18.8	0.2	19.3	0.6	79	66	19.8	0.4	18.8	0.2
Zircon_6_014	510.71	277.13	0.50	0.04039	0.00250	0.01744	0.00111	0.00316	0.00005	0.00080	0.00004	0.23	20.3	0.3	18	1	-267	127	16.2	0.8	20.3	0.3
Zircon_7_015	352.17	177.11	0.46	0.05101	0.00296	0.02300	0.00136	0.00332	0.00004	0.00091	0.00005	0.19	21.4	0.3	23	1	241	129	18	1	21.4	0.3
Zircon_8_016	2061.35	658.58	0.30	0.04628	0.00116	0.01871	0.00050	0.00295	0.00003	0.00084	0.00002	0.35	19	0.2	18.8	0.5	12	49	17	0.4	19	0.2
Zircon_9_017	1325.14	318.07	0.22	0.05388	0.00210	0.02523	0.00113	0.00340	0.00005	0.00106	0.00002	0.35	21.9	0.3	25	1	366	86	21.5	0.3	21.9	0.3
Zircon_20_030	757.81	373.75	0.46	0.05210	0.00219	0.02225	0.00097	0.00310	0.00003	0.00103	0.00003	0.27	20	0.2	22.3	1	290	93	20.8	0.6	20	0.2
Zircon_32_045	732.35	214.29	0.27	0.05605	0.00308	0.02532	0.00153	0.00328	0.00005	0.00102	0.00002	0.29	21.1	0.3	25	2	454	120	20.6	0.3	21.1	0.3
Zircon_37_051	445.37	230.42	0.48	0.05506	0.00394	0.02453	0.00199	0.00323	0.00006	0.00101	0.00002	0.35	20.8	0.4	25	2	415	158	20.4	0.4	20.8	0.4

BEKL 18D-1																						
Zircon_1_008	167.44	88.30	0.48	0.08036	0.00604	0.02315	0.00221	0.00215	0.00005	0.00068	0.00005	0.90	13.8	0.3	23	2	1206	136	14	1	13.8	0.3
Zircon_10_018	90.47	47.57	0.48	0.09020	0.00526	0.03160	0.00258	0.00256	0.00007	0.00086	0.00008	0.90	16.5	0.5	32	3	1430	102	17	2	16.5	0.5
Zircon_11_020	142.41	70.95	0.45	0.07948	0.00461	0.02491	0.00192	0.00226	0.00005	0.00062	0.00004	0.90	14.6	0.3	25	2	1184	105	12.5	0.8	14.6	0.3
Zircon_12_021	282.76	234.34	0.76	0.05996	0.00472	0.01672	0.00160	0.00202	0.00004	0.00062	0.00001	0.90	13	0.3	17	2	602	155	12.6	0.2	13	0.3
Zircon_13_022	148.86	73.90	0.45	0.07590	0.00623	0.02233	0.00227	0.00213	0.00005	0.00064	0.00001	0.90	13.7	0.3	22	2	1092	150	13	0.2	13.7	0.3
Zircon_14_023	148.98	79.76	0.49	0.08988	0.00580	0.02675	0.00225	0.00221	0.00005	0.00058	0.00004	0.90	14.2	0.3	27	2	1423	113	11.7	0.8	14.2	0.3
Zircon_15_024	201.55	129.01	0.58	0.05996	0.00708	0.01758	0.00236	0.00213	0.00004	0.00066	0.00001	0.90	13.7	0.3	18	2	602	235	13.3	0.2	13.7	0.3
Zircon_16_026	182.87	131.19	0.65	0.07133	0.00589	0.02102	0.00216	0.00214	0.00005	0.00065	0.00001	0.90	13.8	0.3	21	2	967	154	13.1	0.2	13.8	0.3
Zircon_17_027	125.71	59.14	0.43	0.07741	0.00674	0.02390	0.00253	0.00224	0.00005	0.00067	0.00001	0.90	14.4	0.3	24	3	1132	159	13.6	0.2	14.4	0.3
Zircon_18_028	272.84	223.90	0.75	0.06404	0.00565	0.01857	0.00194	0.00210	0.00004	0.00064	0.00001	0.90	13.5	0.3	19	2	743	171	13	0.2	13.5	0.3
Zircon_19_029	142.39	74.39	0.48	0.07926	0.01185	0.02497	0.00431	0.00229	0.00006	0.00068	0.00001	0.90	14.7	0.4	25	4	1179	276	13.8	0.3	14.7	0.4
Zircon_20_030	216.52	164.07	0.69	0.05740	0.00464	0.01601	0.00156	0.00211	0.00004	0.00054	0.00003	0.90	13.6	0.3	16	2	507	163	10.9	0.6	13.6	0.3
Zircon_21_032	184.43	116.65	0.58	0.06897	0.00536	0.01950	0.00184	0.00210	0.00004	0.00061	0.00003	0.90	13.5	0.3	20	2	898	147	12.3	0.6	13.5	0.3
Zircon_22_033	279.71	183.96	0.60	0.06137	0.00319	0.01693	0.00110	0.00202	0.00003	0.00056	0.00002	0.90	13	0.2	17	1	652	102	11.3	0.4	13	0.2
Zircon_23_034	159.43	106.38	0.61	0.09293	0.00572	0.02591	0.00212	0.00213	0.00005	0.00060	0.00004	0.90	13.7	0.3	26	2	1486	107	12.1	0.8	13.7	0.3
Zircon_25_036	361.24	448.97	1.13	0.06821	0.01261	0.01928	0.00401	0.00205	0.00005	0.00062	0.00001	0.90	13.2	0.3	19	4	875	354	12.6	0.2	13.2	0.3
Zircon_28_040	213.05	180.91	0.77	0.06015	0.01394	0.01713	0.00436	0.00207	0.00005	0.00064	0.00003	0.90	13.3	0.3	17	4	609	445	12.9	0.7	13.3	0.3
Zircon_29_041	106.10	69.06	0.59	0.11868	0.01179	0.03778	0.00469	0.00231	0.00006	0.00066	0.00001	0.90	14.9	0.4	38	5	1936	175	13.4	0.3	14.9	0.4
Zircon_31_044	244.01	190.28	0.71	0.07434	0.00354	0.02065	0.00125	0.00202	0.00003	0.00065	0.00002	0.90	13	0.2	21	1	1051	92	13.1	0.4	13	0.2
Zircon_32_045	653.01	1442.59	2.01	0.06085	0.00240	0.01579	0.00077	0.00188	0.00002	0.00054	0.00001	0.90	12.1	0.1	15.9	0.8	634	81	10.9	0.2	12.1	0.1
Zircon_33_046	222.66	154.68	0.63	0.08075	0.00733	0.02281	0.00248	0.00205	0.00004	0.00061	0.00001	0.90	13.2	0.3	23	2	1215	175	12.4	0.2	13.2	0.3

Zircon_34_047	327.17	456.80	1.27	0.05933	0.00912	0.01676	0.00281	0.00205	0.00003	0.00063	0.00001	0.90	13.2	0.2	17	3	579	325	12.8	0.2	13.2	0.2
Zircon_35_048	172.63	91.99	0.49	0.06679	0.00533	0.02023	0.00194	0.00219	0.00004	0.00060	0.00004	0.90	14.1	0.3	20	2	831	163	12.1	0.8	14.1	0.3
Zircon_36_050	149.06	99.08	0.61	0.08984	0.00923	0.02688	0.00344	0.00217	0.00006	0.00064	0.00001	0.90	14	0.4	27	3	1422	195	12.9	0.3	14	0.4
Zircon_37_051	161.52	91.79	0.52	0.07338	0.00587	0.02148	0.00206	0.00220	0.00004	0.00043	0.00004	0.90	14.2	0.3	22	2	1024	158	8.7	0.8	14.2	0.3
Zircon_38_052	128.38	70.86	0.50	0.06050	0.00596	0.01843	0.00226	0.00217	0.00006	0.00060	0.00004	0.90	14	0.4	19	2	622	210	12.1	0.8	14	0.4
Zircon_39_053	110.41	50.52	0.42	0.08156	0.00889	0.02461	0.00326	0.00224	0.00006	0.00056	0.00012	0.90	14.4	0.4	25	3	1235	213	11	2	14.4	0.4
Zircon_4_011	179.86	95.31	0.48	0.08057	0.00538	0.02362	0.00205	0.00216	0.00005	0.00071	0.00004	0.90	13.9	0.3	24	2	1211	127	14.3	0.8	13.9	0.3
Zircon_40_054	179.87	134.11	0.68	0.08114	0.00892	0.02387	0.00314	0.00213	0.00005	0.00064	0.00001	0.90	13.7	0.3	24	3	1225	215	12.9	0.2	13.7	0.3
Zircon_6_014	200.05	129.01	0.59	0.05108	0.00440	0.01488	0.00158	0.00211	0.00005	0.00067	0.00001	0.90	13.6	0.3	15	2	244	182	13.4	0.3	13.6	0.3
Zircon_7_015	192.34	129.21	0.61	0.07020	0.00465	0.02092	0.00172	0.00219	0.00004	0.00069	0.00004	0.90	14.1	0.3	21	2	934	132	13.9	0.8	14.1	0.3
Zircon_8_016	74.41	35.59	0.44	0.08608	0.00623	0.02953	0.00284	0.00254	0.00007	0.00075	0.00007	0.90	16.4	0.5	30	3	1340	136	15	1	16.4	0.5
Zircon_3_010	237.23	205.78	0.79	0.06682	0.01288	0.02008	0.00438	0.00218	0.00006	0.00066	0.00002	0.90	14	0.4	20	4	832	410	13.4	0.3	14	0.4
Zircon_9_017	135.03	83.23	0.56	0.07638	0.00882	0.02261	0.00325	0.00216	0.00007	0.00074	0.00005	0.90	13.9	0.5	23	3	1105	231	15	1	13.9	0.5

