



UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

Aportación a la tectónica laramídica de Sonora
central, México: geología, geoquímica y
geocronología de la Sierra El Pajarito.

Tesis

Para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias - Geología

Presenta:
Elizard González Becuar



Hermosillo, Sonora a 13 de septiembre 2013

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por la beca CONACYT 376860 y por el apoyo del Programa de Becas-Mixtas 2011-2012 del CONACYT.

Agradezco al personal de la Universidad de Sonora, la University of Arizona y la Estación Regional del Noroeste (ERNO, UNAM) que me ayudaron con toda clase de enredos burocráticos en los cuales me ví metido; por tolerar mi incompetencia en tales y muchos aspectos más.

Agradezco de forma muy especial a mis maestros por contagiarme con su curiosidad científica, requisito indispensable para desarrollar el gusto a la investigación, al trabajo de campo y a éticas de trabajo *impresionantes*; a mi director de tesis, el Dr. Efrén Pérez Segura por su amistad a lo largo de estos años y por su apoyo omnipresente en este trabajo; a mi co-director de tesis, el Dr. Ricardo Vega Granillo por invaluable retroalimentación y por ayudarme a descifrar y a poner en perspectiva todo este trabajo; de igual forma agradezco a mis sinodales, el Dr. Jesús Roberto Vidal Solano y el MC Saúl Herrera Urbina, fueron de suma importancia al hacer espacio en su valioso tiempo en ayudarme con comentarios y sugerencias a organizar y mejorar este trabajo.

Agradezco al Dr. Joaquín Ruíz por ayudarme a realizar una estancia en la University of Arizona así como el uso de sus laboratorios de geocronología. De igual forma agradezco al Dr. Luigi Solari por tomarse el tiempo de permitirme trabajar con él en el laboratorio de geocronología en el Centro de Geociencias Campus Juriquilla de la UNAM. No se me olvida también agradecer la ayuda del Quím. Pablo Peñaflor en la preparación de mis muestras para análisis.

Agradezco a mi padre, a mi madre y a mi hermano y al resto de mi familia por enseñarme el valor e importancia del trabajo así como el amor al conocimiento. Su apoyo incondicional es el bien más precioso que tengo.

Agradezco también a mis colegas y amigos que me han ayudado en todos los aspectos con su amistad y compañía en campo, en viajes y en donde sea (por orden alfabético): Tess Bakke, Santa Barrera, Arturo Barrón, Alessandra Cancino, Uzi Castillo, Iván Ceceña, Marcos Corro, Miguel Fernández, Alejandra Gómez, Juan Gutierrez, Marco Molina, Angel Olguín, Gaspar Robles, Jesús Romo, Graciela Terminel, Gabriel y Marco Uribe y Alejandro Valenzuela.

Geólogos o no, todos han alimentado y contribuído, a su manera, en el proceso en el que fue realizado este trabajo.

Amistades de años o poco menos, (y a muchos más que se me olvidan!) les agradezco sinceramente su apoyo. Tómense la libertad de considerarme en deuda con ustedes.

RESUMEN

En las Sierras Puerta del Sol y El Pajarito, en la parte central de Sonora, se reconoce la presencia de un basamento con metamorfismo orogénico denominado Ortogneis Paloferrial de edad Precámbrica. Sobreyaciendo al basamento Precámbrico se observan rocas metasedimentarias atribuidas al Paleozoico las cuales experimentaron un evento de metamorfismo orogénico cuya intensidad llegó a producir migmatitas. Estas rocas migmatíticas fueron fechadas mediante el método de U-Pb indicando una edad Cretácica Tardía. A nuestro conocimiento, este es el primer reporte de rocas de alto grado reportadas en Sonora de este periodo. Después del evento metamórfico regional se produjo la intrusión de un gran cuerpo granítico que llamamos Granito El Pajarito fechado en el Cretácico Tardío. Posteriormente, se produjo la intrusión de la Granodiorita Puerta del Sol, la cual fue seguida por la intrusión de un granito de dos micas denominado Granito Oquimonis, ambos fechados en el Eoceno. El basamento metamórfico y los cuerpos intrusivos antes mencionados fueron exhumados a lo largo de una falla de detachment la cual imprimió una deformación dúctil (milonitización) heterogénea a las rocas preexistentes. Las edades Ar-Ar obtenidas en minerales metamórficos de este evento está fechado, al menos, en el Mioceno, aunque en otras localidades se estima que esta extensión inició al menos desde el Oligoceno. Durante el Mioceno Medio se produce la intrusión de un gabro denominado Gabro Garambullo y de una granodiorita denominada Granodiorita Las Mayitas. Estos intrusivos Miocenos, al no presentar deformación dúctil, se considera que fueron emplazados a una profundidad superior a la que se presenta la milonitización característica de los metamorphic core complex Cordilleranos. En base a los análisis de geoquímica de elementos mayores y traza, así como isotópica de Sr, Nd y Pb se establece una afinidad a la serie subcalcalina con enriquecimiento en K para el ortogneis Paloferrial, una relación compleja pero afín a la serie calcoalcalina con composiciones de monzogranito a diorita para los líquidos anatéticos de las migmatitas, una afinidad calcoalcalina a hiperaluminosa con composiciones granodioríticas a graníticas para el magmatismo Eoceno y una relación calcoalcalina con composiciones fuertemente gabroicas a granodioríticas para los intrusivos del magmatismo Mioceno. La geoquímica isotópica indica la fuerte influencia de un grueso basamento Precámbrico así como aporte de material cortical félsico. De igual forma, la relación en isótopos de Pb indican una afinidad al basamento del bloque Caborca así como a la provincia cortical de Arizona. Los eventos previamente descritos están asociados a los siguientes fenómenos tectónicos: la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana controla la evolución tectónica y magmática de Sonora durante el Cretácico Tardío y la mayor parte del Cenozoico. Una de las principales consecuencias de esta interacción convergente en Sonora es un arco magmático presente y activo en la costa del Pacífico, así como una deformación compresiva conocida como orogenia Laramide. Dichas condiciones de deformación compresiva y

engrosamiento cortical produjeron zonas de corteza engrosada durante el Cretácico Tardío a aproximadamente el Eoceno Tardío. Esta corteza engrosada, posteriormente fue afectada durante el Oligoceno Temprano por una fase de extensión conocida como Basin and Range, el cual es atribuido a un aumento en el ángulo de subducción de la placa Farallón. En este último evento se distinguen zonas con altas tasas de deformación extensional y exhumación a lo largo de zonas de cizalla dúctil (fase pre-Basin and Range) a la cual se le asocia el desarrollo de estructuras regionales conocidas como metamorphic core complex durante el Oligoceno-Mioceno Medio, así como un estilo de deformación extensional con tasas bajas de deformación frágil (fase Basin and Range).

CONTENIDO

Capítulo 1. Introducción	1
1.1. Localización el área de estudio	5
1.2. Justificación	6
1.3. Objetivos	7
1.4. Trabajos previos	7
Capítulo 2. Geología	9
2.1. Marco geológico del área de estudio	9
2.2. Complejo El Pajarito	10
2.2.1. Ortogneis Palofierral	12
2.2.1.1. Petrografía	13
2.2.2. Granodiorita migmatítica	15
2.2.2.1. Petrografía	16
2.2.3. Granito El Pajarito	17
2.2.3.1. Petrografía	18
2.2.4. Migmatita	18
2.2.4.1. Petrografía	21
2.2.5. Diques pegmatítico-aplíticos	22
2.3. Suite Puerta del Sol	24
2.3.1. Granodiorita Puerta del Sol	24
2.3.1.1. Petrografía	26
2.3.2. Granito Oquimonis	27
2.3.2.1. Petrografía	29
2.3.3. Gabro Garambullo	30
2.2.3.1. Petrografía	32
2.2.4. Granodiorita Las Mayitas	33
2.2.4.1. Petrografía	35
2.2.5. Diques máficos	36

Capítulo 3. Geoquímica	39
3.1. Justificación de muestras tomadas	40
3.2. Resultados analíticos	41
3.3. Rasgos geoquímicas	42
3.3.1. Basamento Precámbrico	42
3.3.2. Grupo de migmatitas (Paleoceno)	44
3.3.3. Grupo Eoceno	47
3.3.4. Grupo Mioceno	50
3.4. Rasgos de geoquímica isotópica	55
3.4.1. Método Rb-Sr	55
3.4.2. Método Sm-Nd	55
3.4.3. Isótopos de Pb	56
3.4.4. Interpretación	58
Capítulo 4. Geocronología	60
4.1. Geocronología U-Pb	61
4.1.1. Ortogneis Palofierral	64
4.1.2. Migmatita	66
4.1.3. Granodiorita migmatítica	69
4.1.4. Granito leucocrático El Pajarito	71
4.2. Geocronología K-Ar	72
4.2.1. Resultados	74
Capítulo 5. Geología Estructural	75
5.1. Estructuras en la Suite Puerta del Sol	77
5.2. Estructuras en el Complejo El Pajarito	80
Capítulo 6. Discusión y Conclusiones	91
6.1. Relación Geológica Regional	91
6.2. Implicación del desarrollo de migmatitas	93
6.3. Magmatismo laramídico	94

6.4. Desarrollo de los complejos de núcleo metamórfico	95
6.5. Plutonismo y complejos de núcleo metamórfico	97
6.6. Magmatismo Mioceno	99
6.7. Interpretación geoquímica	100
6.7.1. Basamento Precámbrico	100
6.7.2. Grupo migmatítico (Paleoceno)	101
6.7.3. Grupo Eoceno	103
6.7.4. Grupo Mioceno	105
6.8. Interpretación de geoquímica isotópica	106
6.9. Conclusiones	110
Capítulo 7. Bibliografía	113

1. Introducción

El presente trabajo busca integrar una investigación en torno al desarrollo tectónico regional en el centro de Sonora (Fig. 1) durante el Cretácico y el Terciario, tomando en cuenta los aspectos de magmatismo de arco producido por la interacción de la placa oceánica Farallón con la placa Norteamericana. Este margen convergente (activo desde el Pérmico) se manifiesta principalmente en la naturaleza calcoalcalina del magmatismo, tanto volcanismo como plutonismo, producido por los procesos de deshidratación de la placa oceánica en subducción, así como la migración hacia el oriente del frente magmático. Este plutonismo y su posterior deformación se suscita en Sonora dentro de cuatro terrenos tectonoestratigráficos (Fig. 1) deformados anteriormente: (1) al norte y noreste, el esquisto Pinal (1.68 Ga), intruído por intrusivos del Proterozoico Medio y sobreyacido por estratos del Proterozoico Superior al Paleozoico y estos a su vez sobreyacidos e intruídos por rocas magmáticas del Jurásico (Stewart *et al.*, 1990; Nourse *et al.*, 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2004); (2) en el noroeste de Sonora, en la región del desierto de Altar, el terreno Pápago del sur (Haxel *et al.*, 1980; Nourse *et al.*, 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2004) consiste en una gruesa secuencia alóctona de rocas volcánicas con un grado bajo de metamorfismo de edad jurásica; (3) el terreno Caborca, ubicado al sur del terreno Pápago del sur y limitado por la controversial Megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974), es compuesto por un basamento metamórfico de alto grado de edad proterozoica el cual es intruído por el granito Aibó (1.1 Ga). Estos, a su vez, se encuentran sobreyacidos en discordancia por una gruesa secuencia (> 3000 m en espesor) de aguas someras del Proterozoico al Cámbrico. Posteriormente, estos depósitos fosilíferos marinos del Triásico al Jurásico Superior sobreyacen en discordancia a rocas más antiguas; (4) de menor importancia para este estudio, el terreno Cortéz, ubicado al sur del terreno Caborca está compuesto por rocas marinas profundas del Paleozoico Inferior (Vega-Granillo y Calmus, 2004). Además del magmatismo (presente

prácticamente en toda la región occidental de Norteamérica), asociado al proceso de subducción, hay varias fases de deformación compresiva que producen a lo largo de la Cordillera un amplio cinturón de pliegues y cabalgaduras (*foreland fold and thrust belt*). Esta etapa deformacional compresiva, activa en Sonora desde el Cretácico Tardío (pre-Cenomaniano) hasta hace, al menos, 39 Ma (González León *et al.*, 1992; Iriondo *et al.*, 2005) es conocida como la orogenia Laramide. La manifestación del magmatismo relacionado a la orogenia Laramide en Sonora, sobre el cual se desarrolla este trabajo, es el batolito Laramide de Sonora, una cadena batolítica de plutones granodioríticos a graníticos con alineación NW-SE el cual es definido cronológicamente de manera muy general mediante fechamientos K-Ar entre 90 y 40 Ma por Damon *et al.* (1983). La orogenia Laramide se encuentra relacionada a un gran número de yacimientos minerales, en especial, la generación y emplazamiento de un cinturón de pórfidos de cobre en Sonora y el Sur de Arizona. Esta región de alto interés económico es conocida como el “gran *cluster* de pórfidos de cobre” (Valencia-Moreno *et al.*, 2006). Posterior al evento de magmatismo y deformación Laramide se desarrolla durante el Cenozoico medio una etapa de deformación extensional que tiene distintas expresiones en Norte América. El modelo más aceptable para explicar la transición de la orogenia Laramide a la fase de extensión *Basin and Range* es un aumento del ángulo de subducción de la placa Farallón, subsecuente al evento orogénico. Desde Nevada hasta México se extiende el dominio *Basin and Range* el cual, a su vez, se divide en sub-provincias (Norte, Centro y Sur). La región de Sonora corresponde a la parte del *Basin and Range* Sur, término el cual se traduce del inglés como "sierras y valles" debido a la provincia fisiográfica que forma. Es caracterizada por fallas de alto ángulo que levantan bloques mientras que otros descenden (sistema *horst* y *graben* o semi-*graben* escalonado). Este evento extensional se considera posterior al emplazamiento del voluminoso magmatismo de la Sierra Madre Occidental, cuyas edades oscilan entre 34 y 27 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé y Demant, 1991; Calmus *et al.*,

2011).

En la sub-provincia Basin and Range sur, se reconocen dos estilos de deformación extensional durante el Terciario medio: una deformación caracterizada por altas tasas de extensión, el desarrollo y la exhumación de zonas de cizalla dúctil a lo largo de fallas normales de bajo ángulo (*detachments*); así como otra deformación que es caracterizada por fallas frágiles de alto ángulo que basculan estratos en los bloques levantados y volcanismo bimodal. El primer estilo extensional del Terciario medio ha sido identificado como fase pre-*Basin and Range* por Zoback *et al.* (1981) y/o fase de tafrogenia intermontana del Terciario medio por Dickinson (1991). A su vez esta fase extensional (sea llamada pre-*Basin and Range* o tafrogenia intermontana del Terciario medio) del Terciario medio registra como característica más importante, fallas subhorizontales de *detachment* las cuales sirven como estructuras de denudación y muchas de las cuales limitan a los complejos de núcleo metamórfico (*metamorphic core complex*) (Dickinson, 1991). Los complejos de núcleo metamórfico son desarrollados en la Cordillera Norteamericana en zonas de aparente engrosamiento cortical, debido a una extensión localizada en la parte media-superior de la corteza, ocurrida durante el Oligoceno y el Mioceno bajo ciertas condiciones. Estas estructuras se extienden desde el Sur de Canadá hasta la parte central de Sonora (Fig. 1), siendo la Sierra de Mazatán el complejo de núcleo metamórfico (CNM) con latitud más al Sur reconocido en la Cordillera. Son definidas como estructuras de morfología dómicas compuestas por rocas de metamorfismo dinámico con intrusiones asociadas que subyacen una zona de gran deformación de dúctil a frágil que experimentó decenas de kilómetros de desplazamiento normal en respuesta a una extensión litosférica (Coney, 1980; Calmus *et al.*, 2011; Whitney *et al.*, 2012). En el contexto de la Cordillera Norteamericana, los CNM son desarrollados en asociación al evento de extensión Basin and Range. En el modelo de la estructura general de los CNM se reconocen dos dominios principales los cuales son limitados por una falla normal de bajo ángulo,

conocida también como falla de *detachment* o falla de despegue. Estos dominios son: la placa inferior compuesta por rocas ígneo-metamórficas que pueden ser de edad del Proterozoico al Mioceno, las cuales suelen estar afectadas por una deformación milonítica en las zonas limitadas por la falla de *detachment*; y la placa superior, desplazada por la falla de *detachment*, suele estar compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas que pueden tener o no un grado de metamorfismo.

Este estudio pretende esclarecer la relación que existe entre los eventos tectónicos antes descritos en el área de Puerta del Sol, Sonora central, donde afloran rocas del basamento metamórfico Precámbrico, intrusivos del batolito Laramide de Sonora, así como intrusivos tardíos del magmatismo calcoalcalino de arco en una estructura tipo CNM, así como las relaciones estructurales que se pueden discernir de las distintas fases de deformación observadas.

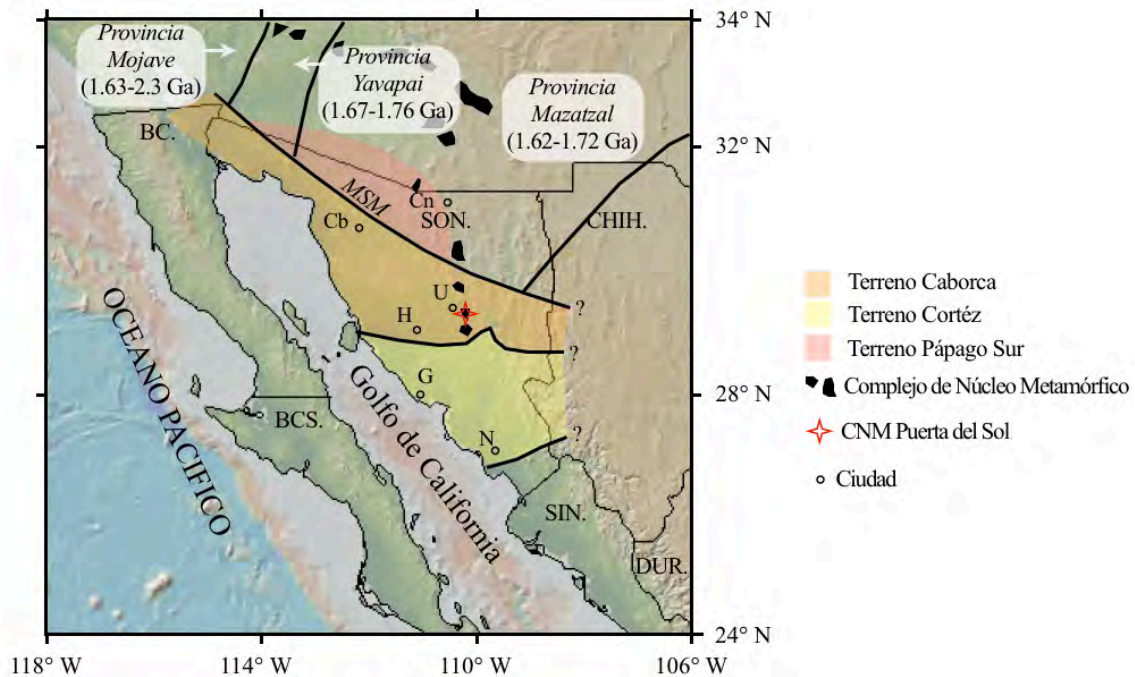


Figura 1. Mapa generalizado de la distribución de basamentos pre-Cenozoicos de Sonora y el suroeste de Estados Unidos. MSM: Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1981). La distribución de terrenos es modificado de Stewart *et al.* (1990) y Valencia-Moreno *et al.* (2001). Provincias Proterozoicas tomadas de Gehrels y Stewart (1997). BC: Baja California; BCS: Baja California Sur; CHIH: Chihuahua; SON: Sonora; Cb: Caborca; Cn: Cananea; G: Guaymas; H: Hermosillo; N: Navojoa.

1.1. Localización del área de estudio

El área de Puerta del Sol se encuentra en la región central del Estado de Sonora, ubicado a aproximadamente 100 kilómetros al Este de la ciudad de Hermosillo. Se encuentra representada cartográficamente en la carta topográfica escala 1:50,000 INEGI Puerta del Sol H12D33 (Fig. 1), la cual se localiza entre las coordenadas 29°15' a 29°30'N y 110°20' a 110°00'O.

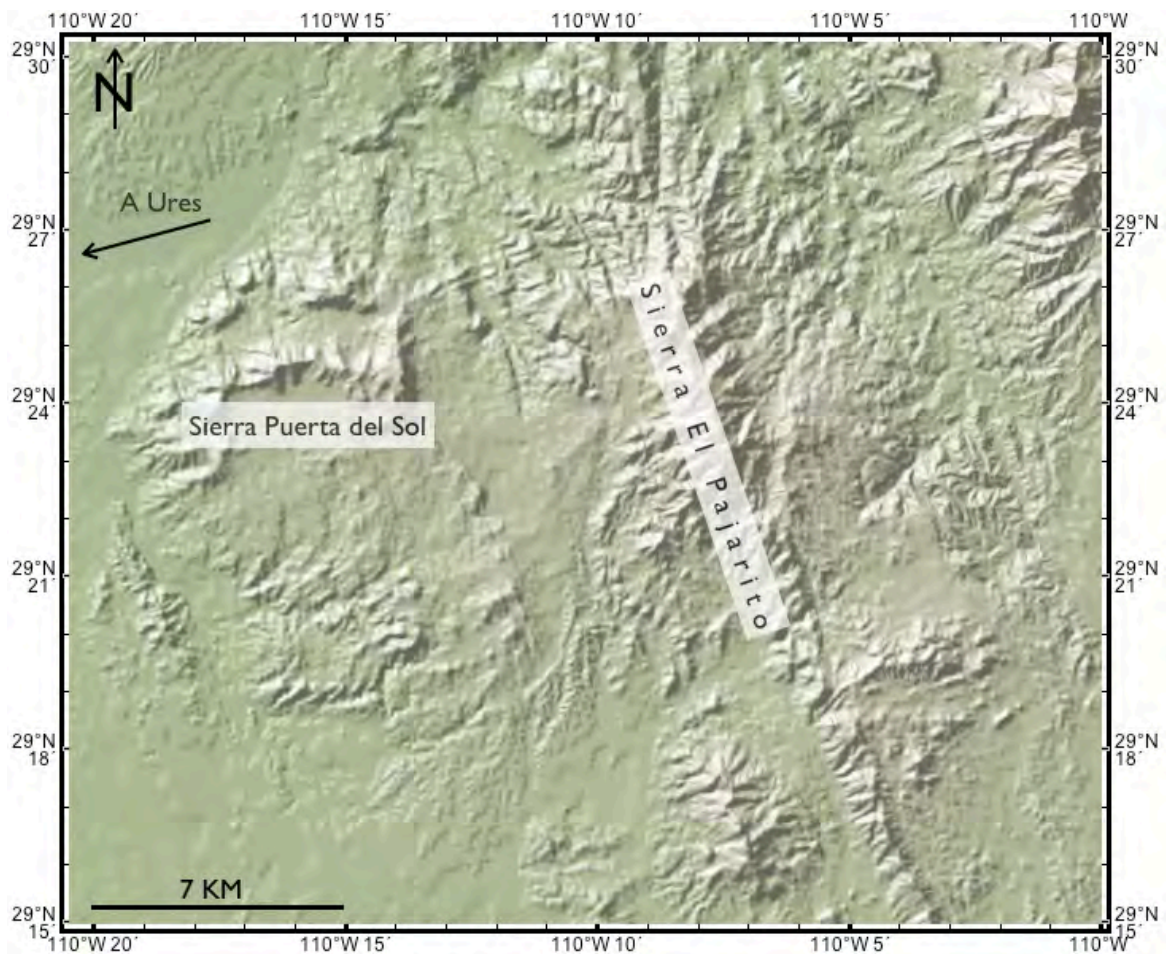


Figura 2. Esquema topográfico de la carta Puerta del Sol INEGI H12D33. Se señalan los principales accidentes topográficos, así como la dirección de Ures, el poblado más cercano.

La principal vía de acceso es la carretera federal número 14 que conecta a Hermosillo con Moctezuma. A partir del poblado vecinal a Ures, San Pedro de Ures, se puede tener acceso a la Sierra de Puerta del Sol por el camino parcialmente pavimentado que va hacia la estación de microondas “El Pal” que se encuentra dentro de la comunidad ejidal San Juan. La Sierra de El Pajarito tiene varios accesos, la mayoría de los cuales deben ser consultados previamente con los propietarios de las tierras. Un acceso a la parte occidental de la Sierra parte de la carretera federal no. 14 a un camino que conduce hacia el rancho La Pitahayita, aproximadamente 20 kilómetros al Este del poblado de San Pedro de Ures. Otra vía de acceso al flanco occidental empieza desde el poblado de Pueblo de Álamos, a 50 kilómetros al Sur de Ures, con el camino de terracería en buen estado que va hacia el rancho El Teópari. La propiedad El Teópari es acceso al rancho Las Piedras y, especialmente, un lugar importante en este trabajo, el arroyo El Bamuco. Un último acceso, esta vez al flanco oriental de la Sierra El Pajarito es por el camino de terracería que empieza desde la intersección de la misma carretera con el arroyo La Junta, aproximadamente 30 kilómetros al Sur hacia el rancho El Pajarito.

1.2. Justificación

Este trabajo corresponde a la continuación de la tesis de González Becuar (2011) titulada “Geología, geoquímica y geocronología del área de Puerta del Sol, Sonora central: México”. En este antecedente se realiza la cartografía geológica, así como la caracterización petrológica y geocronológica de los cuerpos intrusivos retomados en este estudio. El trabajo de González Becuar (2011) levanta interesantes dudas y puntos de discusión hacia la relación del plutonismo Laramide con el desarrollo de la extensión *Basin and Range* de gran magnitud. Se retoma el esquema general geológico propuesto anteriormente pero, al extender el área estudiada a la totalidad de la carta topográfica H12D33,

se reconocen nuevas litologías y estructuras que hacen re-evaluar la hipótesis planteada previamente.

1.3. Objetivos

Este estudio busca establecer mediante la aplicación de técnicas de laboratorio para analizar geoquímica y geocronología, así como de la recopilación sistemática de información estructural con brújula, los siguientes puntos:

- a) Afinar la cartografía geológica del área estudiada a escala 1:50,000.
- b) Determinar la relación existente entre las provincias de basamento Precámbrico regionales con la presente zona de estudio. Esto implica también discernir la influencia que tiene el basamento con las firmas isotópicas registradas en el magmatismo.
- c) Establecer mediante técnicas radiométricas las edades de los cuerpos intrusivos descritos en las nuevas zonas exploradas.
- d) Obtener información geoquímica de los distintos cuerpos intrusivos del área y utilizar los datos para determinar el contexto geodinámico indicado por sus firmas.
- e) Presentar un análisis estructural que permita determinar satisfactoriamente la relación de los eventos de deformación observados en el área de estudio.

1.4. Trabajos Previos

El primer trabajo que menciona generalidades de la geología y reconoce a la granodiorita Puerta del Sol es el trabajo de Anderson et al. (1980), donde realiza un fechamiento U-Pb de esta misma unidad. Sin embargo, el trabajo de Radelli (1986) realiza una sobresaliente cartografía preliminar donde reconoce unidades pre-Laramílicas (gneises y mármoles), diferencia los plutones Laramílicos Puerta del Sol y Oquimonis y reconoce las unidades miocénicas del Garambullo

y Las Mayitas. Vega-Granillo y Calmus (2003) en su trabajo estructural en la Sierra de Mazatán, extienden la traza de la falla de *detachment* hacia la Sierra de Puerta del Sol donde sugieren la posible relación entre ambas. Así mismo, Wong y Gans (2008) reconocen la Sierra de Puerta del Sol como un CNM flanqueado por una falla de *detachment* que es continuación de la propuesta en la Sierra de Mazatán. El trabajo de González Becuar (2011) retoma la nomenclatura de Radelli (1986) y caracteriza con petrografía y geoquímica las unidades intrusivas de Puerta del Sol. Se presenta una serie de edades Ar-Ar que indican que el evento de exhumación Terciaria es contemporánea en las sierras Puerta del Sol y Mazatán. Posteriormente, el trabajo de González Becuar (2011) hace un enfoque a la Sierra Puerta del Sol, donde logra acotar cronológicamente con métodos radiométricos los eventos intrusivos con fechamientos U-Pb, así como el principal evento de extensión con fechamientos Ar-Ar a lo largo de la falla de *detachment*.

Capítulo 2. Geología

2.1. Marco geológico del área de estudio

El área donde se realiza este trabajo se encuentra dentro de la carta topográfica INEGI H12D33 1:50 000 “Puerta del Sol”, la cual se localiza entre la longitud 110°20’ a 110°00’ E y la latitud 29°15’ a 29°30’ N (Fig. 3). Dentro de esta área es donde se llevó a cabo un trabajo de cartografía geológica, colección de muestras para petrografía, geoquímica y geocronología.