BEKL 20D-1																						
Zircon_1_008	386.50	268.70	0.63	0.09455	0.00756	0.00900	0.00075	0.00071	0.00002	0.00017	0.00001	0.29	4.6	0.1	9.1	0.8	1519	155	3.4	0.2	4.6	0.1
Zircon_10_018	114.40	62.15	0.49	0.08623	0.00875	0.03305	0.00363	0.00278	0.00006	0.00082	0.00002	0.28	17.9	0.4	33	4	1343	203	16.7	0.4	17.9	0.4
Zircon_11_020	114.45	80.94	0.64	0.08390	0.00963	0.03002	0.00378	0.00260	0.00008	0.00077	0.00002	0.26	16.7	0.5	30	4	1290	233	15.6	0.4	16.7	0.5
Zircon_21_032	235.30	168.35	0.65	0.09591	0.01192	0.00973	0.00132	0.00074	0.00002	0.00022	0.00001	0.29	4.7	0.1	10	1	1546	245	4.4	0.1	4.7	0.1
Zircon_24_035	317.99	198.84	0.57	0.10836	0.01459	0.01013	0.00145	0.00068	0.00002	0.00020	0.00001	0.21	4.4	0.1	10	1	1772	259	4	0.1	4.4	0.1
Zircon_28_040	613.12	805.38	1.19	0.08359	0.00860	0.00720	0.00084	0.00062	0.00001	0.00019	0.40	4	0.1	7.3	0.8	1283	208	3.8	0.1	4	0.1	
Zircon_29_041	662.76	800.79	1.10	0.05390	0.00539	0.00429	0.00044	0.00058	0.00001	0.00017	0.00001	0.23	3.7	0.1	4.3	0.4	367	228	3.4	0.2	3.7	0.1

BEKL 21D-3																						
Zircon_1_008	723.96	403.68	0.56	0.04852	0.00102	0.09938	0.00231	0.01490	0.00015	0.00453	0.00008	0.43	95.3	1	96	2	125	47	91	2	29.7	0.3
Zircon_10_018	459.59	262.35	0.57	0.04750	0.00194	0.03686	0.00170	0.00563	0.00007	0.00179	0.00004	0.29	36.2	0.5	37	2	75	83	36.1	0.7	31	0.5
Zircon_11_020	582.72	386.87	0.66	0.04681	0.00167	0.08644	0.00358	0.01339	0.00016	0.00426	0.00008	0.39	85.8	1	84	3	39	69	86	2	31.2	0.4
Zircon_12_021	203.91	160.83	0.79	0.04862	0.00185	0.09551	0.00387	0.01432	0.00020	0.00450	0.00009	0.34	92	1	93	4	130	83	91	2	31.8	0.5
Zircon_13_022	750.23	196.56	0.26	0.04749	0.00104	0.09039	0.00222	0.01381	0.00015	0.00457	0.00009	0.45	88.4	1	88	2	74	49	92	2	32.5	0.6
Zircon_14_023	444.09	155.50	0.35	0.05148	0.00129	0.16067	0.00439	0.02268	0.00025	0.00773	0.00016	0.40	145	2	151	4	262	55	156	3	34.1	0.8
Zircon_15_024	161.30	73.52	0.46	0.05191	0.00783	0.09854	0.01576	0.01377	0.00029	0.00433	0.00044	0.23	88	2	95	15	281	301	87	9	34.7	0.5
Zircon_16_026	154.38	100.43	0.65	0.04912	0.00246	0.10051	0.00577	0.01484	0.00021	0.00469	0.00009	0.35	95	1	97	5	154	109	95	2	36.2	0.5

Zircon_17_027	398.45	213.15	0.53	0.05312	0.00143	0.10315	0.00301	0.01411	0.00016	0.00460	0.00012	0.39	90	1	100	3	334	59	93	2	38.7	0.6
Zircon_19_029	438.34	224.00	0.51	0.05128	0.00159	0.10289	0.00346	0.01468	0.00019	0.00478	0.00008	0.39	94	1	99	3	253	68	96	2	49.3	0.5
Zircon_2_009	371.49	170.63	0.46	0.05070	0.00117	0.09693	0.00251	0.01392	0.00017	0.00455	0.00010	0.45	89	1	94	2	227	51	92	2	67.1	0.9
Zircon_20_030	76.98	40.21	0.52	0.06153	0.00615	0.11987	0.01216	0.01417	0.00024	0.00443	0.00013	0.17	91	2	115	11	658	209	89	3	68.8	0.9
Zircon_21_032	163.28	81.41	0.50	0.09472	0.01481	0.06920	0.01152	0.00530	0.00013	0.00156	0.00005	0.28	34.1	0.8	68	11	1522	293	31.4	0.9	69.5	0.8
Zircon_23_034	173.23	102.87	0.59	0.05629	0.00231	0.12490	0.00550	0.01629	0.00026	0.00535	0.00013	0.36	104	2	120	5	464	87	108	3	70.3	0.9
Zircon_24_035	278.31	238.06	0.86	0.05888	0.00130	0.33481	0.00892	0.04138	0.00062	0.02418	0.00044	0.56	261	4	293	7	563	46	483	9	72.2	0.9
Zircon_25_036	562.62	357.82	0.64	0.04932	0.00178	0.09265	0.00393	0.01362	0.00015	0.00431	0.00005	0.42	87.2	1	90	4	163	81	86.9	0.9	73	1
Zircon_26_038	6073.29	2879.29	0.47	0.04720	0.00126	0.03008	0.00098	0.00462	0.00005	0.00147	0.00002	0.52	29.7	0.3	30.1	1	60	57	29.7	0.4	73.1	0.8
Zircon_27_039	1478.32	956.39	0.65	0.04953	0.00094	0.07820	0.00176	0.01146	0.00014	0.00369	0.00006	0.54	73.5	0.9	76	2	173	42	74	1	73.5	0.9
Zircon_28_040	1588.77	526.22	0.33	0.04956	0.00084	0.10298	0.00203	0.01512	0.00015	0.00493	0.00007	0.51	96.7	1	100	2	174	35	99	1	74	0.8
Zircon_29_041	360.50	238.09	0.66	0.04906	0.00227	0.04073	0.00228	0.00602	0.00009	0.00191	0.00003	0.33	38.7	0.6	41	2	151	94	38.5	0.6	74	0.8
Zircon_30_042	281.42	260.48	0.93	0.09000	0.00126	3.03680	0.05600	0.24561	0.00295	0.07186	0.00101	0.65	1416	15	1417	14	1426	24	1403	19	74	1
Zircon_31_044	450.91	250.74	0.56	0.04851	0.00136	0.07678	0.00231	0.01155	0.00013	0.00360	0.00008	0.36	74	0.8	75	2	124	58	73	2	74.3	0.7
Zircon_32_045	60.06	34.53	0.57	0.05501	0.00469	0.12227	0.01160	0.01612	0.00030	0.00503	0.00010	0.25	103	2	117	10	413	173	101	2	74.7	0.7
Zircon_33_046	238.24	89.38	0.38	0.05107	0.00206	0.10285	0.00496	0.01461	0.00021	0.00460	0.00006	0.33	93	1	99	5	244	83	93	1	75	1
Zircon_34_047	265.76	227.86	0.86	0.05252	0.00158	0.10577	0.00346	0.01462	0.00019	0.00463	0.00008	0.39	94	1	102	3	308	61	93	2	75	0.9
Zircon_35_048	709.15	384.08	0.54	0.04648	0.00151	0.03086	0.00130	0.00482	0.00008	0.00153	0.00004	0.42	31	0.5	31	1	23	58	31	0.8	76	1
Zircon_36_050	1561.42	716.15	0.46	0.04866	0.00078	0.09440	0.00189	0.01408	0.00017	0.00454	0.00008	0.60	90	1	92	2	131	34	92	2	78.3	1
Zircon_37_051	506.89	521.65	1.03	0.04841	0.00097	0.11449	0.00261	0.01720	0.00019	0.00539	0.00009	0.48	110	1	110	2	119	42	109	2	79	1
Zircon_38_052	448.50	237.11	0.53	0.05155	0.00144	0.09463	0.00288	0.01335	0.00016	0.00420	0.00008	0.40	85	1	92	3	266	57	85	2	80.4	0.9
Zircon_39_053	289.70	176.11	0.61	0.05174	0.00274	0.03432	0.00188	0.00485	0.00007	0.00166	0.00005	0.26	31.2	0.4	34	2	274	109	34	1	80.8	0.9
Zircon_4_011	288.90	229.94	0.80	0.04980	0.00239	0.08034	0.00453	0.01170	0.00015	0.00370	0.00005	0.32	75	1	78	4	186	98	74.5	0.9	81.9	1
Zircon_40_054	687.46	289.77	0.42	0.05122	0.00113	0.10425	0.00256	0.01484	0.00016	0.00472	0.00009	0.44	95	1	101	2	251	45	95	2	82	1
Zircon_41_056	469.92	394.68	0.84	0.05109	0.00163	0.07914	0.00270	0.01127	0.00014	0.00350	0.00007	0.35	72.2	0.9	77	3	245	66	71	1	83	1
Zircon_43_058	320.42	222.30	0.69	0.04855	0.00238	0.07001	0.00389	0.01046	0.00014	0.00331	0.00007	0.20	67.1	0.9	69	4	126	107	67	1	84	1
Zircon_44_059	1533.99	508.98	0.33	0.04950	0.00084	0.07849	0.00159	0.01154	0.00013	0.00372	0.00007	0.55	74	0.8	77	1	172	38	75	1	85	1
Zircon_45_060	174.15	122.25	0.70	0.05223	0.00245	0.08288	0.00409	0.01152	0.00017	0.00343	0.00009	0.31	74	1	81	4	295	105	69	2	85	1
Zircon_46_062	1188.93	501.32	0.42	0.04878	0.00098	0.07849	0.00183	0.01171	0.00014	0.00372	0.00006	0.51	75	0.9	77	2	137	46	75	1	85.2	0.8
Zircon_47_063	862.43	279.16	0.32	0.04884	0.00098	0.08424	0.00192	0.01255	0.00014	0.00401	0.00007	0.47	80.4	0.9	82	2	140	46	81	1	85.8	1
Zircon_48_064	299.78	159.53	0.53	0.04936	0.00133	0.08860	0.00265	0.01306	0.00017	0.00450	0.00009	0.43	84	1	86	2	165	61	91	2	86	1
Zircon_49_065	783.45	339.64	0.43	0.05060	0.00096	0.14686	0.00315	0.02111	0.00021	0.00688	0.00012	0.47	135	1	139	3	223	43	139	2	87	1