Tomando en cuenta las unidades geológicas reconocidas y su distribución espacial, se cree conveniente dividir el área de estudio en dos grandes grupos litológicos ígneo-metamórficos:

El Complejo El Pajarito, se ubica al Este de la carta topográfica, en el flanco Este de la Sierra El Pajarito. Comprende rocas plutónicas y metamórficas que temporalmente abarcan desde el Paleoproterozoico hasta el Paleoceno. La base Paleoproterozoica es conocida en esta zona como el ortogneis Palofierral y representa el basamento Precámbrico que se encuentra en los complejos de núcleo metamórfico dentro del terreno Caborca (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2001). El basamento es sobreyacido discordantemente por una serie de metasedimentos Paleozoicos compuestos por cuarcitas, mármoles y skarns (Roldán-Quintana, 1991), los cuales son descritos como colgantes de techo (roof-pendants) afectados por metamorfismo de contacto. Estas unidades son posteriormente intruídas por plutones granodioríticos a graníticos del Cenozoico. Se registra, además, un evento importante en la geología tanto del área como de Sonora al descubrir la presencia de texturas de fusión incipiente a fusión parcial (anatexis) las cuales son generadas a partir de un evento metamórfico de grado medio a alto el cual actúa sobre los plutones Cenozoicos (protolito) antes mencionados. Es evidente, en las texturas observadas a diferentes escalas en estas rocas anatécicas heterogéneas, la diferencia petrográfica de dos o más partes las

cuales corresponden a las partes de una migmatita (neosoma, paleosoma). Este evento metamórfico es acotado en este trabajo entre 72 y 60 Ma (U-Pb).

La Suite plutónica Puerta del Sol, ubicado en la parte oeste de la carta topográfica, en las inmediaciones del rancho San Juan y Los Chinos, agrupa a rocas intrusivas con edades que van del Eoceno al Mioceno, así como a una serie de enjambres de pegmatitas-aplitas ligados al plutonismo Eoceno y diques máficos contemporáneos al plutonismo Mioceno. La Suite Puerta del Sol comprende a cuatro intrusiones separadas que a su vez pueden ser agrupadas en dos pulsos principales de diferente edad: un pulso Eoceno que involucra a la granodiorita Puerta del Sol, al granito de dos micas Oquimonis y un enjambre de pegmatitas-aplitas tardías; y un pulso Mioceno que comprende al gabro Garambullo y a la granodiorita Las Mayitas. Esta Suite intruye al basamento Paleoproterozoico el cual es sobreyacido por depósitos de miogeoclinal Paleozoicos (Roldán-Quintana, 1991). A su vez, este pilar tectónico es exhumado a lo largo de una falla normal de bajo ángulo (detachment) activa al menos hasta el Mioceno (Vega-Granillo y Calmus, 2001; González-Becuar, 2012; Calmus *et al.*, 2011) y estructuralmente conforma el núcleo cristalino del CNM Puerta del Sol (González Becuar, 2011).

A continuación, se describen las litologías que integran ambas unidades desde lo más antiguo a lo más joven:

2.2. Complejo El Pajarito

El Complejo El Pajarito se compone de rocas de basamento, colgantes de techo Paleozoicos y plutones Cenozoicos afectadas por metamorfismo regional. El evento metamórfico más reciente observado en estas rocas, fechado de 72 a 60 Ma (U-Pb en zircones), produce migmatización así como un fuerte plegamiento en gran parte de las rocas y conforma el criterio para agrupar litológicamente a estas unidades descritas a continuación.

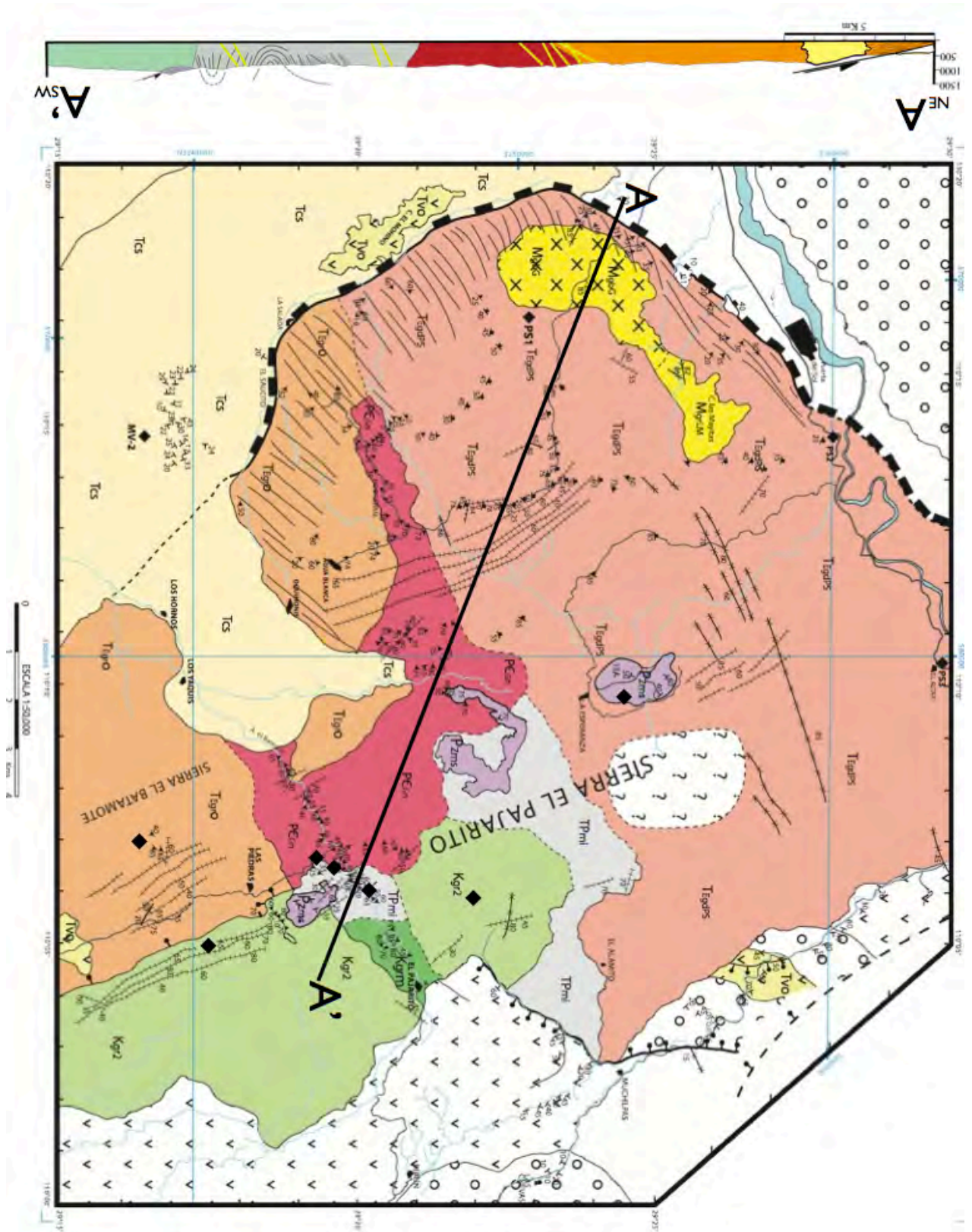
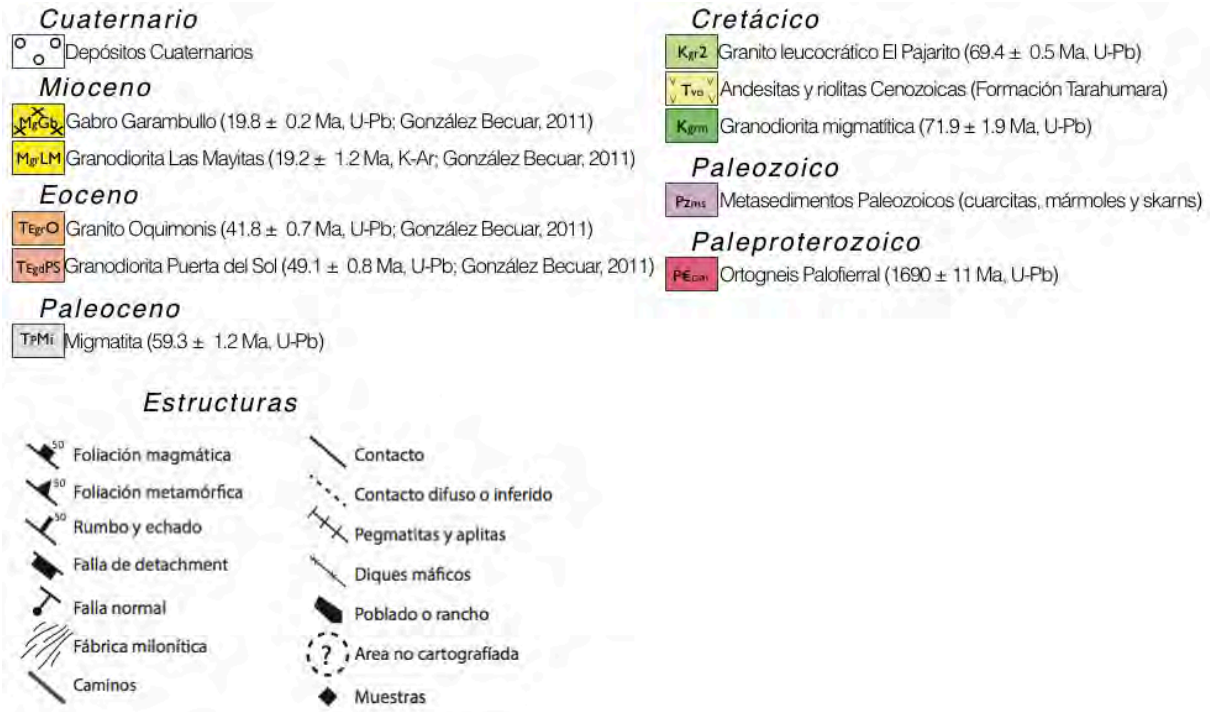


Figura 3. Mapa geológico de la carta topográfica Puerta del Sol H12D33 del INEGI. Se incluye una sección geológica A-A' dirección N68°W. En ella se observan unidades litológicas que van desde el Paleoproterozoico hasta el Mioceno.



continuación de Figura 3. Simbología usada en el mapa geológico presentado en la página anterior.

2.2.1. Ortogneis Palofierral

Esta unidad formada por ortogneises cuarzo-feldespáticos, fue cartografiada inicialmente por Radelli (1986) y representa el basamento del Paleoproterozoico exhumado durante la extensión terciaria (Fig. 3). Esta unidad es probablemente correlacionable con el basamento Proterozoico del terreno Caborca (~1700 Ma) el cual aflora también en el complejo de núcleo metamórfico de Mazatán (Nourse *et al.*, 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003). Esta unidad suele ocupar topografías bajas y sus afloramientos más característicos se encuentran en la cañada El Bamuco, aunque también aflora en la base del flanco occidental de la Sierra El Pajarito.



Figura 4. Mosaico de fotografías en afloramiento de ortogneiss Palofierral. Apariencia en afloramiento del ortogneiss en la cañada El Bamuco (A y B). Pliegue isoclinal en el ortogneiss (C). Pegmatita cortando el ortogneiss Palofierral (D).

En afloramiento puede ser descrita como una roca leuco a mesocrática de grano grueso con porfiroclastos orientados de ortoclasa y fuerte foliación en la cual exhibe bandeamiento composicional (Fig. 4). También presenta migmatización en estructuras de dilatación. Los minerales principales visibles son ortoclasa, cuarzo, biotita y plagioclasa. Estructuralmente se encuentran pliegues a escala de afloramiento y a escala regional.

2.2.1.1. Petrografía

Presenta una textura holocristalina de grano medio a grueso con porfiroclastos de ortoclasa (Fig. 5). Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa y, en menor cantidad, microclina), plagioclasa tipo albita-oligoclasa (An_{20-30}). Los minerales subordinados son biotita, muscovita, piroxeno e ilmenita. Como

accesorio encontramos zircón. Los minerales secundarios o metamórficos son muscovita y piroxeno. El cuarzo se observa anhedral y alargado con fuerte extinción ondulante, rodeando cristales de feldespato de mayor tamaño. El feldespato potásico se observa en porfiroclastos subhedrales a euhedrales con inclusiones de cuarzo y de plagioclasas; además es afectado por una moderada sericitización. La plagioclasa se observa en cristales euhedrales de menor tamaño y con estructuras de microbudinaje con sombras de presión rellenas por cuarzo y afectada ligeramente por vetillas de sericita. La biotita se presenta en agregados tabulares como agujas euhedrales con una ligera alteración clorítica. La muscovita se observa en los intersticios de biotita y como inclusiones en los cristales de plagioclasa en forma de agujas euhedrales; las relaciones (descritas anteriormente) que tiene la muscovita con el resto de minerales sugiere que este mineral tiene un origen secundario o metamórfico. El piroxeno se observa redondeado subhedral y en cristales pequeños, igualmente en los intersticios entre la biotita e ilmenita pero se limita a asociarse en bandas con los minerales ferromagnesianos, lo cual señala su cristalización tardía; lo cual señala su condición de mineral secundario o metamórfico. Los cristales de ilmenita acompañan diseminadamente en las bandas de minerales ferromagnesianos.

Microestructuralmente se puede observar una fuerte deformación que afecta a las maclas de los feldespatos llegando a borrarlas y recristalización de cuarzo en bandas o láminas.

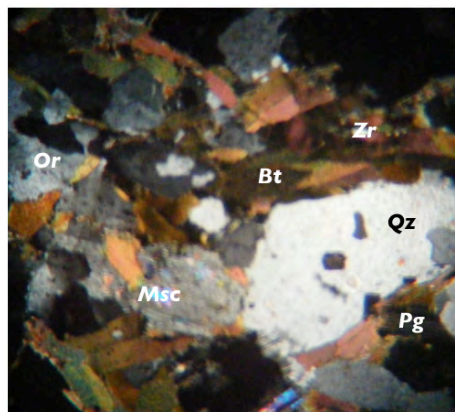


Figura 5. Fotografía de lámina delgada del ortogneiss Palofierral. Los minerales principales son cuarzo (Qz), ortoclasa (Or), plagioclasa (Pg), biotita (Bt) y muscovita (Msc). Se observa un cristal de zircón (Zr).

2.2.2. Granodiorita Migmatítica

Esta roca se reporta por primera vez en el presente trabajo donde sus mejores afloramientos se encuentran en la cañada El Bamuco y en las inmediaciones de la Sierra El Pajarito. Se observa en afloramiento como una roca mesocrática de grano medio con fenocristales de ortoclasa y biotita ligeramente bandeada (Fig. 6). Los minerales visibles son ortoclasa, biotita, plagioclasa y cuarzo. Es común observar en esta roca, zonas anatexíticas donde se generan bolsillos de leucosoma (compuesto generalmente por cuarzo, feldespato, biotita y granate, Figura 6A) y, en otras ocasiones, agregados de melanosoma (compuesto generalmente por hornblenda, biotita, cuarzo y plagioclasa). La presencia de estos dos tipos de estructuras dentro de la roca es señal clara de que el protolito, anteriormente una granodiorita, fue afectado por un proceso incipiente de fusión parcial.

En general esta roca presenta una deformación protomilonítica que se limita a afectar los cristales de cuarzo alargándolos. Los demás cristales, al tener una competencia mayor, se observan ligeramente deformados. Esta foliación tiene una tendencia heterogéneamente distribuida N30°W con echado 60°NE.

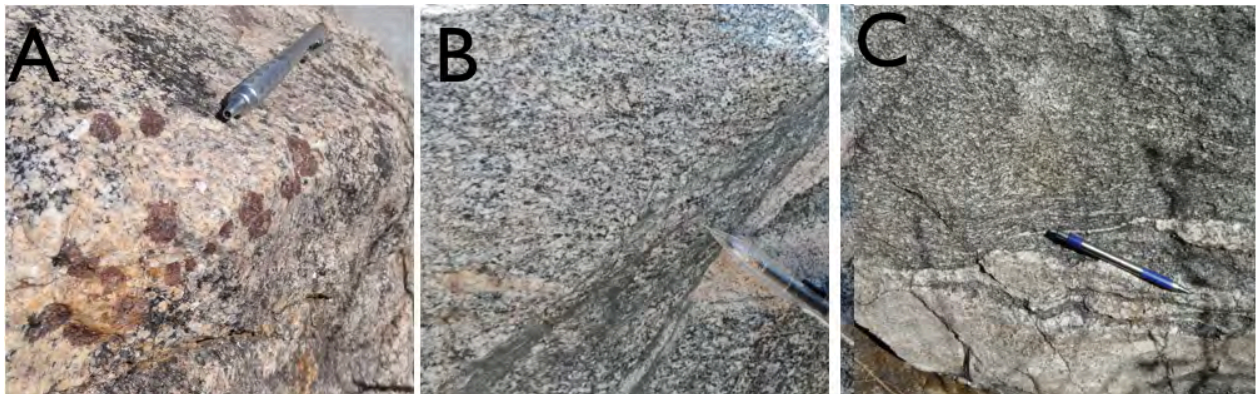
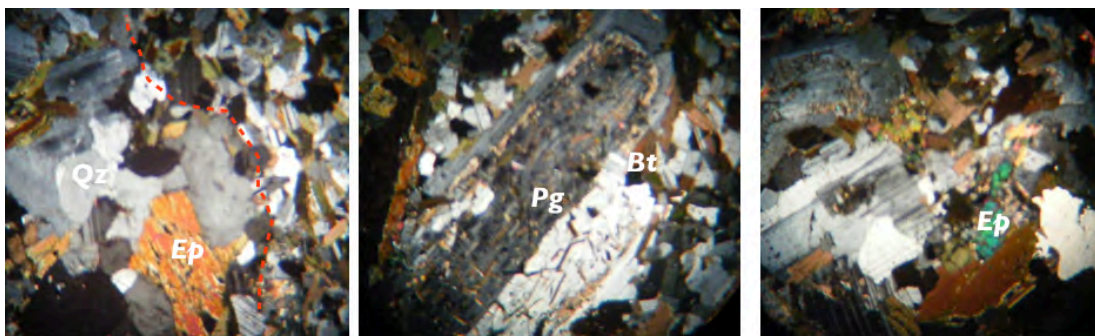


Figura 6. Mosaico de fotografías en afloramiento de la granodiorita migmatítica de la Sierra El Pajarito. Se observa concentrados de material félsico (leucosoma) donde se observa cuarzo, plagioclasa, biotita y granate (A), además presenta algunas bandas de cataclasis (B) que cortan estructuras metamórficas primarias como bandeamiento estromático (C).

2.2.2.1. Petrografía

Se observa una textura holocristalina panidiomórfica de grano medio a grueso (Fig. 7). Los principales minerales que se observan son plagioclasa del tipo albita-oligoclasa (An_{20-30}), cuarzo, ortoclasa y biotita. Los minerales subordinados son piroxeno, muscovita, calcita y óxidos de Fe. La plagioclasa se observa altamente euhedral y usualmente se presenta en texturas glomeroporfídicas. No es raro encontrar dentro de los cristales de plagioclasa cristales de cuarzo (por recristalización) y muscovita (mineral secundario o metamórfico) tardíos. Presenta pequeñas áreas de mirmequitas y también está ligeramente afectado por una alteración sericítica que afecta a los cristales de feldespato. El cuarzo se observa rellenando los espacios vacíos en los cristales euhedrales de plagioclasa y ortoclasa. Los cristales mayores de cuarzo son altamente anhedrales y se les observa fuerte extinción ondulante. La ortoclasa se presenta como cristales de gran tamaño altamente anhedrales y con diversas inclusiones de muscovita, cuarzo y piroxeno. La biotita se presenta diseminada en cristales euhedrales en forma de mosaicos. El piroxeno de tipo diópsida, se observa como cristales euhedrales. Se observan estructuras generales de bandeamiento mineral que separan minerales félsicos de máficos.

La descripción petrográfica del melanosoma observado es la siguiente: una textura holocristalina hipidiomórfica con una mineralogía principal de plagioclasa, biotita y cuarzo. Los minerales secundarios o metamórficos son piroxeno y muscovita. La plagioclasa se observa en cristales euhedrales de variedad andesina-labradorita (An_{30-40}). La biotita en fenocristales euhedrales diseminados. El cuarzo ocupa un puesto altamente subordinado y como inclusiones tardías en los minerales primarios. El piroxeno es euhedral y se encuentra diseminado en la muestra, con nula alteración.



explicación en la siguiente página. →

Figura 7. Mosaico de fotografías de lámina delgada correspondientes a una granodiorita migmatítica. La línea roja punteada representa el margen entre el melanosoma de menor tamaño de grano y la granodiorita migmatítica con cristales grandes de cuarzo (Qz) y epidota (Ep). Se observan fenocristales de plagioclasa (Pg) con abundantes inclusiones de biotita (Bt) por un proceso de reemplazamiento mineral durante la anatexis y además se observa la presencia de minerales tardíos de epidota.

2.2.3. Granito El Pajarito

Esta roca consiste en un leucogranito de dos micas de grano fino que aflora principalmente en la Sierra El Pajarito. Sus mejores afloramientos se encuentran en el puerto Los Jacales, ubicado en la parte sur de la Sierra El Pajarito. Está en contacto directo con una serie de colgantes de techo paleozoicos compuestos de cuarcitas, mármoles y skarns. Este granito fue cartografiado inicialmente por Radelli (1986) llamandole “granitoide Pajarito”; posteriormente, Wong y Gans (2008) publican un fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita el cual rinde una edad de enfriamiento de 34.9 ± 0.1 Ma, además de incluir un mapeo preliminar de este intrusivo. Se describe en afloramiento como un granito leucocrático de dos micas de grano fino con fenocristales de cuarzo. Suele estar cortado por el enjambre de pegmatitas anteriormente descritas, además de exhibir un vetilleo de cuarzo, muscovita y pirita (Fig. 8) que se observa en varias localidades.



Figura 8. Fotografías en afloramiento del granito leucocrático El Pajarito donde se observa un vetilleo hidrotermal de cuarzo, muscovita y pirita. Afloramientos cercanos al rancho El Pajarito (primera imagen) y al rancho La Mesita (segunda imagen).

2.2.3.1. Petrografía

Presenta una textura holocristalina hipidiomórfica (Fig. 9). La mineralogía principal es de cuarzo, feldespato potásico (microclina y sanidina), plagioclasa variedad albíta-oligoclasa (An_{15-25}). Los minerales subordinados son biotita, muscovita y pirita. Los minerales accesorios son piroxeno y zircón. El cuarzo se observa subhedral formando cristales redondeados con bordes definidos sin seña de deformación. Los cristales de feldespato potásico se presentan subhedrales, con bordes posiblemente heredados e inclusiones de cristales de cuarzo. La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales y ligeramente afectados por sericitización. La biotita se observa euhedral y con pirita en los intersticios. La muscovita es escasa pero se observa en pequeños cristales subhedrales. Los cristales de pirita se presentan generalmente euhedrales y acompañados por pequeños cristales de epidota.

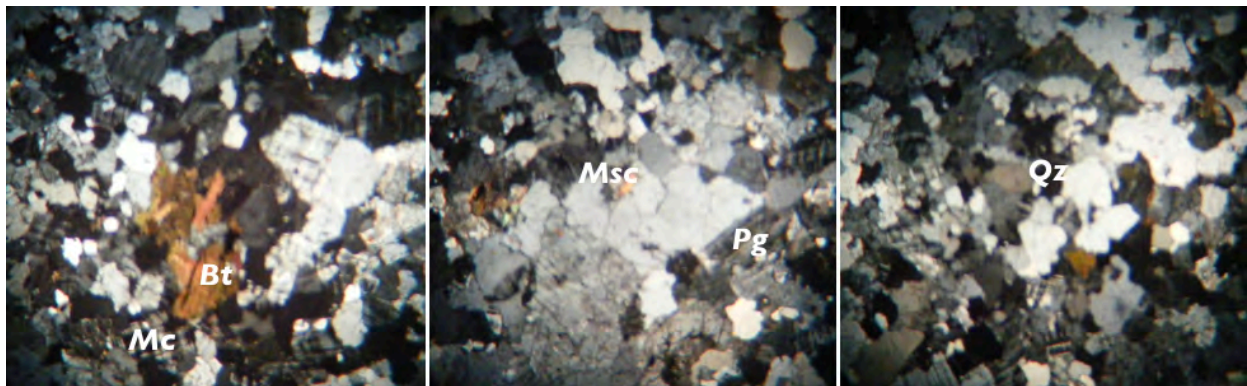


Figura 9. Mosaico de fotografías de lámina delgada del granito leucocrático El Pajarito. Los minerales principales son cuarzo (Qz), microclina (Mc), plagioclasa (Pg), biotita (Bt) y muscovita (Msc).

2.2.4. Migmatita

Sawyer (2008) define en su libro “*Atlas of Migmatites*” a una migmatita como “una roca encontrada en áreas de medio a alto grado metamórfico que pueden ser heterogéneas de micro a macro escala y que consisten en dos o más partes petrográficas diferentes. Una de estas partes debe haberse formado por fusión parcial y contener rocas que se relacionan petrogenéticamente la una con la otra (llamado neosoma) y a su protolito a través de fusión parcial o segregación del fundido de la fracción sólida. La parte parcialmente fundida contiene típicamente rocas leucocráticas

cuarzo-feldespáticas en composición, y rocas melanocráticas enriquecidas en minerales ferromagnesianos. Sin embargo, la parte de fusión parcial pudo haber cambiado de mineralogía, microestructura y tamaño de grano sin desarrollar bandeamiento composicional.” La presencia de migmatitas en el contexto regional del batolito Laramide es algo inusual y, en general, no han sido reportadas en detalle a alguna gran extensión espacial anteriormente en el estado de Sonora ni tampoco en el contexto de la orogenia Laramide. Los afloramientos más claros, donde se pueden observar diferentes texturas, estructuras y relaciones geológicas de la migmatita con su protolito, son aquellos del rancho La Esperanza y en la cañada del arroyo El Bamuco; Otros afloramientos donde se han reconocido estas rocas se encuentran en las inmediaciones de la Sierra El Pajarito, tanto en su flanco oeste como en el flanco este (localidad del represo Dolores).

En afloramiento (Fig. 10), esta roca presenta una textura de grano fino altamente foliada pero preservando una textura ígnea cristalina. Es notoria la diferenciación petrográfica entre un melanosoma y un leucosoma, con el primero (melanosoma) constituyendo una mayor proporción de la unidad (Fig. 10B y F). La porción de melanosoma es de grano fino, suele tener una mineralogía visible de biotita y plagioclasa. La porción de leucosoma es visiblemente de grano medio con fenocristales de ortoclasa y cuarzo, compuesta por ortoclasa, cuarzo, plagioclasa y muscovita-biotita. Se observan además una gran variedad de estructuras, entre ellas principalmente: estructuras en parches, en venas, estructuras estromáticas, pliegues ptigmáticos, *boudins*, estructuras schlieren y nebulíticas (Fig. 10).

Debido a las relaciones de campo se infiere que el paleosoma (Fig. 10G), es decir, la parte no-neosómica de una migmatita que ha sido afectada por una fusión incipiente es la porción compuesta por minerales máficos (melanosoma); en otras palabras, el paleosoma existe debido a que su composición no le permitió alcanzar la anatéxis a tal punto de ser un neosoma. Por otra parte: el neosoma, el material anatéctico de neoformación, es la porción de la migmatita compuesta por minerales félsicos (leucosoma). Se observa también la presencia de metatexitas en el contacto de la

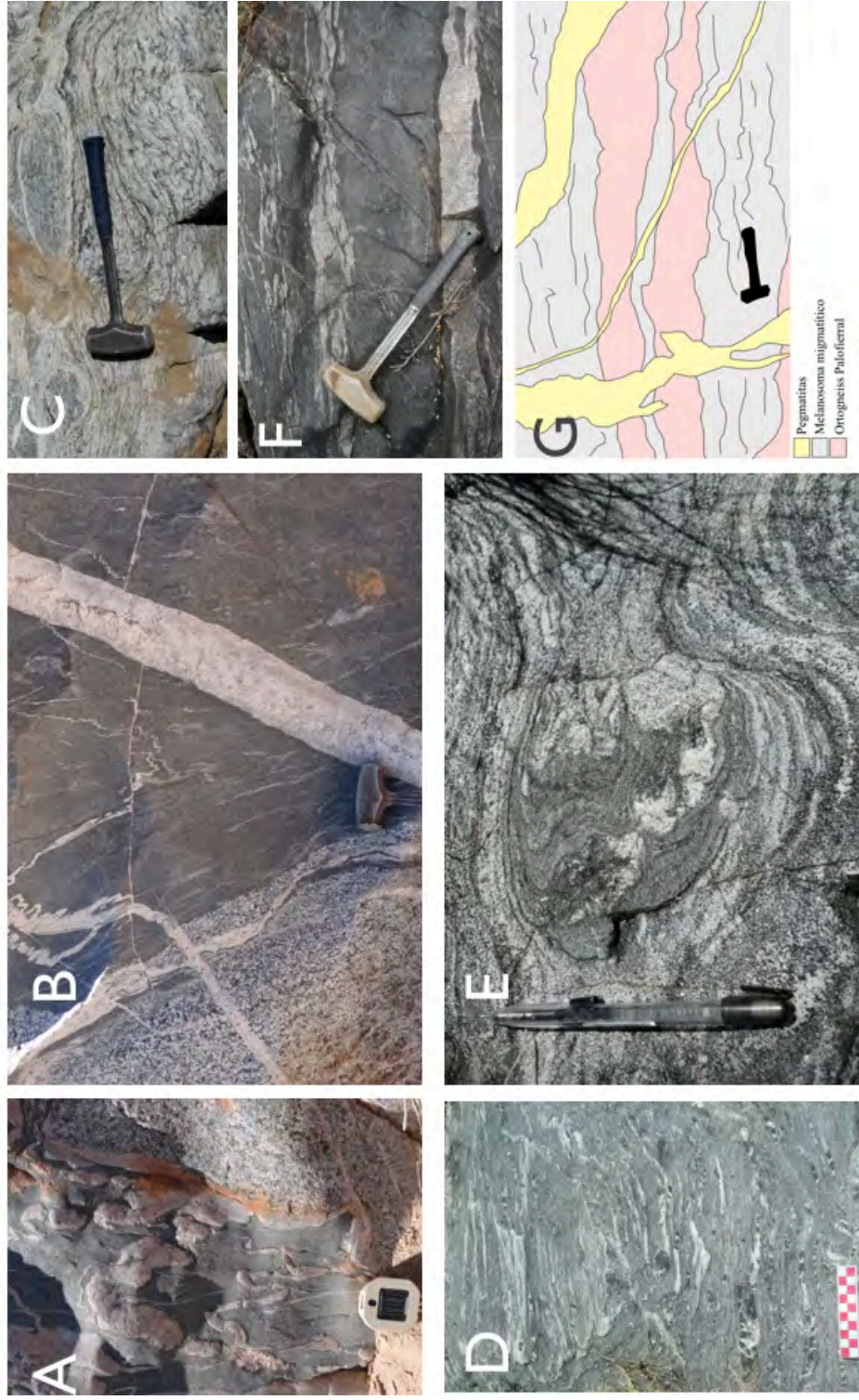


Figura 10. Mosaico de fotografías en afloramiento de la unidad migmatítica. Se observan una variedad de estructuras migmatíticas y magmáticas. La gran mayoría de estas estructuras son visibles en la cañada del arroyo El Bamuco y en el rancho La Esperanza. Pliegues ptigmáticos en venas leucocráticas dentro del melanosoma, la roca encajonante es una granodiorita migmatítica, ambas estructuras son cortadas por pegmatitas generalmente no deformadas (A y B). Boudins de ortogneiss Paloferral (C) dentro de la unidad migmatítica. Estructuras estictolíticas en una migmatita en el rancho La Esperanza (D). Estructura de interferencia en “hongo” indicativo de una sucesión de pliegues (E). Estructura estromática bandeada en el represso Dolores (F). Esquema representativo de los eventos principales que se pueden discernir de los afloramientos observados (G); primero, la roca encajonante, ortogneiss Paloferral; segundo, el evento migmatítico que involucra material de neoformación y la roca encajonante; tercero, intrusión de pegmatitas tardíamente en el evento de anatexis.