Zircon_5_012	227.18	186.50	0.82	0.05353	0.00182	0.11079	0.00407	0.01508	0.00021	0.00488	0.00011	0.38	96	1	107	4	351	75	98	2	87.2	1
Zircon_50_066	568.89	342.12	0.60	0.05335	0.00383	0.09462	0.00745	0.01286	0.00018	0.00403	0.00006	0.32	82	1	92	7	344	159	81	1	88	2
Zircon_51_068	176.77	174.53	0.99	0.05350	0.00289	0.11633	0.00649	0.01563	0.00022	0.00516	0.00013	0.25	100	1	112	6	350	120	104	3	88	1
Zircon_52_069	177.69	70.52	0.40	0.07342	0.00095	1.63760	0.02789	0.16191	0.00178	0.04990	0.00080	0.65	967	10	985	11	1026	25	984	15	88	1
Zircon_53_070	225.61	126.15	0.56	0.05823	0.00157	0.31150	0.00947	0.03869	0.00054	0.01243	0.00031	0.46	245	3	275	7	538	57	250	6	88.4	1
Zircon_54_071	924.36	398.11	0.43	0.04933	0.00089	0.09951	0.00215	0.01469	0.00018	0.00414	0.00007	0.55	94	1	96	2	164	41	84	1	88.9	1
Zircon_55_072	855.75	351.35	0.41	0.04632	0.00105	0.04900	0.00135	0.00767	0.00008	0.00245	0.00005	0.43	49.3	0.5	49	1	15	44	49	1	89	1
Zircon_56_074	786.79	462.15	0.59	0.05135	0.00103	0.08906	0.00203	0.01262	0.00014	0.00401	0.00007	0.48	80.8	0.9	87	2	257	45	81	1	90	1
Zircon_57_075	349.95	234.98	0.67	0.05338	0.00181	0.08474	0.00312	0.01160	0.00016	0.00374	0.00008	0.39	74	1	83	3	345	75	75	2	90	1
Zircon_58_076	387.04	111.65	0.29	0.05128	0.00113	0.17844	0.00447	0.02530	0.00030	0.00802	0.00016	0.48	161	2	167	4	253	49	161	3	90	1
Zircon_59_077	231.94	81.66	0.35	0.05157	0.00160	0.10690	0.00355	0.01504	0.00018	0.00470	0.00012	0.36	96	1	103	3	266	69	95	2	91	2
Zircon_6_014	593.75	386.88	0.65	0.05017	0.00152	0.10440	0.00387	0.01509	0.00016	0.00476	0.00004	0.46	97	1	101	4	203	68	96	0.9	91	1
Zircon_61_080	123.67	71.00	0.57	0.07681	0.00115	1.90020	0.03650	0.17931	0.00215	0.05356	0.00080	0.63	1063	12	1081	13	1116	28	1055	15	92	1
Zircon_63_082	304.00	137.88	0.45	0.05156	0.00222	0.10234	0.00506	0.01440	0.00019	0.00453	0.00006	0.33	92	1	99	5	266	93	91	1	92.7	0.9
Zircon_65_084	376.03	171.62	0.46	0.04781	0.00129	0.09795	0.00289	0.01488	0.00018	0.00462	0.00008	0.40	95	1	95	3	90	59	93	2	93	1
Zircon_66_086	341.87	115.41	0.34	0.05095	0.00163	0.10774	0.00376	0.01541	0.00022	0.00495	0.00011	0.40	99	1	104	3	239	70	100	2	94	1
Zircon_67_087	962.38	763.04	0.79	0.04827	0.00106	0.07257	0.00185	0.01096	0.00014	0.00336	0.00005	0.51	70.3	0.9	71	2	113	49	68	1	94	1
Zircon_68_088	592.74	358.59	0.60	0.04885	0.00117	0.08917	0.00239	0.01330	0.00016	0.00408	0.00007	0.45	85	1	87	2	141	53	82	1	94	1
Zircon_69_089	511.82	236.90	0.46	0.05007	0.00135	0.09723	0.00291	0.01415	0.00018	0.00462	0.00010	0.43	91	1	94	3	198	59	93	2	95	1
Zircon_7_015	172.84	123.96	0.72	0.05008	0.00180	0.10567	0.00401	0.01542	0.00019	0.00475	0.00011	0.32	99	1	102	4	199	79	96	2	95	1
Zircon_70_090	297.80	103.38	0.35	0.04710	0.00218	0.08379	0.00444	0.01290	0.00019	0.00410	0.00016	0.35	83	1	82	4	54	94	83	3	95	1
Zircon_71_092	189.83	285.50	1.50	0.10251	0.00319	3.93684	0.16893	0.27854	0.00402	0.08113	0.00100	0.64	1584	20	1621	35	1670	54	1577	19	95.3	1
Zircon_72_093	645.67	266.79	0.41	0.05077	0.00102	0.12066	0.00281	0.01723	0.00021	0.00528	0.00010	0.51	110	1	116	3	230	44	106	2	96	1
Zircon_73_094	103.72	55.72	0.54	0.05583	0.00285	0.11944	0.00635	0.01554	0.00023	0.00483	0.00013	0.28	99	1	115	6	446	107	97	3	96	1
Zircon_74_095	372.54	180.30	0.48	0.05146	0.00191	0.09720	0.00447	0.01370	0.00020	0.00431	0.00006	0.45	88	1	94	4	261	80	87	1	96.7	1
Zircon_75_096	476.63	288.56	0.61	0.05111	0.00118	0.17771	0.00461	0.02536	0.00030	0.00802	0.00014	0.46	161	2	166	4	246	50	161	3	97	1
Zircon_8_016	169.05	103.79	0.61	0.05325	0.00234	0.08220	0.00385	0.01133	0.00018	0.00363	0.00009	0.35	73	1	80	4	339	94	73	2	98	1
Zircon_9_017	602.33	432.39	0.72	0.05104	0.00214	0.08646	0.00442	0.01229	0.00017	0.00387	0.00005	0.43	79	1	84	4	243	98	78	0.9	99	1
Zircon_11_020	426.28	421.42	0.90	0.05188	0.00104	0.10347	0.00231	0.01448	0.00014	0.00430	0.00008	0.44	92.7	0.9	100	2	280	46	87	2	99	1
Zircon_12_021	149.55	119.05	0.73	0.05624	0.00202	0.12590	0.00474	0.01627	0.00018	0.00494	0.00010	0.30	104	1	120	4	462	80	100	2	99	1
Zircon_14_023	730.55	262.95	0.33	0.05091	0.00112	0.08149	0.00194	0.01159	0.00011	0.00372	0.00006	0.38	74.3	0.7	80	2	237	51	75	1	100	1
Zircon_15_024	135.62	111.91	0.75	0.05739	0.00189	0.12579	0.00442	0.01590	0.00019	0.00479	0.00011	0.35	102	1	120	4	507	72	97	2	100	1