migmatita con el ortogneis Palofierral donde ocurre una migmatización de ambos. Las metatexitas son definidas como la anatexis parcial, selectiva o diferencial de material de baja competencia en una roca (generalmente cuarzo + feldespato); *cf.* diatexitita (Mehnert, 1968).

2.2.4.1. Petrografía

Se describe a continuación una unidad migmatítica. Dentro de esta se puede observar y describir las relaciones del melanosoma y el leucosoma. Se toma especial cuidado en la identificación y descripción de las relaciones de cristalización que tienen las muestras observadas.

Melanosoma: Presenta una textura holocristalina y panidiomórfica de grano fino (Fig. 11). Los minerales son hornblenda, biotita moderadamente alterada a clorita, plagioclasa del tipo labradorita-bitownita (An_{80}) y ortopiroxeno. La hornblenda presenta una textura acicular que sigue un paralelismo tabular definiendo una foliación moderada. Presentando esta misma tendencia siguen los minerales subordinados a la hornblenda. Como minerales primarios en cronología de cristalización se observa a la plagioclasa y después los ferromagnesianos.

Leucosoma: Presenta una textura holocristalina que tiende a idiomórfica. El tamaño de grano es medio. Los minerales son cuarzo, plagioclasa variedad oligoclasa (An_{30}), feldespato potásico posiblemente ortoclasa, biotita altamente alterada a clorita, clinopiroxeno, óxidos de Fe y esfena. El cuarzo presenta una textura de recristalización mostrando una fuerte extinción ondulante y textura en “ribbons”. Salta a la vista la relación de cristalización en espacios vacíos que tiene el cuarzo relleno dentro del clinopiroxeno.

El límite entre ambos materiales es difuso y definido por cristales deformados: cuarzo con extinción ondulante y plagioclasa con maclas borradas y bandas kink. Esto implica que al momento de la génesis del leucosoma a partir del melanosoma se produjo una interacción de calor que aparentemente removilizó los minerales de alta temperatura mientras que deformó y recristalizó aquellos de baja temperatura (metatéxis y diatéxis).

La edad de formación de estas migmatitas que es generada (establecido por relaciones en campo) a partir de los protolitos: el ortogneis Palofierral (1690 Ma) y la granodiorita migmatítica de 72 Ma (U-Pb) es de al menos entre 60 y 72 Ma. Esto se discutirá más a fondo en el capítulo de Geocronología y en la Discusión del presente trabajo.

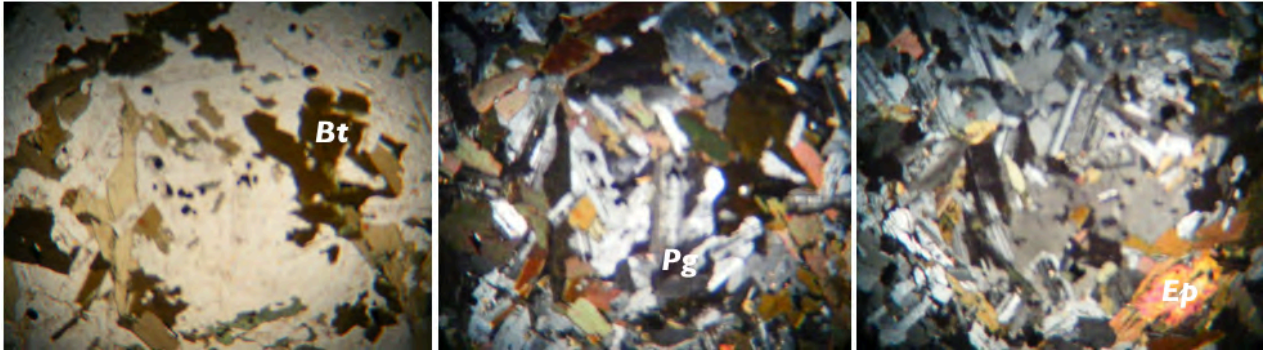


Figura 11. Mosaico de fotografías de lámina delgada correspondientes a un melanosoma de migmatita cercana al repeso Dolores en luz natural y polarizada. Se observan los cristales de biotita (Bt) con textura glomerofírica y ligera cloritización. Los cristales de plagioclasa (Pg), de menor tamaño, se observan euhedrales. Además, se observan cristales de epidota (Ep) tardía.

2.2.5. Diques pegmatítico-aplíticos

Los enjambres de diques pegmatíticos, y en menor cantidad aplíticos, afloran en la porción central y sureste del área de estudio en longitudes kilométricas y son un rasgo morfológico importante en esta zona. Anteriormente han sido descritos y cartografiados de manera regional por Roldán et al. (1983), Radelli (1986) y Valdez Macías (1992). En afloramiento, son descritas como rocas altamente leucocráticas de grano muy grueso en el caso de pegmatitas, de una composición claramente granítica (Fig. 12 y 13). Se componen principalmente de cuarzo, ortoclasa, muscovita, biotita, plagioclasa y granate. En trabajos anteriores (Valdez Macías, 1992) se reportan pegmatitas análogas a las aquí descritas con presencia de minerales de berilo en enjambres ubicados en la Sierra de Aconchi (Fig. 13) en donde presentan una actitud general N50°W y un buzamiento 70°SW.



Figura 12. Fotografía en afloramiento de una pegmatita cercano al rancho Las Piedras. Esta pegmatita de <1 metro de espesor presenta una composición mineral de cuarzo+ortoclasa +muscovita+granate. La roca encajonante es el granito leucocrático El Pajarito.

Este potente enjambre de diques, creemos, está relacionado a la intrusión del granito Oquimonis por la composición hiperaluminosa de ambos, sus relaciones geológicas y sus edades radiométricas. Los fechamientos disponibles en la literatura son edades de enfriamiento reportadas por Damon *et al.* (1983) en el sistema isotópico K/Ar los cuales rinden fechas de 41.6 ± 1.0 Ma y 39.2 ± 0.9 en muscovita y 35.8 ± 0.8 Ma en biotita, los cuales son consistentes a escala regional con nuestro fechamiento U/Pb de 41.8 ± 0.7 Ma en zircones del granito de dos micas Oquimonis (González Becuar, 2011). La intrusión de este enjambre de diques félsicos puede rendir información respecto a la deformación Eoceno que facilita la intrusión de este enjambre de diques semi circular.



Figura 13. Mosaico de fotografías en afloramiento de pegmatitas. Descripción de izquierda a derecha: pegmatita cortando a la unidad migmatítica, mostrando los fenocristales de ortoclasa y muscovita, cortando a la granodiorita Puerta del Sol y al gabro Garambullo.

2.3. Suite Puerta del Sol

La Suite Puerta del Sol está compuesto por rocas plutónicas de edad Eoceno: la granodiorita Puerta del Sol y el granito de dos micas Oquimonis; así como por rocas plutónicas de edad Mioceno: el gabro Garambullo y la granodiorita Las Mayitas. Este grupo de rocas ígneas intrusivas conforma el núcleo cristalino del CNM de Puerta del Sol el cual es exhumado a lo largo de una falla normal de bajo ángulo la cual deforma con una fábrica milonítica a los cuerpos intrusivos Eoceno.

2.3.1. Granodiorita Puerta del Sol

La granodiorita Puerta del Sol (Figs. 3 y 14) es un intrusivo típicamente laramídico de edad Eoceno (Damon *et al.*, 1983; González Becuar, 2011) que ocurre de manera regional (>100 km²). Dentro del área de estudio aflora en la porción noroeste y su límite de afloramiento es el flanco oeste de la Sierra El Pajarito. Hacia el Sur está limitado por un contacto difuso con el granito Oquimonis y el ortogneis Palofierral, donde la granodiorita Puerta del Sol presenta un foliación milonítica heterogéneamente

distribuída (Fig. 3), mientras que hacia el Norte, el límite del cuerpo ígneo se desconoce porque no se ha explorado esta zona, pero se cree que se extiende varios kilómetros hacia el Norte y Noreste como sugieren González-León *et al.* (2012). Megascópicamente (Fig. 14) se describe como una roca ígnea intrusiva meso a leucocrática de grano grueso, con fenocristales de feldespato potásico (ortoclasa), los cuales pueden alcanzar tamaños de 2 a 5 cm de longitud. Estos cristales son fácilmente reconocibles en los afloramientos y tienden a alinearse definiendo una foliación magmática (Fig. 14), la cual es una estructura magmática caracterizada por la orientación preferencial de minerales ígneos primarios sin evidencias de deformación plástica o recristalización de los minerales alineados (Paterson *et al.*, 1989), con una orientación de N60°E a N40°W y echado de 60°NW a 50°NE. La foliación magmática es atribuida al flujo interno durante la ascensión-intrusión del magma antes del sólido; es una fábrica que es generada durante los últimos procesos magmáticos internos del cuerpo plutónico o por deformación regional que determine el flujo magmático antes de la cristalización (Balk, 1959; Paterson *et al.*, 1998).



Figura 14. Fotografías en afloramiento de la granodiorita Puerta del Sol con visible deformación milonítica, evidente en el alargamiento de cristales de cuarzo y feldespato potásico; esta deformación forma estructuras de cizallamiento S-C. Además, también se puede apreciar a este cuerpo libre de foliación tectónica, pero con foliación magmática. Ver texto para explicación.

Se reconocen, por lo tanto, en este cuerpo plutónico dos estructuras importantes: (1) una foliación magmática que alinea a grandes cristales de ortoclasa, sin presentar deformación plástica o evidencias de recristalización en los demás cristales. Al ser magmática, es evidente que esta foliación fue formada poco antes de que el cuerpo plutónico se solidificara completamente; (2) una foliación tectónica, más específicamente, una foliación milonítica se presenta en el flanco oeste de este cuerpo donde se reconoce una deformación plástica de los minerales que fungen como matriz (e.g. cuarzo) así como un alargamiento y aplanamiento de los demás minerales, que suelen rendir una mayor competencia (feldespato potásico, plagioclasa y ferromagnesianos). Esta foliación milonítica es producida en una falla normal de bajo ángulo la cual genera una zona de cizalla activa durante el Mioceno.

2.3.1.1. Petrografía

En lámina delgada (Fig. 15) la granodiorita Puerta del Sol presenta una textura hipidiomórfica de grano medio a grueso. Su composición modal está formada principalmente por cuarzo, con fenocristales de feldespato potásico (ortoclasa y microclina) y plagioclasa. Sus minerales subordinados son biotita, esfena y hornblenda. Los minerales accesorios son apatito, epidota, zircón y minerales opacos. Presenta texturas con fenocristales euhedrales de feldespato potásico cuando no se encuentra deformada y al observarse con deformación milonítica se presenta como cristales augen de ortoclasa, dando lugar a facies de augen gneis milonítico, también presenta texturas mirmequíticas en contacto con cristales de plagioclasa. El cuarzo frecuentemente presenta texturas xenomorfas, de intercrecimiento anhedrales, con una fuerte extinción ondulante, ambos indicativos de deformación. El feldespato potásico es de variedad ortoclasa y microclina, este último, en menor abundancia. Los cristales de este último mineral pueden alcanzar dimensiones de hasta 5 cm en longitud. Se suele observar cuarzo y biotita tardía como inclusiones que optan por situarse preferencialmente en el cruce del mineral. Las plagioclasas son euhedrales a subhedrales, del tipo andesina (An_{40-50}) y en zonas de deformación-alteración presenta sus maclas borradas, kink bands y sericitización. Se observan comúnmente plagioclasas zoneadas con una zonación oscilatoria. La biotita es de subhedral a

anhedral y se presenta frecuentemente cloritizada, con menor frecuencia se pueden apreciar inclusiones de zircón en los cruceros del mineral. La esfena se presenta en cristales rómbicos y presenta en ocasiones una forma esquelética. El zircón observado se presenta en pequeñas cantidades de euhedral a subhedral y dentro de otro mineral que lo hospeda (suelen ser ortoclasa y cuarzo).

La alteración que afecta a esta unidad es principalmente del tipo propilítica, representada por la asociación mineral de clorita+epidota+actinolita, caracterizada por su color verdoso y se genera principalmente por la descomposición de minerales ferromagnesianos como la biotita y el anfíbol. La alteración propilítica suele presentarse en fracturas con orientación preferencial de rumbo N15°W y echado 70°SW. El segundo tipo de alteración es la sericítica que se forma principalmente por la alteración de feldespatos y ocurre en zonas de vetilleo hidrotermal.

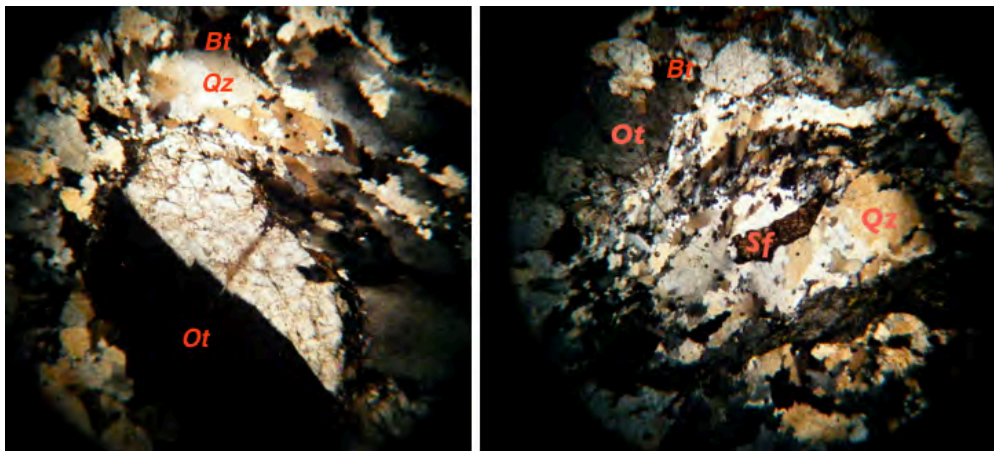


Figura 15. Fotografía de láminas delgadas correspondientes a la granodiorita Puerta del Sol con visible deformación milonítica (luz polarizada). Los minerales visibles son cuarzo (Qz), ortoclasa (Ot), biotita (Bt) y esfena (Sf).

2.3.2. Granito Oquimonis

El granito Oquimonis (Fig. 16) es un cuerpo granítico leucocrático de edad Eoceno (González-Becuar, 2011) que cubre un área de aproximadamente 40 km². Aflora en la región suroeste-centro del área de estudio, principalmente en la Sierra El Batamote, pero está limitado al Norte por el contacto con el ortogneis Palofierral y la

granodiorita Puerta del Sol; hacia el Sur y el Oeste está limitado por la falla de detachment que pone en contacto este cuerpo ígneo con la Formación Báucarit Superior (Calles Montijo, 1999); mientras que hacia el Este se encuentra limitado por los afloramientos de la unidad del Complejo El Pajarito.

En afloramiento se describe como un cuerpo leucocrático cristalino con fenocristales de muscovita, biotita y granate (Fig. 16). Está compuesto principalmente por cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa y microclina), muscovita, biotita, granate y plagioclasa. Su característica principal es la presencia de dos micas y granate, lo que es indicativo de un mayor contenido en alúmina (Al_2O_3) en proporción a la suma de álcalis y calcio (K_2O+Na_2O+CaO). El granate (Fig. 16) se presenta como fenocristales de ~1 cm de longitud y su color rojizo los hace resaltar de la matriz leucocrática en la que se encuentran, mientras que los minerales micáceos se presentan diseminados y formando glomero cristales de mica concentrada.



Figura 16. Fotografía en afloramiento del granito Oquimonis donde se observa sus características megascópicas como color, tamaño de grano y minerales principales (cuarzo +feldespato potásico++muscovita+biotita+granate+plagioclasa). La imagen pequeña muestra fenocristales de granate.

2.3.2.1. Petrografía

Microscópicamente, la textura del granito Oquimonis es panidiomórfica de grano medio a grueso (Fig. 17). Se compone principalmente por cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa y microclina) y plagioclasa. Los minerales subordinados son muscovita, biotita y granate. Los minerales accesorios son apatito, zircón y opacos. Presenta texturas porfídicas de cuarzo, biotita-muscovita y granate. El cuarzo frecuentemente se presenta anhedral y con texturas de intercrecimiento, extinción ondulante fuerte y en muchos afloramientos con evidencias de recristalización dinámica, texturas mirmequíticas en feldespato potásico son también usuales; los cristales de feldespato potásico observados son de variedad ortoclasa y microclina, altamente subhedrales a euhedrales con zonación normal. Los cristales de mica (muscovita y biotita) son euhedrales, en ocasiones se puede observar muscovita concentrada en bolsillos acompañado de la biotita en cúmulos de agujas. Las plagioclasas son del tipo albita-oligoclasa (An_{10-20}) y conservan muy bien sus maclas. El apatito se presenta en cristales euhedrales de alto relieve diseminado en la muestra. El zircón se observa, frecuentemente, dentro de cristales de cuarzo y cercano a los cristales de apatito. La principal alteración (sericítica) se exhibe en los feldespatos, mientras que la alteración clorítica afecta a la biotita al descomponerla moderadamente a clorita.

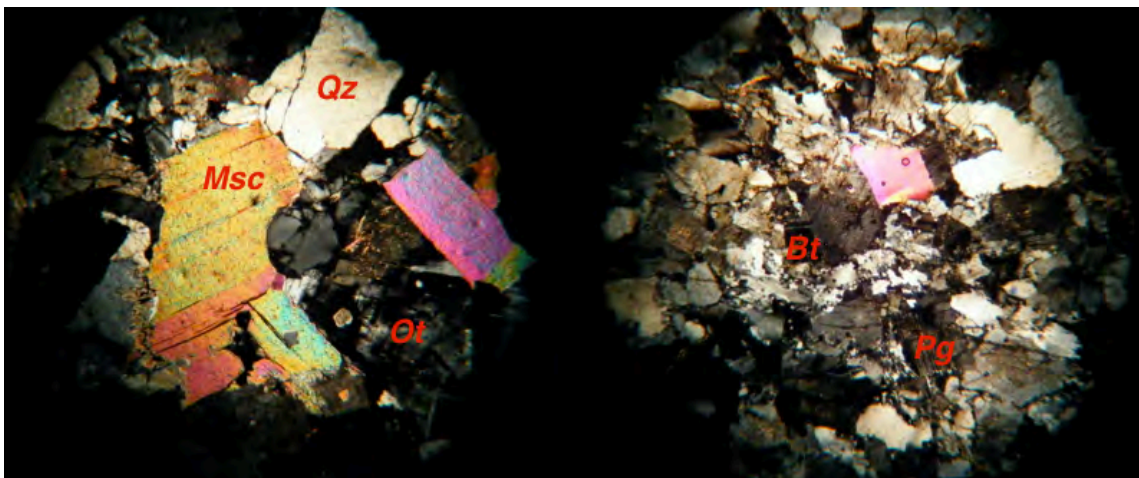


Figura 17. Fotografía de láminas delgadas correspondientes al granito Oquimonis (luz polarizada). Los minerales visibles son cuarzo (Qz), ortoclasa (Ot), biotita (Bt) y Msc (muscovita).

2.3.3. Gabro Garambullo

El gabro Garambullo (Fig. 3 y 18) es un cuerpo melanocrático con una edad U-Pb en zircones de 19.8 ± 0.2 Ma (González-Becuar, 2011) que aflora en la porción centro-norte con un área de extensión de ~ 20 km² y ocupando las topografías altas del área, entre 700 y 1200 metros sobre el nivel del mar, contrastando bastante con la topografía de los cuerpos félsicos.

Esta unidad se encuentra compuesta principalmente por plagioclasa, anfíbol y biotita. En afloramiento se reconoce como un cuerpo melanocrático con una textura porfídica de grano medio a fino, donde los fenocristales son principalmente de anfíbol y de biotita (Fig. 18). Como característica distintiva presenta cúmulos de ferromagnesianos y una gran cantidad de enclaves. Los enclaves pueden llegar a medir de 2 a 20 cm en longitud y pueden presentar estructuras de foliación magmática (enclaves alineados). La estructura de alineación magmática de enclaves es mejor observada en los afloramientos de la Cañada San Juan, la cual posee una tendencia general N55°E/75°NW. La composición de estos enclaves es muy variable. Los principales son:

- Granodioritas porfídicas de feldespato potásico
- Granitoides de grano fino
- Dioritas de grano fino
- Dioritas porfídicas de hornblenda
- Gabros de hornblenda
- Hornblenditas

Estos afloramientos se encuentran en contacto muy cercano con la granodiorita Puerta del Sol, la cual en este margen presenta una fuerte foliación milonítica sin afectar al intrusivo máfico. Según Didier (1991) esta gran variedad de enclaves y estructuras magmáticas (Fig. 19) es indicativo de la cercanía a los márgenes de la intrusión; especialmente, cercano al “techo” del cuerpo (en este caso, el “techo” de la granodiorita Puerta del Sol). Estas zonas de las cámaras magmáticas son propensas a corrientes de convección las cuales alinean los diversos componentes de la cámara magmática.

Esto se convierte en una suerte de zona de mezcla donde el material diferenciado de grano fino intrusión a las rocas cristalizadas primero (melanocráticas y grano grueso) y a las rocas cristalizadas a la mitad del proceso (mesocráticas y grano fino o grueso), así como al material más diferenciado y de menor tamaño de grano. Creemos que este tipo de estructuras señalan una cámara magmática que cristalizó de forma somera (Fig. 22).

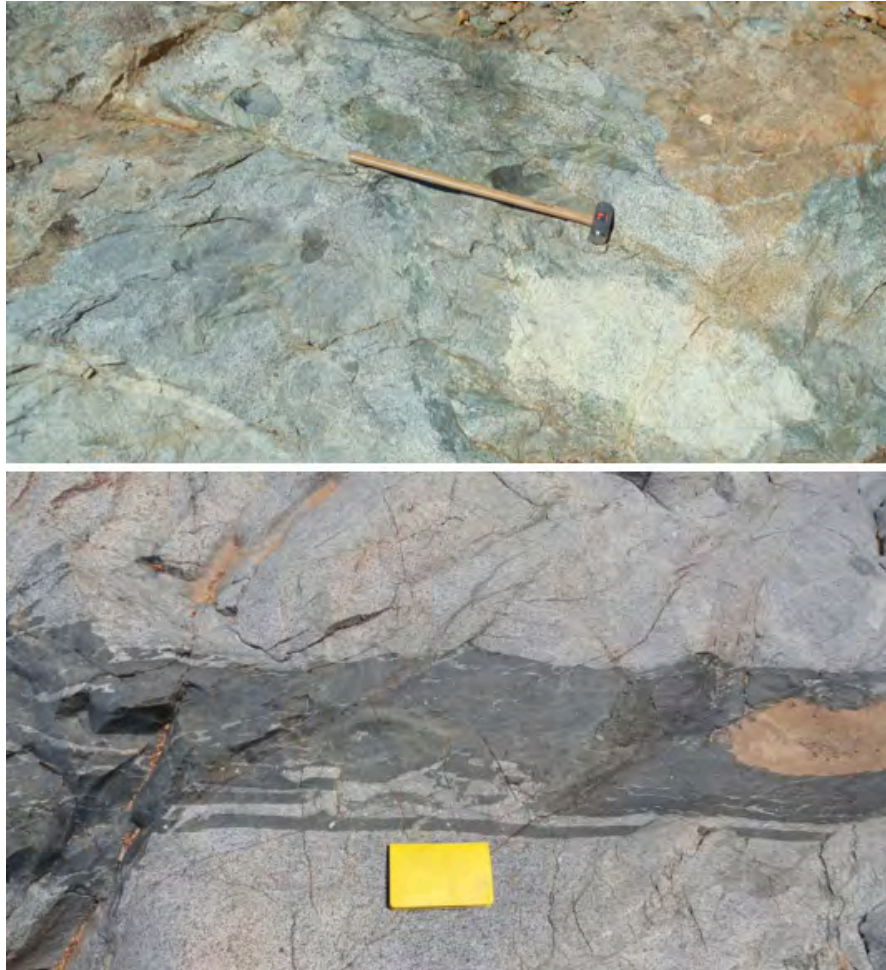


Figura 18. Fotografía en afloramiento del garbo Garambullo donde se muestra la interacción entre el garbo y los enclaves máficos y félsicos que alcanzan dimensiones de ~1 mt. En la siguiente imagen se muestra la relación sinmagnética del gabro Garambullo siendo intruído por un dique máfico.

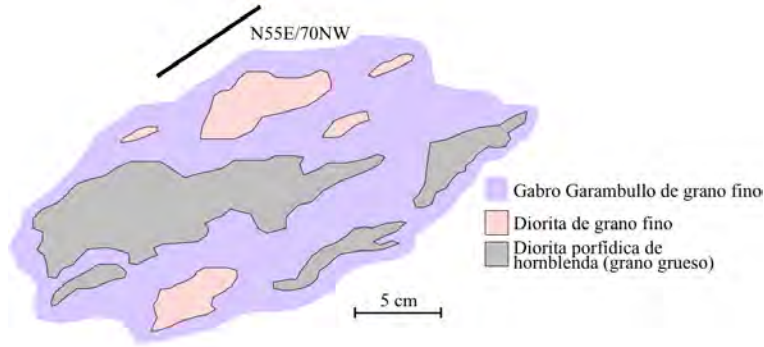


Figura 19. Diagrama esquemático de las estructuras magmáticas de flujo en los enclaves observados dentro del gabro Garambullo.

2.2.3.1. Petrografía

Microscópicamente, es común que el gabro Garambullo presente texturas porfídicas de hornblenda, biotita y epidota (secundaria) (Fig. 20). También, con menor frecuencia, se pueden observar texturas glomerofíricas de minerales ferromagnesianos. Sus cristales son, en su mayoría, subhedrales a euhedrales, presentando una textura glomeroporfídica. Se compone principalmente de plagioclasa, hornblenda, epidota y biotita. Los minerales subordinados son esfena, ortoclasa, actinolita, opacos (hematita y magnetita) y cuarzo. La plagioclasa es de tipo labradorita-bitownita (An_{60-70}) y se presenta en cristales euhedrales con texturas de intercrecimiento. La hornblenda se presenta en fenocristales euhedrales fibrosos (dada su alteración clorítica a actinolita) con numerosas inclusiones de cristales opacos (hematita y magnetita) en los cruceros. La epidota se forma a partir de la plagioclasa y se encuentra como cristales subhedrales con texturas esqueléticas. La biotita se presenta de subhedral a euhedral con inclusiones de opacos en sus cruceros con moderada alteración clorítica. La esfena se observa comúnmente euhedral, formando cristales en forma rómbica fáciles de reconocer por su alto relieve. Se encuentra en intercrecimiento con la plagioclasa. La ortoclasa se encuentra formando pequeños cristales subhedrales. Ocurre también actinolita que se presenta subhedral en agregados fibrosos formando agujas. Tiende a confundirse con cristales de hornblenda y el principal criterio para su diferenciación es su color de pleocroismo. Los opacos se observan diseminados en las muestras e incluidos en cristales de mica y anfíbol. Este cuerpo es afectado por una alteración

propilítica, la cual es evidenciada por epidota secundaria, la actinolita acicular y la gran cantidad de vetillas de epidota que afectan al cuerpo.