Zircon_17_027	383.98	229.98	0.55	0.05872	0.00347	0.04372	0.00289	0.00540	0.00008	0.00167	0.00002	0.36	34.7	0.5	43	3	557	130	33.8	0.4	100	1
Zircon_18_028	522.33	277.56	0.49	0.05140	0.00159	0.08050	0.00265	0.01140	0.00013	0.00356	0.00007	0.34	73.1	0.8	79	2	259	71	72	1	101	1
Zircon_20_030	183.46	100.40	0.50	0.05513	0.00210	0.11745	0.00472	0.01560	0.00020	0.00491	0.00012	0.32	100	1	113	4	417	85	99	2	102	1
Zircon_24_035	252.47	157.84	0.57	0.05333	0.00160	0.09739	0.00308	0.01331	0.00013	0.00404	0.00009	0.32	85.2	0.8	94	3	343	68	81	2	104	1
Zircon_25_036	410.09	369.76	0.82	0.06013	0.00138	0.20612	0.00510	0.02481	0.00023	0.00734	0.00012	0.37	158	1	190	4	608	46	148	2	104	1
Zircon_27_039	343.05	223.19	0.59	0.04969	0.00114	0.09506	0.00242	0.01388	0.00015	0.00438	0.00009	0.43	88.9	1	92	2	181	50	88	2	110	1
Zircon_3_010	149.26	124.89	0.77	0.05394	0.00237	0.11536	0.01166	0.01684	0.00153	0.00462	0.00011	0.90	108	10	111	11	369	92	93	2	135	1
Zircon_30_042	147.51	56.56	0.35	0.05140	0.00195	0.09571	0.00384	0.01355	0.00018	0.00426	0.00015	0.33	87	1	93	4	259	81	86	3	145	2

Zircon_1_008	700.82	349.98	0.50	0.05408	0.00279	0.02503	0.00149	0.00336	0.00005	0.00105	0.00002	0.35	21.6	0.3	25	1	374	116	21.2	0.3	21.6	0.3
Zircon_11_020	600.34	261.77	0.44	0.04614	0.00411	0.02094	0.00204	0.00329	0.00005	0.00106	0.00011	0.29	21.2	0.3	21	2	5	171	21	2	21.2	0.3
Zircon_12_021	456.57	213.79	0.47	0.05280	0.00232	0.02383	0.00110	0.00329	0.00005	0.00103	0.00003	0.31	21.2	0.3	24	1	320	99	20.8	0.6	21.2	0.3
Zircon_13_022	477.38	301.21	0.63	0.04998	0.00341	0.02337	0.00179	0.00339	0.00005	0.00107	0.00003	0.34	21.8	0.3	23	2	194	154	21.6	0.6	21.8	0.3
Zircon_14_023	1184.73	742.97	0.63	0.05101	0.00185	0.02250	0.00100	0.00320	0.00004	0.00101	0.00001	0.43	20.6	0.3	22.6	1	241	83	20.4	0.2	20.6	0.3
Zircon_15_024	592.59	361.93	0.61	0.06661	0.00333	0.03078	0.00159	0.00337	0.00004	0.00113	0.00005	0.25	21.7	0.3	31	2	826	105	23	1	21.7	0.3
Zircon_16_026	651.33	253.90	0.39	0.04703	0.00193	0.02139	0.00102	0.00330	0.00005	0.00105	0.00004	0.37	21.2	0.3	21	1	51	86	21.2	0.7	21.2	0.3
Zircon_18_028	317.84	129.21	0.41	0.04920	0.00251	0.02295	0.00123	0.00344	0.00006	0.00105	0.00005	0.31	22.1	0.4	23	1	157	114	21	1	22.1	0.4
Zircon_19_029	1021.51	717.57	0.70	0.05420	0.00157	0.02470	0.00078	0.00330	0.00004	0.00104	0.00002	0.40	21.2	0.3	24.8	0.8	379	65	21	0.4	21.2	0.3
Zircon_2_009	295.21	117.50	0.40	0.04138	0.00302	0.01985	0.00148	0.00352	0.00005	0.00073	0.00004	0.21	22.7	0.3	20	1	-211	133	14.7	0.8	22.7	0.3
Zircon_20_030	814.03	427.47	0.53	0.04929	0.00143	0.02319	0.00075	0.00341	0.00005	0.00112	0.00002	0.44	21.9	0.3	23.3	0.7	162	66	22.6	0.4	21.9	0.3
Zircon_22_033	928.70	344.43	0.37	0.05439	0.00235	0.02410	0.00120	0.00321	0.00005	0.00100	0.00002	0.36	20.7	0.3	24	1	387	97	20.3	0.3	20.7	0.3
Zircon_24_035	249.78	122.62	0.49	0.07009	0.01068	0.03351	0.00538	0.00347	0.00007	0.00105	0.00003	0.23	22.3	0.4	33	5	931	328	21.2	0.5	22.3	0.4
Zircon_26_038	1122.56	701.63	0.63	0.05436	0.00312	0.02391	0.00152	0.00319	0.00004	0.00100	0.00001	0.32	20.5	0.3	24	2	386	130	20.1	0.3	20.5	0.3
Zircon_27_039	635.50	186.57	0.29	0.05229	0.00267	0.02350	0.00133	0.00326	0.00005	0.00102	0.00002	0.31	21	0.3	24	1	298	117	20.7	0.3	21	0.3
Zircon_28_040	463.59	186.36	0.40	0.06358	0.01045	0.02976	0.00492	0.00339	0.00005	0.00104	0.00005	0.10	21.8	0.3	30	5	728	354	21	1	21.8	0.3
Zircon_29_041	570.52	238.62	0.42	0.05732	0.00287	0.02654	0.00136	0.00340	0.00004	0.00117	0.00006	0.21	21.9	0.3	27	1	504	111	24	1	21.9	0.3
Zircon_3_010	518.55	223.22	0.43	0.05409	0.00380	0.02556	0.00198	0.00343	0.00005	0.00107	0.00002	0.40	22.1	0.3	26	2	375	159	21.6	0.4	22.1	0.3
Zircon_30_042	775.38	251.19	0.32	0.05256	0.00295	0.02507	0.00155	0.00346	0.00005	0.00109	0.00002	0.33	22.3	0.3	25	2	310	128	21.9	0.3	22.3	0.3
Zircon_31_044	799.84	309.46	0.39	0.04895	0.00220	0.02239	0.00105	0.00334	0.00004	0.00105	0.00005	0.29	21.5	0.3	22	1	145	102	21	1	21.5	0.3
Zircon_32_045	793.46	427.58	0.54	0.05156	0.00180	0.02388	0.00090	0.00335	0.00005	0.00106	0.00002	0.38	21.6	0.3	24	0.9	266	81	21.4	0.4	21.6	0.3
Zircon_33_046	1028.70	412.26	0.40	0.05489	0.00506	0.02444	0.00238	0.00323	0.00004	0.00101	0.00002	0.30	20.8	0.3	25	2	408	207	20.4	0.4	20.8	0.3
Zircon_34_047	913.47	376.78	0.41	0.05080	0.00173	0.02313	0.00084	0.00333	0.00004	0.00107	0.00003	0.35	21.4	0.3	23.2	0.8	232	79	21.6	0.6	21.4	0.3

Zircon_37_051	253.73	174.16	0.69	0.04857	0.00121	0.11529	0.00310	0.01715	0.00017	0.00580	0.00011	0.38	110	1	111	3	127	59	117	2	110	1
Zircon_39_053	115.62	66.62	0.58	0.05224	0.00290	0.11074	0.00682	0.01537	0.00021	0.00483	0.00006	0.29	98	1	107	6	296	126	97	1	98	1
Zircon_4_011	696.04	367.85	0.53	0.05172	0.00197	0.02348	0.00094	0.00330	0.00004	0.00101	0.00003	0.31	21.2	0.3	23.6	0.9	273	88	20.4	0.6	21.2	0.3
Zircon_40_054	968.45	643.78	0.66	0.04973	0.00200	0.02226	0.00114	0.00325	0.00005	0.00103	0.00001	0.50	20.9	0.3	22	1	182	89	20.7	0.3	20.9	0.3
Zircon_5_012	765.31	371.75	0.49	0.05295	0.00317	0.02441	0.00163	0.00334	0.00005	0.00105	0.00002	0.32	21.5	0.3	24	2	327	131	21.2	0.3	21.5	0.3
Zircon_7_015	1103.24	867.33	0.79	0.04855	0.00126	0.02158	0.00063	0.00322	0.00004	0.00097	0.00002	0.46	20.7	0.3	21.7	0.6	126	58	19.6	0.4	20.7	0.3
Zircon_8_016	1059.63	682.66	0.64	0.05230	0.00202	0.02383	0.00109	0.00330	0.00004	0.00104	0.00001	0.37	21.3	0.3	24	1	298	85	21	0.2	21.3	0.3
Zircon_9_017	590.26	244.15	0.41	0.05035	0.00222	0.02326	0.00108	0.00335	0.00005	0.00105	0.00002	0.31	21.6	0.3	23	1	211	97	21.2	0.4	21.6	0.3
Zircon_36_050	183.54	87.06	0.47	0.07069	0.01691	0.03424	0.00873	0.00351	0.00012	0.00106	0.00008	0.33	22.6	0.8	34	9	949	493	22	2	22.6	0.8

ROCA F6																						
Zircon_10_018	375.38	216.72	0.52	0.08865	0.00629	0.01525	0.00113	0.00125	0.00003	0.00038	0.00002	0.29	8.1	0.2	15	1	1397	129	7.7	0.4	8.1	0.2
Zircon_11_020	162.53	82.96	0.46	0.10570	0.01046	0.02114	0.00216	0.00147	0.00004	0.00043	0.00005	0.25	9.5	0.3	21	2	1727	172	9	1	9.5	0.3
Zircon_16_026	172.19	89.14	0.47	0.09631	0.01406	0.02004	0.00316	0.00151	0.00005	0.00044	0.00001	0.31	9.7	0.3	20	3	1554	262	8.9	0.3	9.7	0.3
Zircon_17_027	270.68	137.51	0.46	0.08116	0.00874	0.01585	0.00184	0.00142	0.00003	0.00042	0.00001	0.31	9.1	0.2	16	2	1225	201	8.5	0.2	9.1	0.2
Zircon_18_028	149.22	61.20	0.37	0.06732	0.01172	0.01387	0.00249	0.00149	0.00004	0.00046	0.00002	0.18	9.6	0.3	14	2	848	349	9.2	0.4	9.6	0.3
Zircon_19_029	97.12	45.09	0.42	0.08844	0.01680	0.02025	0.00389	0.00166	0.00004	0.00072	0.00016	0.15	10.7	0.3	20	4	1392	354	15	3	10.7	0.3
Zircon_20_030	116.02	51.42	0.40	0.07501	0.01635	0.01637	0.00372	0.00158	0.00005	0.00048	0.00002	0.20	10.2	0.3	16	4	1069	425	9.6	0.5	10.2	0.3
Zircon_23_034	127.21	47.89	0.34	0.08407	0.01501	0.01708	0.00315	0.00147	0.00004	0.00044	0.00002	0.22	9.5	0.3	17	3	1294	336	8.9	0.3	9.5	0.3
Zircon_24_035	228.37	128.94	0.51	0.05795	0.01440	0.01038	0.00281	0.00130	0.00004	0.00040	0.00005	0.26	8.4	0.2	10	3	528	467	8	1	8.4	0.2
Zircon_25_036	209.89	142.64	0.61	0.05261	0.00877	0.01022	0.00180	0.00141	0.00003	0.00044	0.00004	0.20	9.1	0.2	10	2	312	329	8.9	0.8	9.1	0.2
Zircon_6_014	153.06	70.91	0.42	0.11272	0.02310	0.02523	0.00558	0.00162	0.00006	0.00047	0.00003	0.41	10.5	0.4	25	6	1844	400	9.5	0.5	10.5	0.4
Zircon_3_010	81.06	35.66	0.40	0.10164	0.01931	0.02193	0.00426	0.00166	0.00007	0.00046	0.00013	0.21	10.7	0.5	22	4	1654	373	9	3	10.7	0.5

ANEXO IV**Análisis de REE de los zircones fechados**

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO), UNAM.

Mediante la técnica LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry), se utiliza sistema de ablación láser Resolution M-50, láser excímero (ArF) operado a 193 nm, acoplado con el ICP-MS cuadrupolo Thermo Xii.

MUESTRA	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Th	U
BEKL 9D-5																				
Zircon_1_008	735.081	1.886	1432.725	8.210	6.801	29.784	2.613	15.789	6.898	0.239	28.704	10.166	123.732	48.926	227.091	429.138	84.052	12975.287	172.996	487.218
Zircon_2_009	77.288	4.797	1377.761	2.905	0.060	6.412	0.262	4.775	6.769	1.151	34.333	11.238	131.351	48.071	214.902	404.890	78.145	10602.808	117.511	257.899
Zircon_3_010	713.956	-5.868	2461.303	10.198	0.399	22.782	0.266	2.842	4.316	0.298	31.099	13.337	184.663	79.447	389.182	826.287	167.309	13734.708	617.352	2306.335
Zircon_5_012	616.191	-4.513	1711.518	3.580	0.316	12.677	0.193	2.497	4.038	0.327	25.846	10.198	136.344	56.451	270.828	580.713	116.745	11420.486	311.521	820.869
Zircon_6_014	825.436	4.852	1559.641	6.053	5.887	34.311	1.725	10.086	5.466	0.586	26.327	9.790	126.504	52.471	250.526	514.460	105.934	11350.094	491.315	1065.977
Zircon_8_016	438.559	19.027	1540.375	2.243	0.441	14.582	0.322	4.148	5.658	0.958	30.752	10.439	127.543	51.510	237.935	483.366	99.667	10193.115	227.291	450.807
Zircon_10_018	659.942	-10.928	2543.875	6.782	0.325	26.338	0.261	3.751	7.094	0.481	45.850	16.985	213.379	83.964	399.553	797.503	160.945	10852.959	821.904	1507.893
Zircon_11_020	319.355	-2.605	979.501	2.935	1.665	16.912	0.598	4.256	3.096	0.435	16.743	6.108	76.744	32.148	159.259	341.031	74.014	10256.115	178.401	389.274
Zircon_12_021	3978.701	6.059	2220.040	4.207	27.543	93.839	10.838	57.641	22.030	0.911	54.949	17.110	192.306	74.446	337.872	664.252	131.700	10604.077	577.895	1102.160
Zircon_14_023	375.231	-5.290	1483.556	2.955	2.531	21.558	0.910	6.551	6.066	0.739	30.914	10.315	127.493	49.605	229.197	470.842	99.371	10407.994	292.538	546.150
Zircon_15_024	763.627	-7.048	2020.212	4.899	3.137	19.549	1.090	7.881	5.621	0.401	29.419	11.738	157.569	66.721	326.847	679.697	142.765	12411.206	426.823	1405.213
Zircon_16_026	482.635	3.389	1552.880	4.267	0.551	22.050	0.238	2.981	4.173	0.505	27.159	9.911	128.229	52.028	247.800	506.631	107.519	10594.358	551.853	872.783
Zircon_20_030	1527.493	-7.221	4673.526	23.314	0.089	31.336	0.173	2.695	6.952	0.284	61.962	26.465	374.694	153.959	745.181	1504.419	298.859	14208.685	1345.606	5178.329
Zircon_21_032	391.058	-1.860	1494.614	2.848	0.298	11.972	0.230	3.580	5.444	0.822	30.765	10.365	127.080	50.296	239.203	465.853	96.318	10380.111	230.353	470.299
Zircon_24_035	1248.861	8.228	3086.280	10.846	0.606	26.961	0.300	2.894	5.438	0.342	40.899	17.769	238.826	100.054	489.904	1002.217	206.987	12355.926	802.588	2753.051
Zircon_27_039	402.832	3.920	1568.744	4.073	0.096	21.024	0.186	3.102	5.370	0.759	31.190	11.078	133.835	51.694	239.054	481.638	100.760	10344.896	451.478	663.720
Zircon_28_040	998.969	-0.055	2936.928	11.710	0.051	22.626	0.116	1.986	4.663	0.334	38.837	16.732	231.053	98.432	469.030	985.885	199.168	12180.592	931.527	2858.788
Zircon_31_044	512.186	-4.399	1307.035	2.407	0.050	13.024	0.124	2.628	4.416	0.555	24.267	8.400	106.968	43.800	205.770	452.670	96.701	9964.313	211.882	442.133
Zircon_34_047	439.961	8.568	1622.573	4.137	0.029	18.728	0.147	3.023	4.961	0.527	29.627	10.628	132.035	54.737	258.485	540.994	115.058	9861.663	325.001	658.080
Zircon_36_050	202.963	16.083	1526.477	1.615	0.098	15.506	0.222	3.822	6.602	0.899	35.849	11.543	138.686	52.953	238.412	453.846	92.865	10189.639	281.415	441.164
Zircon_37_051	659.088	-6.612	2051.307	4.352	0.281	28.492	0.266	3.807	6.258	1.171	36.738	13.152	167.085	67.635	327.884	687.999	143.932	9355.438	664.402	987.141
Zircon_40_054	354.311	-3.100	1402.504	9.338	0.087	11.123	0.086	1.823	2.816	0.182	20.709	8.350	110.676	47.963	230.592	471.714	94.996	12093.776	273.120	745.958