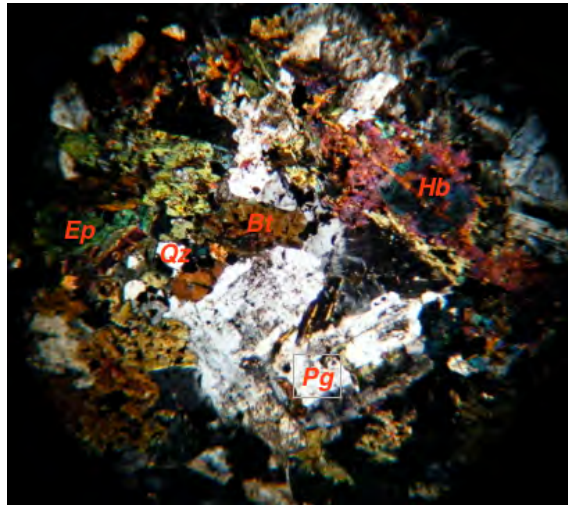


Figura 20. Fotografía de láminas delgadas correspondientes al gabro Garambullo (luz polarizada). Los minerales visibles son epidota (Ep), cuarzo (Qz), biotita (Bt), plagioclasa (Pg) y Hb (hornblenda).

2.2.4. Granodiorita Las Mayitas

Esta unidad está formada por una roca mesocrática porfídica de cuarzo y plagioclasa (Fig. 3), de edad K-Ar en biotita de 19.2 ± 1.2 Ma (González-Becuar, 2011), que ocupa un área de ~ 7 km², considerablemente menor a los demás intrusivos. El contacto entre este intrusivo y la granodiorita Puerta del Sol, que es su encajonante, es claro y se observa en la parte norte del cerro Las Mayitas. Por otra parte, también está en contacto con el gabro Garambullo del cual es contemporáneo, sin embargo este contacto no pudo apreciarse con claridad. La mineralogía y la composición geoquímica es el criterio que usamos para diferenciar a esta roca del gabro Garambullo.

Este cuerpo se describe megascópicamente como una granodiorita de grano fino con fenocristales de plagioclasa y biotita (Fig. 21). Los cristales principales y de menor tamaño suelen ser cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico (ortoclasa). Al igual que el gabro Garambullo, la granodiorita Las Mayitas exhibe abundantes estructuras magmáticas y enclaves ígneos de diferentes litologías. La presencia de estas estructuras se concentran en la cañada La Casita, donde se define el límite litológico

entre gabro Garambullo y granodiorita Las Mayitas. En esta zona se presentan enclaves con dimensiones desde 1 cm a 2 m. Sus composiciones son muy similares a las caracterizadas en la descripción del gabro Garambullo, las adiciones a la lista serían los enclaves de facies de gneis milonítico de la granodiorita Puerta del Sol. Las estructuras magmáticas se aprecian en relación a los enclaves, los cuales exhiben texturas porfídicas con halos félsicos alrededor y texturas tipo *schlieren*. Además de presentarse una gran variedad de estructuras como vetas félsicas y fallas sinmagmáticas en la granodiorita (Fig. 22).



Figura 21. Fotografía de afloramiento de la granodiorita Las Mayitas con enclaves máficos presentando una clara orientación de los enclaves producto de flujo magmático.

Considerando lo antes descrito, se interpreta la granodiorita Las Mayitas como una fase diferenciada del gabro Garambullo. Es decir, provienen de la misma cámara magmática, la cual fue exhumada rápidamente como lo muestran los fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de exhumación (Wong y Gans, 2008; González-Becuar, 2011). Las estructuras magmáticas presentes entre el gabro Garambullo y la granodiorita Las Mayitas son buena evidencia para observar un proceso de diferenciación y mezcla magmática *in situ*, en el cual la granodiorita Las Mayitas representa el polo más diferenciado de esta intrusión de edad Mioceno.



Figura 22. Mosaico de fotografías de afloramiento de la granodiorita Las Mayitas mostrando una gran variedad de enclaves máficos y de una hornblendita con estructuras de flujo magmático.

2.2.4.1. Petrografía

Bajo lámina delgada, la granodiorita Las Mayitas (Fig. 23) presenta una textura porfídica de cuarzo y plagioclasa en una matriz de grano medio a fino. Los cristales varían de subhedrales a anhedrales, exhibiendo una textura hipidiomórfica. Se compone principalmente de cuarzo, plagioclasa de la variedad oligoclasa-andesina (An_{25-35}) y ortoclasa. Los minerales subordinados son biotita y clorita (secundaria). Los minerales accesorios son esfena, opacos (ilmenita-magnetita) y zircón. El cuarzo se presenta de subhedral a anhedral cristalizando tardíamente y no presenta extinción ondulante lo que indica ausencia de deformación. La plagioclasa se presenta en fenocristales euhedrales con frecuencia formando glomerocristales. La ortoclasa es relativamente escasa y presenta zonación composicional, frecuentemente con inclusiones de zircón. La biotita se observa en fenocristales euhedrales con inclusiones de zircón e ilmenita-magnetita en los cruceros como opacos secundarios. Este mineral

presenta una alteración moderada a clorita. La esfena presenta un color marrón-amarillo y forma cristales rómbicos euhedrales con estructuras esqueléticas.

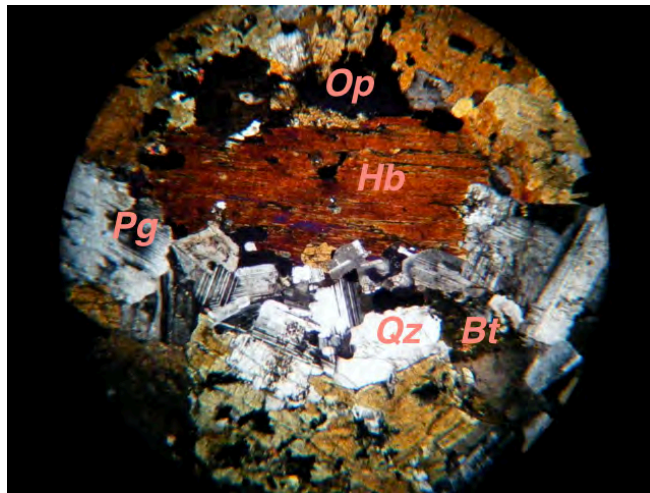


Figura 23. Fotografía de láminas delgadas correspondientes a la granodiorita Las Mayitas (luz polarizada). Los minerales visibles son opacos (Op), cuarzo (Qz), biotita (Bt), plagioclasa (Pg) y Hb (hornblenda).

2.2.5. Diques máficos

En el área de Puerta del Sol ocurren una serie de enjambres de diques máficos con una longitud kilométrica y espesores que pueden ir de 10 cm a 2 m (Fig. 24), que están relacionados al plutonismo del Mioceno de la zona de estudio. Estas son estructuras fácilmente reconocibles a escala regional en los mapas e imágenes disponibles y han sido estudiados o mencionados anteriormente por varios autores (Anderson *et al.*, 1980; Radelli *et al.*, 1995; Bronner y Radelli, 1996; Wong y Gans, 2008) ya que afloran de manera abundante en el corte hecho por la carretera Ures-Mazocahui. Este enjambre de diques intrusión principalmente a la granodiorita Puerta del Sol, tanto donde carece de deformación como donde presenta deformación milonítica (Fig. 25). También se le encuentra intrusionando las unidades migmatíticas (Fig. 25) ubicadas en el rancho La Esperanza.



Figura 24. Fotografía panorámica con vista hacia el Oeste de los enjambres de diques máficos (resaltados con línea negra). Al fondo se aprecia la Sierra El Pajarito.

Se describen en afloramiento como rocas melanocráticas de grano fino con una composición de basalto a andesita basáltica. Se componen principalmente de plagioclasa, hornblenda, biotita y epidota (secundaria). Presentan una textura holocristalina (Fig. 26) hipidiomórfica de grano fino, porfídica de plagioclasa (bitownita An_{70-90}). La textura y su arreglo mineralógico son uniformes en las localidades que se observan. En la parte Norte y centro-Occidental de la región presentan un rumbo $N10^{\circ}W$ a $N50^{\circ}W$ y un buzamiento de entre 50° a $70^{\circ}SW$. Wong y Gans (2008) presentan en su trabajo una edad isócrona $^{40}Ar/^{39}Ar$ en hornblenda de 22.6 ± 0.4 Ma y 19.2 ± 0.5 Ma para un dique máfico en el kilómetro 70 de la carretera que va de Ures a Mazocahui. Dichos autores estudiaron estos afloramientos y reportan un buzamiento promedio de $48^{\circ}SW$. También sugieren su relación con un pulso magmático significativo durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano, el cual creemos corresponde al plutonismo del Mioceno reportado en este trabajo. Esto significa que al menos a los 22.6 Ma la deformación milonítica ya había cesado, pero quizás no el detachment que pudo continuar en condiciones frágiles. Además, Wong y Gans (2008) sugieren que estos diques podrían representar las últimas fases de magmatismo de arco.



Figura 25. Fotografía en afloramiento de un dique máfico (resaltado por una línea blanca discontinua), cortando a la unidad migmatítica cerca al rancho La Esperanza. La siguiente imágen muestra a dos diques en afloramiento de 1 metro de espesor. La roca encajonante es la granodiorita Puerta del Sol presentando fábrica milonítica.

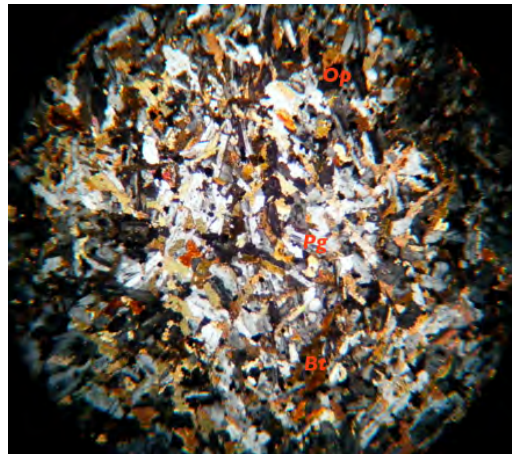


Figura 26. Fotografía de láminas delgadas correspondientes a un dique máfico de grano fino (luz polarizada). Los minerales visibles son opacos (Op), biotita (Bt) y plagioclasa (Pg).

Capítulo 3. Geoquímica

El estudio geoquímico realizado en este trabajo consiste en la toma de 7 muestras representativas de las litologías observadas. En dichas muestras se analizaron elementos mayores y trazas. Se tomaron muestras de esquirlas en los afloramientos de roca ígnea intrusiva y metamórfica cuidando en su mayor medida que estas muestras no estuvieran contaminadas, ya sea por xenolitos, vetilleo o alteración.

Las esquirlas fueron trituradas a tamaño de gravilla con un molino de quijadas de acero inoxidable marca Braun Chipmunk. Posteriormente, la gravilla se pulverizó utilizando un contenedor con disco de cerámica marca Herzog. Este proceso fue efectuado en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste (ERNO) a cargo del químico Pablo Peñaflores.

Además de los análisis reportados en este trabajo también se utilizan los análisis disponibles en el trabajo de González Becuar (2011). Estos datos son usados para correlacionar y/o comparar los nuevos afloramientos y análisis de estos mismos con litologías previamente estudiadas en el trabajo de González Becuar (2011).

Los nuevos datos geoquímicos provienen de las variedades litológicas observadas en las inmediaciones de la Sierra El Pajarito las cuales, se demuestra en este trabajo por medios de geocronología U-Pb, corresponden a unidades del basamento precámbrico y fases primarias del magmatismo laramídico en Sonora. Estas unidades no han sido reportadas previamente, por lo que aquí se hacen uso de varios diagramas geoquímicos de discriminación para caracterizar y acotar estos análisis de acuerdo a su composición, ambiente tectónico de proveniencia y comportamiento genético.

En este trabajo se hace uso del método de cálculo de minerales normativos CIPW introducido inicialmente por Cross *et al.* (1902), como un procedimiento de clasificación de rocas ígneas el cual nunca alcanzó la popularidad que el cálculo obtuvo.

Los principios básicos del método son los siguientes: (1) El peso (wt. %) molecular de

los óxidos son convertidos a proporciones moleculares. (2) Las proporciones moleculares son posteriormente combinadas en un set de minerales normativos provisionales en orden específico. (3) La cantidad de SiO_2 requerido para satisfacer la alocación de minerales normativos provisionales es después calculada. Si hay suficiente, el exceso se presenta como cuarzo (Q) y los minerales provisionales se hacen permanentes. Si no hay suficiente sílice, los minerales provisionales son des-silicatados en un orden específico hasta que todo el SiO_2 es agotado. (4) Finalmente, las proporciones de minerales normativos son convertidos a wt. % al multiplicarlo por su peso molecular.

Matemáticamente este procedimiento es una transformación lineal de los datos analíticos en un nuevo conjunto de minerales normativos. Sin embargo, la linealidad es sólo cierta mientras el conjunto de minerales se mantenga el mismo. Una vez que cambia, una nueva linealidad aparece. Mientras que la mineralogía modal es la cantidad de minerales presentes, la mineralogía normativa son los minerales que teóricamente podrían encontrarse (Le Maitre, 2002).

Además se presentan datos nuevos de geoquímica isotópica. Cinco análisis en los sistemas radiogénicos de Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb para muestras tomadas del Complejo El Pajarito y la Suite Puerta del Sol. Las muestras fueron preparadas realizadas en los laboratorios de espectrometría de masas de la Univeristy of Arizona en un multicolector VG Sector por Mihai Ducea y en la University of Texas en Austin por Staci L. Lowey.

3.1. Justificación de muestras tomadas

Para el estudio de geoquímica en este trabajo se usan muestras provenientes del Ensamble plutónico Puerta del Sol (González Becuar, 2011) y del Complejo El Pajarito. Tomando en cuenta que las muestras de estos dos grupos litodémicos son muy diferentes, tanto en edad como en su contexto geológico, se considera pertinente trabajar los análisis geoquímicos en función de 4 grupos petrológicos tomando en cuenta el control cronológico para poder diferenciar procesos petrológicos de distinta edad. De esta forma se pueden tratar los análisis dependiendo de su contexto y ser

comparados entre sí:

El ortogneis Palofierral (*EGB12-33*), por su edad de 1690 Ma (U-Pb) y afloramientos en el Complejo El Pajarito constituye el **basamento Precámbrico**.

Los análisis de la granodiorita migmatítica (*EGB12-23*) de 72 Ma (U-Pb) y de un leucosoma (*EGB12-16*) y melanosoma migmatítico (*EGB12-41*)— fechadas en dos migmatitas: *EGB12-37* y *EGB12-40* en 64.3 ± 1.1 Ma y 59.3 ± 1.2 Ma (U-Pb), respectivamente— ambas del Complejo El Pajarito constituyen el **grupo de migmatitas (Paleoceno)**.

Los análisis presentados en el trabajo de González Becuar (2011) para la granodiorita Puerta del Sol (49 Ma; U-Pb) y el granito Oquimonis (42 Ma; U-Pb) tanto en el área de Puerta del Sol como el análisis de este último plutón en el Cerro El Batamote (*EGB12-18*), ambos pertenecientes al Ensamble plutónico Puerta del Sol son agrupados geoquímicamente como el **grupo del Eoceno**.

Dentro del mismo trabajo previamente citado se usan los análisis para la granodiorita Las Mayitas de 19 Ma (K-Ar) y el gabro Garambullo de 18 Ma (U-Pb) y los análisis presentados en este trabajo de diques máficos (*EGB12-38* y *EGB12-39*) de 22 a 19 Ma (Ar-Ar; Wong y Gans, 2008) son agrupados como el **grupo del Mioceno**.