BEKL 9D-6																				
Zircon_1_008	515.986	-2.789	2298.660	9.788	0.541	30.422	0.342	4.028	5.692	0.585	38.203	14.078	186.848	76.670	361.529	767.030	153.642	10866.980	658.004	1217.882
Zircon_10_018	291.617	-8.297	1182.698	3.766	0.521	15.737	0.269	2.753	3.455	0.459	21.402	7.526	96.183	39.887	193.199	423.045	87.163	9778.775	249.891	498.275
Zircon_11_020	1439.521	1.867	1753.433	5.529	15.832	49.119	5.190	27.554	10.654	0.985	38.770	12.545	156.377	61.012	281.611	551.074	106.460	10527.535	196.330	444.690
Zircon_12_021	2635.342	2.858	3416.926	19.417	19.743	82.519	8.464	44.282	17.743	0.311	67.061	23.249	295.252	117.653	545.030	1083.610	208.381	13320.842	1613.790	3910.798
Zircon_13_022	332.461	2.192	1176.411	3.105	0.033	19.550	0.115	2.228	3.832	0.653	21.867	7.778	98.931	40.405	190.981	398.063	81.839	9517.073	386.055	544.650
Zircon_15_024	364.466	12.405	1313.207	4.328	0.061	11.233	0.098	1.695	3.016	0.330	20.670	8.032	105.135	44.117	214.745	460.745	93.872	10631.882	352.529	818.637
Zircon_16_026	345.318	7.419	1754.240	6.303	0.098	23.258	0.144	2.544	4.561	0.295	31.433	11.797	147.872	59.996	279.336	549.458	108.308	10983.972	708.167	1304.558
Zircon_17_027	2982.486	11.496	7651.975	26.864	0.606	25.195	0.321	3.924	10.625	0.172	92.080	41.515	590.769	247.793	1194.534	2408.151	463.914	14123.551	1540.737	6695.154
Zircon_18_028	2501.182	3.822	3004.952	7.440	16.995	57.101	6.169	33.263	12.970	0.346	49.394	18.200	240.306	100.483	478.745	1008.996	200.997	12528.817	610.653	1913.650
Zircon_19_029	685.782	0.819	1741.868	5.159	0.292	16.434	0.463	4.216	4.767	0.407	28.495	10.728	141.500	58.910	287.743	611.748	122.017	10576.778	386.142	969.413
Zircon_24_035	851.171	1.023	1682.252	3.826	3.425	28.535	1.107	7.495	5.963	0.569	32.223	10.969	134.024	56.743	268.075	576.336	120.378	9836.510	414.380	677.867
Zircon_25_036	2498.154	30.692	3269.363	10.007	23.434	78.102	7.083	34.753	13.462	0.643	59.208	21.969	278.745	112.454	524.832	1049.328	206.922	10627.041	1157.134	2343.259
Zircon_26_038	2372.572	10.943	5346.633	13.182	1.362	15.856	0.335	3.104	7.283	0.149	64.289	29.799	411.899	175.364	846.418	1732.353	332.848	13583.430	918.734	3910.778
Zircon_27_039	786.884	0.000	2349.238	8.344	6.288	44.489	2.051	11.670	8.571	0.476	45.599	16.387	206.955	82.994	381.238	744.587	147.522	11139.419	964.007	1676.557
Zircon_28_040	354.171	1.872	1853.900	5.641	0.071	14.724	0.123	1.952	4.152	0.504	27.199	11.000	149.002	64.460	310.835	672.084	137.295	12316.208	477.083	1407.688
Zircon_29_041	2476.850	1.019	1053.851	3.095	22.647	73.218	6.636	32.473	8.786	0.785	23.410	7.548	87.594	35.538	170.190	371.585	76.490	9933.538	440.781	543.778
Zircon_3_010	229.366	-3.423	928.406	2.736	0.180	17.017	0.153	2.226	3.009	0.399	17.661	6.128	76.625	31.274	150.548	323.213	67.149	9827.701	207.878	370.027
Zircon_33_046	622.919	-1.719	1891.723	6.258	0.168	14.405	0.167	2.176	4.087	0.223	27.648	11.881	153.216	64.768	311.097	653.928	134.734	11167.470	395.645	1208.233
Zircon_34_047	475.493	-5.741	1029.294	2.798	2.721	19.151	0.791	5.463	3.490	0.256	18.598	6.648	85.354	35.342	167.562	348.143	71.175	11123.813	255.346	549.320
Zircon_36_050	955.081	1.298	2848.148	14.004	0.036	18.612	0.103	2.021	4.382	0.193	36.225	16.328	227.284	96.735	463.131	979.524	194.422	13052.392	595.520	2807.407
Zircon_38_052	1788.739	-7.741	6151.162	38.054	0.231	36.971	0.191	2.953	9.376	0.166	84.072	36.942	501.688	207.283	963.868	1931.005	372.164	14872.659	2242.137	7797.135
Zircon_4_011	1394.105	-9.316	1771.037	5.719	14.030	63.712	4.539	23.640	10.005	0.635	38.437	12.873	154.031	60.766	275.352	552.693	110.429	10578.689	809.180	1189.482
Zircon_40_054	488.377	9.952	2111.830	10.062	0.081	21.375	0.125	2.248	4.750	0.174	34.331	13.173	178.428	73.033	341.263	701.716	142.709	12489.272	694.315	1802.190
Zircon_6_014	552.763	-6.035	1516.252	7.051	2.357	24.539	1.055	7.538	7.129	0.547	33.981	11.091	136.610	53.074	240.833	443.551	86.368	9399.448	285.849	529.274
Zircon_7_015	283.378	2.006	881.530	2.579	0.034	14.384	0.124	1.985	2.901	0.465	16.522	5.823	72.720	30.081	143.510	304.631	64.403	9804.641	182.684	364.971
Zircon_8_016	798.212	1.940	2370.572	7.623	0.073	18.162	0.097	2.070	4.437	0.322	32.773	13.611	186.938	79.105	381.814	820.323	160.008	11868.697	679.299	2136.288
Zircon_9_017	1071.183	1.354	2391.903	5.003	0.316	9.595	0.209	2.262	3.800	0.171	29.610	12.921	182.812	78.490	387.828	832.205	164.153	11998.274	328.078	1373.316
Zircon_20_030	343.617	10.055	2128.539	4.664	0.061	15.779	0.214	3.663	7.204	0.699	45.191	15.443	191.782	74.321	342.189	667.557	128.115	11398.297	385.506	785.359
Zircon_32_045	372.591	-4.166	1496.605	5.202	0.261	16.941	0.179	2.416	3.199	0.431	20.405	7.919	111.998	48.497	241.794	570.048	118.233	11475.744	221.032	758.976
Zircon_37_051	1148.330	12.075	1294.920	3.093	8.493	34.741	2.575	12.648	6.369	0.556	26.132	8.661	107.543	42.862	203.684	421.263	84.473	10642.180	237.667	461.564

BEKL 18D-1																				
Zircon_1_008	121.929	9.291	839.160	2.246	0.022	16.001	0.101	1.741	1.917	0.836	12.461	4.581	60.941	26.582	136.189	338.468	79.361	10336.995	91.646	175.869
Zircon_10_018	109.943	3.888	506.610	0.810	0.052	9.798	0.115	1.811	2.329	0.683	10.423	3.322	40.335	17.139	81.373	202.309	46.142	11566.950	49.375	95.024
Zircon_11_020	163.722	11.407	676.884	1.820	0.067	13.994	0.088	1.577	1.824	0.698	9.980	3.563	48.944	21.151	111.770	289.822	67.521	10775.137	73.643	149.586
Zircon_12_021	359.469	6.653	1649.916	3.224	2.163	39.161	0.746	5.297	6.027	2.283	31.537	11.068	135.494	53.761	256.319	569.059	122.483	9984.968	243.221	296.998
Zircon_13_022	182.835	7.057	727.904	2.023	0.824	16.321	0.322	2.202	2.108	0.706	10.709	3.926	52.664	23.074	120.618	306.277	71.210	10181.948	76.697	156.359
Zircon_14_023	196.933	5.163	729.495	1.489	0.029	13.983	0.113	1.630	1.953	0.807	11.309	3.973	53.440	22.475	116.337	297.668	71.100	10680.176	82.783	156.478
Zircon_15_024	214.913	16.609	1117.956	2.139	0.176	19.262	0.198	2.593	3.112	1.345	19.245	6.619	84.787	35.583	178.538	436.566	101.865	9887.190	133.903	211.699
Zircon_16_026	199.684	7.220	1135.862	1.666	0.053	18.531	0.212	3.341	4.264	1.761	23.008	7.668	91.191	36.842	178.380	422.458	94.378	10158.949	136.166	192.083
Zircon_17_027	232.064	3.253	671.914	1.172	0.028	11.115	0.096	1.368	1.901	0.745	10.176	3.902	49.027	20.461	107.789	281.349	67.798	10571.353	61.383	132.046
Zircon_18_028	987.988	23.718	1437.341	2.570	8.447	45.447	2.186	11.413	6.639	2.628	31.086	10.068	121.598	47.721	227.449	510.158	112.276	9929.878	232.384	286.578
Zircon_19_029	139.577	16.937	722.087	1.273	0.142	13.129	0.143	2.098	2.580	0.903	12.246	4.485	56.018	23.399	118.489	295.947	68.429	11144.847	77.213	149.562
Zircon_20_030	184.555	2.067	724.321	1.761	0.037	17.924	0.104	1.684	1.990	0.781	12.063	4.342	55.951	23.559	117.153	284.022	65.423	10293.281	170.290	227.421
Zircon_21_032	156.611	2.379	992.110	1.911	0.028	16.929	0.154	2.489	3.328	1.254	17.970	6.176	78.705	31.610	161.577	392.449	87.653	9984.950	121.070	193.716
Zircon_22_033	187.660	3.476	1206.414	4.722	0.045	37.448	0.097	1.688	2.443	0.911	15.895	6.469	88.827	37.495	193.688	465.587	103.423	11196.829	190.933	293.797
Zircon_23_034	201.012	-6.208	941.695	1.143	0.216	15.658	0.186	3.003	3.886	1.466	18.669	6.353	77.734	30.888	150.247	358.970	83.769	10346.726	110.413	167.460
Zircon_25_036	490.980	36.409	3268.266	4.246	0.678	71.154	0.861	13.493	20.167	7.939	89.823	27.843	312.962	112.728	493.939	964.130	199.217	8497.832	465.987	379.436
Zircon_27_039	3622.456	32.308	447.536	0.999	30.917	74.899	8.023	32.965	6.386	1.287	10.679	3.051	35.521	14.284	73.210	190.993	44.259	9912.244	38.189	86.822
Zircon_28_040	282.510	12.666	1421.922	1.856	0.883	24.652	0.434	5.170	6.878	2.764	33.356	10.582	125.765	47.324	222.995	495.031	110.137	9264.425	187.766	223.783
Zircon_29_041	119.724	-1.322	678.465	0.928	3.127	12.888	1.123	6.459	3.801	1.393	15.061	4.686	54.999	21.292	104.453	242.414	56.222	10269.929	71.679	111.444
Zircon_31_044	223.627	6.500	986.481	2.519	0.037	21.113	0.099	1.820	2.503	1.086	16.055	5.727	73.923	31.601	159.030	382.727	87.662	10151.919	197.495	256.302
Zircon_32_045	426.319	19.913	3618.685	7.486	0.112	113.836	0.503	8.609	15.764	5.681	91.711	29.790	336.974	123.736	523.105	920.052	184.867	9662.434	1497.276	685.899
Zircon_33_046	1071.448	-8.346	1117.486	2.326	6.926	34.594	1.705	8.501	4.141	1.393	19.397	6.814	85.360	35.231	176.662	416.523	96.140	9976.647	160.545	233.873
Zircon_34_047	2672.990	48.298	934.528	3.678	20.228	75.641	4.957	21.378	6.399	1.676	22.217	6.841	81.134	30.928	145.962	321.091	70.420	9579.759	474.115	343.648
Zircon_35_048	57.351	-5.736	813.405	2.186	0.074	17.341	0.122	1.536	1.996	0.788	12.001	4.397	59.474	26.367	133.413	342.710	81.170	11222.484	95.476	181.320
Zircon_36_050	1661.289	-0.763	912.443	1.090	12.970	39.205	3.047	15.128	6.421	1.826	21.016	6.686	76.565	29.680	142.510	326.610	71.858	10849.059	102.835	156.564
Zircon_37_051	160.619	7.946	839.164	1.530	0.050	15.270	0.101	1.925	2.734	0.973	14.499	5.073	64.461	26.988	137.691	342.137	80.950	10602.131	95.271	169.654
Zircon_38_052	173.132	4.407	720.460	1.338	0.052	13.208	0.127	1.769	2.558	0.834	12.551	4.247	54.000	22.481	116.089	293.344	67.796	9884.041	73.541	134.840
Zircon_39_053	175.300	-2.912	602.179	0.912	0.067	9.425	0.104	1.482	1.780	0.574	9.515	3.521	44.821	19.142	98.926	263.296	62.882	10234.739	52.431	115.966
Zircon_4_011	202.784	5.310	870.070	1.798	0.045	16.865	0.108	1.730	2.264	0.804	11.988	4.639	63.222	27.233	141.524	357.180	83.761	10242.128	98.927	188.914
Zircon_40_054	152.358	0.655	773.791	1.854	0.125	17.343	0.105	1.737	2.033	0.784	11.906	4.481	57.278	23.979	119.710	299.139	70.140	9994.795	139.190	188.930
Zircon_5_012	291.587	9.945	734.988	1.657	0.922	13.985	0.327	2.526	2.305	0.880	10.946	3.931	53.426	23.088	121.219	305.513	72.963	9859.138	64.191	133.714
Zircon_6_014	160.704	1.203	795.567	2.067	0.042	17.401	0.060	1.540	1.782	0.718	11.026	4.363	56.905	24.568	127.197	323.175	77.034	11055.967	133.896	210.125

Zircon_7_015	131.291	15.945	780.826	2.203	0.150	17.902	0.135	1.600	2.022	0.810	11.629	4.450	57.519	24.560	129.996	329.919	78.696	10665.824	134.105	202.024
Zircon_8_016	87.444	7.615	477.255	0.702	0.052	7.670	0.108	1.663	1.923	0.679	9.758	3.018	38.036	15.069	76.850	194.802	46.437	10490.906	36.944	78.153
Zircon_3_010	209.079	40.764	1105.361	1.892	0.544	24.270	0.259	3.177	3.490	1.473	21.710	7.570	90.424	36.305	176.948	416.301	91.419	11189.078	213.584	249.179
Zircon_9_017	130.470	-0.830	824.186	1.136	0.069	13.258	0.150	2.520	3.544	1.429	17.301	5.823	68.878	26.531	127.878	303.179	68.563	11301.122	86.383	141.834

BEKL 20D-1

Zircon_1_008	523.815	13.136	2755.388	4.783	0.066	26.575	0.248	4.097	6.565	2.170	44.176	16.505	221.057	91.129	428.094	953.201	188.456	9290.198	278.329	402.912
Zircon_10_018	105.729	19.039	573.431	1.443	0.065	13.408	0.142	2.044	2.408	0.583	11.267	3.760	46.400	18.262	84.378	192.312	40.088	11186.753	64.376	119.256
Zircon_11_020	178.905	11.066	863.189	1.153	0.102	14.727	0.224	3.598	4.976	1.111	20.338	6.345	73.667	28.014	127.751	256.409	53.002	10438.523	83.840	119.312
Zircon_21_032	260.453	15.693	2150.013	2.044	0.208	14.901	0.384	5.355	8.365	2.677	43.850	14.973	182.637	71.718	334.358	708.135	143.533	9036.133	174.385	245.285
Zircon_24_035	350.874	6.187	1912.167	3.506	0.048	21.125	0.216	3.147	4.564	1.641	27.491	10.684	144.020	61.893	309.761	724.728	151.617	9360.770	205.962	331.485
Zircon_28_040	779.929	11.164	5641.378	3.918	0.181	71.912	1.372	20.949	31.345	12.098	145.189	44.797	512.113	186.155	837.714	1753.654	352.510	8013.490	834.246	639.152
Zircon_29_041	690.743	0.774	5392.554	3.581	0.213	69.866	1.209	19.194	29.158	11.409	136.895	42.911	493.703	186.396	819.568	1679.481	327.059	8772.297	829.487	690.902

BEKL 24D-1

Zircon_1_008	854.266	5.783	2403.601	4.090	3.920	25.687	1.581	10.593	10.099	1.830	53.572	18.698	218.937	85.273	386.857	741.200	149.061	9295.134	349.983	700.822
Zircon_11_020	384.578	11.212	2245.307	3.801	0.048	17.517	0.209	3.708	7.687	1.511	47.053	16.350	204.771	79.867	361.599	690.408	138.925	10099.503	261.774	600.338
Zircon_12_021	472.275	8.617	1871.690	2.210	0.089	13.038	0.262	4.613	7.925	2.376	41.444	14.151	164.872	65.199	294.580	608.963	125.671	9714.283	213.793	456.574
Zircon_13_022	356.152	20.210	2548.808	4.468	0.519	29.927	0.286	3.865	6.637	2.572	45.631	16.742	213.340	86.912	408.930	824.467	171.900	8420.903	301.212	477.383
Zircon_14_023	2210.250	9.271	3231.684	6.638	18.024	69.764	6.252	33.168	16.731	2.347	76.916	25.839	302.637	118.008	522.010	957.530	185.726	9902.401	742.966	1184.729
Zircon_16_026	3998.809	6.820	2352.330	3.480	67.914	184.883	24.428	121.031	32.477	1.968	68.897	20.043	219.957	83.169	379.448	720.490	142.319	10946.313	253.903	651.332
Zircon_17_027	483.638	14.285	2017.304	3.454	2.774	18.290	0.978	6.371	6.734	1.650	38.907	13.745	172.012	71.460	328.689	649.556	134.257	8774.645	186.435	434.492
Zircon_18_028	386.562	-1.049	1388.774	1.918	1.522	12.135	0.628	4.599	4.809	1.325	29.018	10.025	120.331	47.533	221.432	468.462	98.278	9462.497	129.206	317.838
Zircon_19_029	1619.548	10.489	2237.165	6.453	18.241	66.452	6.338	32.959	14.565	2.155	54.416	17.978	205.850	78.701	343.071	661.845	132.509	9804.879	717.567	1021.506
Zircon_20_030	462.028	1.866	3310.724	4.399	0.278	15.126	0.427	6.745	13.869	2.663	78.904	27.389	311.126	118.190	521.352	963.940	194.411	8793.804	427.471	814.034
Zircon_21_032	1228.986	5.336	1796.123	2.105	11.837	38.961	4.280	22.456	10.363	1.654	41.279	13.424	158.385	60.914	289.155	584.044	120.327	10271.203	173.427	460.056
Zircon_22_033	557.264	6.066	2102.023	7.120	1.373	24.948	0.598	4.617	5.454	0.558	36.365	13.893	175.353	73.788	339.025	673.718	131.954	11654.268	344.426	928.700
Zircon_23_034	2081.170	1.509	2153.293	8.820	23.456	84.921	8.345	42.794	13.966	1.015	47.629	15.661	193.350	76.317	346.742	688.227	137.600	11327.481	463.399	1028.173
Zircon_25_036	380.106	6.678	1612.735	5.648	0.073	19.113	0.135	2.007	4.315	0.566	27.439	10.750	136.730	54.531	255.932	517.192	105.866	11505.548	224.773	613.442
Zircon_26_038	2286.692	-0.065	2994.439	7.172	26.005	92.402	8.861	47.401	19.269	2.582	74.052	23.942	281.575	106.333	471.758	884.377	174.869	10341.200	701.633	1122.561
Zircon_27_039	466.580	6.731	1807.637	6.791	0.610	17.710	0.271	2.463	3.986	0.639	27.838	11.006	145.145	62.154	299.853	648.951	135.106	11337.381	186.567	635.495
Zircon_29_041	613.446	-1.165	1767.672	3.281	0.038	11.925	0.110	2.196	4.588	0.832	31.753	11.715	148.238	61.561	285.634	589.511	119.926	10464.819	238.618	570.516

Zircon_3_010	713.812	7.327	1994.994	3.566	6.262	23.634	2.145	12.412	10.770	1.727	47.617	16.325	185.705	71.158	317.399	599.140	120.887	9688.262	223.221	518.553
Zircon_30_042	368.431	9.903	1508.579	7.881	0.469	14.410	0.235	2.157	3.777	0.438	24.902	9.687	126.282	52.648	245.451	501.153	100.733	11380.741	251.189	775.383
Zircon_31_044	470.490	-6.053	2521.729	6.501	0.047	20.857	0.192	3.468	8.058	1.130	49.299	17.931	221.115	88.720	407.453	822.752	166.150	11035.117	309.465	799.841
Zircon_32_045	813.164	5.832	2025.223	4.695	5.981	32.065	2.380	13.050	8.058	1.231	42.005	15.075	178.773	72.424	325.206	634.795	126.557	10047.772	427.579	793.460
Zircon_33_046	1165.359	7.723	2096.145	7.272	5.317	33.879	2.065	11.288	7.769	0.702	40.537	14.814	182.229	72.858	333.930	659.536	133.370	11937.696	412.256	1028.701
Zircon_34_047	592.768	9.458	1921.348	7.022	2.501	27.426	0.972	6.337	5.841	0.541	35.751	13.323	168.485	68.575	311.602	612.855	121.853	11390.077	376.781	913.472
Zircon_4_011	1024.936	18.629	3087.068	5.158	5.593	37.240	2.214	14.252	11.501	2.629	63.154	22.360	274.777	109.178	495.360	953.363	193.887	9590.777	367.847	696.037
Zircon_40_054	506.044	7.949	3840.443	4.140	0.392	17.512	0.620	9.722	19.057	4.671	105.276	34.725	378.075	137.351	590.340	1077.045	207.010	8551.363	643.777	968.447
Zircon_5_012	2364.509	-6.188	3377.870	3.519	25.883	77.681	9.335	50.355	22.643	2.915	84.943	27.287	314.200	119.284	522.359	955.577	190.439	9127.160	371.753	765.312
Zircon_6_014	5963.250	8.887	2448.175	4.617	60.887	188.431	20.989	101.887	29.587	3.625	69.728	20.659	230.815	86.342	390.106	754.997	154.482	8838.299	615.715	673.612
Zircon_7_015	1039.041	10.893	2816.374	5.625	5.240	37.213	2.115	14.033	12.243	2.656	68.575	23.679	271.634	99.918	435.565	798.537	157.938	9140.914	867.333	1103.237
Zircon_8_016	2176.747	2.982	2515.201	7.511	24.241	88.514	8.560	44.345	17.255	1.775	61.878	19.986	228.613	89.001	389.910	729.572	143.907	10787.152	682.659	1059.627
Zircon_9_017	320.701	-0.412	1475.194	4.572	0.529	16.956	0.253	2.868	4.126	0.514	26.938	9.843	125.758	50.849	235.977	469.002	97.494	11470.497	244.151	590.260
Zircon_38_052	281.992	-3.366	2460.954	1.786	0.096	8.623	0.563	8.751	14.130	4.121	71.917	22.023	232.747	86.231	373.364	718.286	142.238	8628.855	248.982	409.819

ROCA F6

Zircon_10_018	681.330	13.265	4551.263	7.827	0.310	33.591	0.428	7.626	16.480	1.195	101.736	34.527	429.295	161.437	688.776	1148.421	212.410	10265.706	222.009	388.800
Zircon_11_020	412.568	4.130	2503.980	3.242	0.055	11.014	0.262	4.740	9.266	1.139	54.304	18.711	234.533	90.438	392.354	661.087	126.351	9491.805	84.988	168.338
Zircon_16_026	997.491	3.989	3196.635	5.053	14.946	57.641	5.906	34.906	19.471	2.445	86.694	27.478	325.598	119.316	487.996	760.818	138.883	8159.464	91.317	178.342
Zircon_17_027	1995.752	19.647	2476.272	8.979	25.780	123.423	9.767	53.262	19.961	1.370	61.788	18.970	232.248	87.469	382.102	676.357	129.963	9913.892	140.872	280.360
Zircon_18_028	315.782	4.835	1800.557	5.263	0.128	12.532	0.160	2.766	5.383	0.712	34.309	12.240	160.844	63.550	283.410	528.614	102.116	9483.196	62.696	154.556
Zircon_19_029	242.282	-4.688	1354.286	3.370	1.008	13.212	0.524	4.402	5.188	0.931	29.759	10.210	128.035	49.222	215.345	376.961	72.709	8057.574	46.195	100.591
Zircon_20_030	235.190	3.858	1792.781	3.144	0.295	9.854	0.249	3.537	6.675	1.040	37.897	12.895	168.119	64.303	287.172	494.096	95.033	9173.264	52.674	120.170
Zircon_23_034	213.260	2.300	1616.691	5.097	0.189	10.852	0.190	2.793	4.768	0.781	31.878	11.380	145.933	57.704	257.884	479.170	94.662	9387.093	49.054	131.760
Zircon_24_035	188.288	8.970	3625.456	6.088	0.088	23.804	0.382	7.034	14.359	2.430	94.033	31.484	378.776	137.518	561.512	844.018	153.328	8058.588	132.090	236.540
Zircon_25_036	230.588	5.820	2353.476	7.032	0.083	24.780	0.220	4.397	9.336	1.477	57.071	19.884	242.616	88.107	363.319	563.821	102.098	7734.271	146.122	217.399
Zircon_6_014	854.123	44.019	2310.410	3.662	13.329	47.197	4.138	24.047	12.841	1.073	53.819	16.940	212.371	81.563	346.654	599.591	113.442	8462.126	72.644	158.532
Zircon_3_010	143.557	8.357	1131.668	2.664	0.101	9.138	0.189	2.505	3.701	0.739	23.698	8.156	107.978	41.165	178.763	307.411	58.791	8239.672	36.532	83.960