3.2. Resultados analíticos

Los resultados crudos de los análisis se muestran en la Tabla I. Estos valores fueron recalculados al 100% en base anhidra para ser utilizados en los diagramas y en el estudio de su comportamiento. Los valores de óxidos mayores recalculados en base anhidra de SiO₂ oscilan en concentraciones de 50.23 a 76.42%, el K₂O de 0.47 a 4.95%, el Na₂O de 1.25 a 4.73%, el Al₂O₃ de 13.51 a 22.01%, el MgO 0.003 a 17.24% y el TiO₂ de 0.04 a 2.34%. Usando los análisis de óxidos mayores, apoyados por otros trabajos para correlación y comparación, se construyeron una serie de diagramas de discriminación y clasificación que se presentan a continuación.

Los análisis de elementos traza es sobre aquellos elementos que se encuentran presentes en una roca en concentraciones menores a 0.1 wt. %, es decir, concentraciones menores a 1000 partes por millón (ppm). Los estudios en elementos traza forman una parte muy importante en los estudios petrológicos y sirven, a veces, de mejores discriminantes que los óxidos mayores.

Para este estudio, se presentan siete análisis de elementos traza (Tabla I) para las litologías provenientes tanto del Complejo El Pajarito como del Ensamble plutónico Puerta del Sol.

3.3. Rasgos Geoquímicos

3.3.1. Basamento Precámbrico

Geológicamente, el ortogneis Palofierral (muestra *EGB12-33*) es parte del basamento Precámbrico regional fechado en 1690 Ma (U-Pb) en esta área. El ortogneis Palofierral está considerado mineralógicamente un granito de feldespato alcalino, posiblemente de la variedad alaskita (paragénesis mineral de cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa), plagioclasa, biotita y muscovita). Sin embargo, la mineralogía del ortogneis Palofierral es seguramente distinta a la del protolito; con cristales de neo-formación por el evento metamórfico que le hace ser un ortogneis. El cálculo de la norma CIPW (Tabla I) en los análisis químicos del Ortogneis Palofierral indican una alta concentración de cuarzo normativo, ortoclasa y albita, con la presencia de hiperstena y corindón. Esta composición mineralógica refleja una asociación común de una serie subalcalina sobresaturada en sílice, la cual es también reflejada en la química de óxidos mayores. El uso del diagrama R1-R2 de la Roche *et al.* (1980) permite obtener una clasificación química para esta roca, la cual indica ser un monzogranito (Figura 27A). Su alta composición de K_2O con respecto al SiO_2 ponen en evidencia una afinidad potásica que en base al diagrama propuesto por Peccerillo y Taylor, 1976 (Figura 27B), es parecida a la serie calcoalcalina rica en potasio. Este rasgo se vuelve más evidente en el diagrama AFM (Figura 27D). La presencia de dos micas (biotita y muscovita; minerales ricos en alúmina) en la mineralogía de esta muestra indica una sobresaturación de Al_2O_3 , este efecto es observado por la presencia de corindón

normativo y químicamente en base al índice álcali-cálcico ($A/CNK > 1$; Figura 27C) al presentar un carácter hiperperaluminoso en el diagrama de Maniar y Piccoli (1989). Considerando la relación de los elementos traza Y-Nb-Rb, utilizada en los diagramas de Pearce *et al.* (1984), se define una proveniencia relacionada a un ambiente tectónico de tipo arco volánico (Figura 27E).

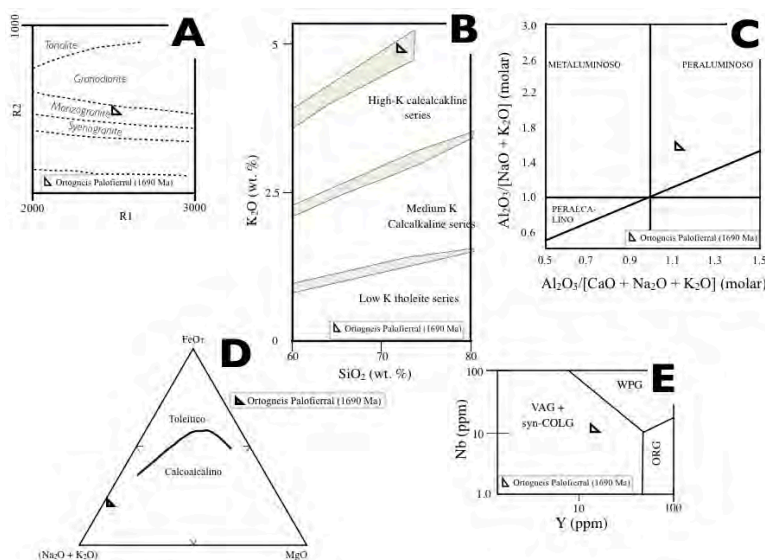
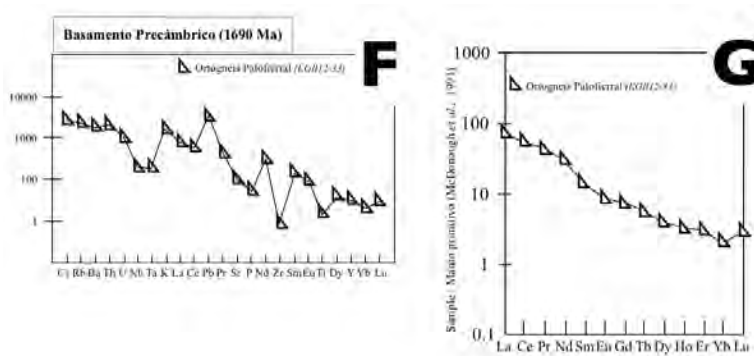


Figura 27. Mosaico de diagramas discriminatorios para el ortogneis Palofierral (1690 Ma), representativo del grupo petrológico definido como **basamento Precámbrico**: **A**, diagrama de clasificación R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980). Los parámetros R1 y R2 representan las ecuaciones con valores de óxidos mayores $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $6Ca + 2Mg + Al$, respectivamente; **B**, diagrama de K_2O v. SiO_2 , donde se usan las líneas de discriminación de Peccerillo y Taylor (1976); **C**, diagrama de discriminación en base al índice Shand en concentraciones molares; **D**, diagrama ternario AFM, curva discriminatoria de Kuno (1968); **E**, diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984). Los parámetros son acrónimos de granito sde arco volánico ó granitos colisionales (VAG+syn-COLG), granitos intraplaca (WPG), granitos de dorsal oceánica (ORG).

Los datos de análisis para elementos traza y tierras raras para la muestra *EGB12-33* tomada del ortogneis Palofierral (1690 Ma) el cual pertenece al grupo petrológico de Basamento Precámbrico pueden ser consultados en la Tabla I. Los valores de tierras raras han sido normalizados contra valores de manto primitivo (McDonough *et al.*, 1991) para construir la Figura 27G la cual presenta un perfil descendente con

concentraciones relativamente altas de LREE y progresivamente menos en HREE. No presenta anomalías considerables en la concentración elemental a excepción por una muy ligera anomalía negativa en Yb. El diagrama multielemental normalizado al manto primitivo (Fig. 27F) permite observar un comportamiento relativamente descendente desde los elementos inmóviles a la izquierda del P a los elementos móviles a la derecha del mismo. Los fuertes picos negativos en Nb, Ta son indicadores de un magma proveniente de ambiente de subducción, mientras que las anomalías negativas en Zr y Ti pueden ser interpretados también como indicativos a una firma con afinidad a arco magmático.



Continuación de Figura 27: **F**, Diagramas multielementos Spider donde se utilizan oxidos mayores y elementos traza provenientes del ortogneis Palofierral (1690 Ma; U-Pb). Los datos utilizados han sido normalizados contra concentraciones promedio de MORB tipo N (Saunders y Tarney, 1984; Sun, 1980); **G**, Diagramas de tierras raras (REE) normalizados contra valores del manto primitivo propuestos por McDonough *et al.* (1991).

3.3.2. Grupo de migmatitas (Paleoceno)

Este grupo petrológico comprende los análisis presentados para las muestras provenientes de una granodiorita migmatítica (*EGB12-23*) fechada en 72 Ma, un leucosoma migmatítico (*EGB12-16*) y un melanosoma migmatítico (*EGB12-41*), los cuales rinden edades para el evento metamórfico que los produce de entre 64 a 60 Ma. El cálculo de la norma CIPW en los análisis del grupo migmatítico (Tabla I) indican la presencia de cuarzo, ortoclasa y albita. Las muestras con menor concentración de SiO₂ presentan menor cantidad de cuarzo, ortoclasa y corindón normativo, mientras que se

encuentran enriquecidas en minerales como la hiperstena, anortita, ilmenita y apatito. La granodiorita migmatítica, descrita petrográficamente como una granodiorita de feldespato alcalino compuesta por cuarzo, plagioclasa+feldespato alcalino, biotita y granate, presenta estructuras migmatíticas de inyección de líquido, así como zonas empobrecidas de líquido félsico a causa de las condiciones térmicas que permitieron la fusión y migración de fluidos anatéticos. Una muestra que evidencia facies máficas migmatíticas generadas por migración de líquido félsico es la muestra *EGB12-23* la cual presenta una elevada presencia de minerales máficos en estas facies migmatíticas las cuales tienen concentraciones químicas de gabro según el diagrama clasificatorio R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980; Fig. 28A). Este mismo proceso puede ser observado en el comportamiento químico de los análisis de migmatitas. La diferencia mineralógica de un leucosoma migmatítico (cuarzo, plagioclasa sódica, biotita, muscovita, ortoclasa) a un melanosoma migmatítico (plagioclasa cálcica, biotita, cuarzo) es también reflejada en el comportamiento de los líquidos anatéticos los cuales se caracterizan en el diagrama como monzogranito-granodiorita y diorita para el leucosoma y melanosoma, respectivamente. Esta polarización en base al contenido de SiO_2 es también evidente en la caracterización de serie magmática de K_2O contra SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976; Fig. 28B) donde los análisis de granodiorita migmatítica y melanosoma presentan valores que indican una afinidad calcoalcalina de K medio. Por otra parte, el análisis de leucosoma migmatítico presenta valores de afinidad calcoalcalina rica en K. El diagrama AFM (Fig. 28E) indica también una afinidad calcoalcalina bajo la referencia de la línea de discriminación de Kuno (1968). La caracterización química en base al índice Shand (cantidad molar de alúmina; Fig. 28D) de las rocas analizadas del grupo de migmatitas muestra valores A/CNK de 0.99, 1.00 y 1.05 para la granodiorita migmatítica, melanosoma y leucosoma migmatítico, respectivamente. Estos valores indican un carácter hiperaluminoso para el leucosoma migmatítico y un carácter con menor composición aluminosa para la granodiorita migmatítica y el melanosoma migmatítico. La relación de concentración de los elementos Y-Nb-Rb usados por Pearce *et al.* (1984) como discriminatorios de ambiente tectónico (Fig. 28C) indican una afinidad con un ambiente de arco volcánico.

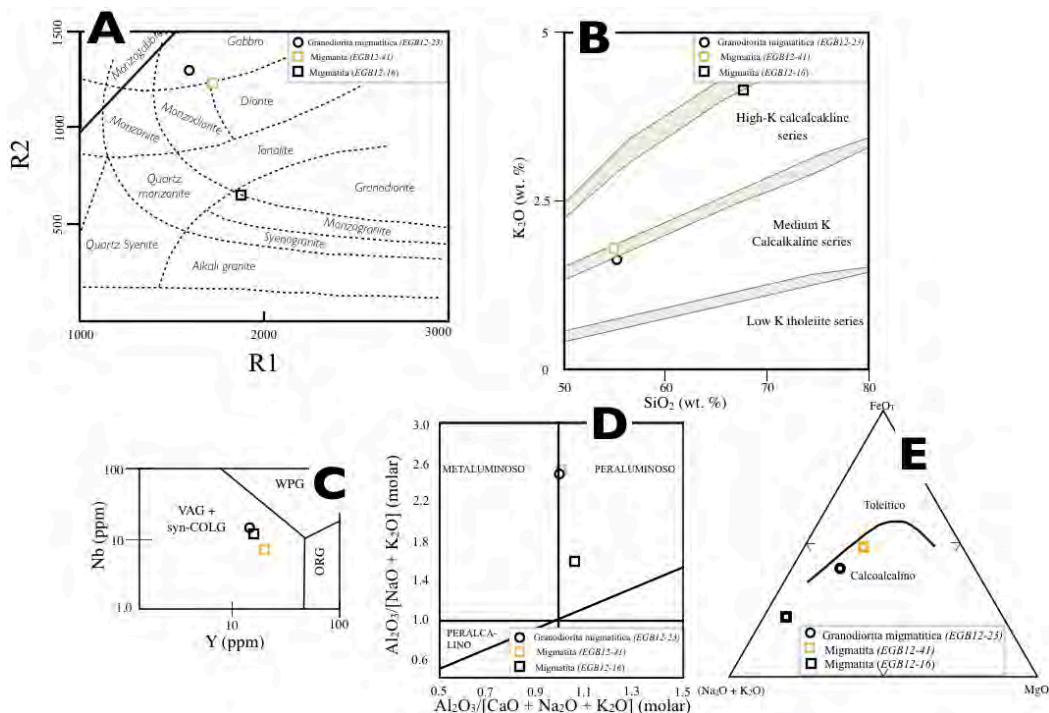
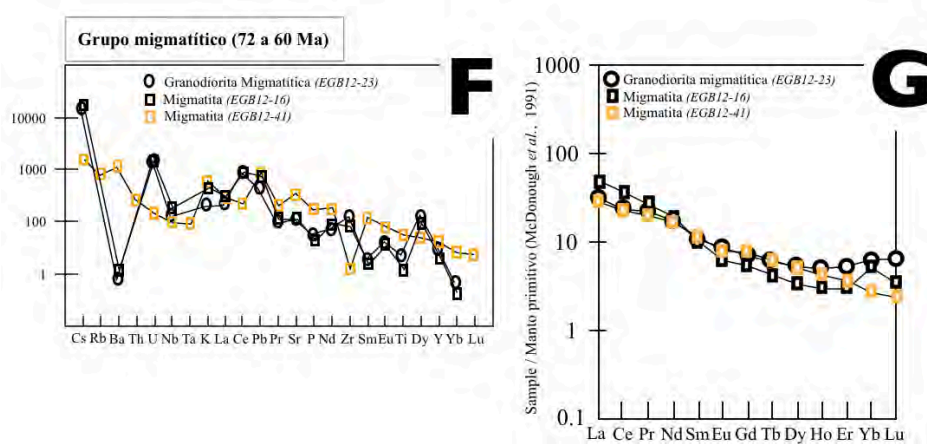


Figura 28. Mosaico de diagramas discriminatorios para el **grupo petrológico de migmatitas**, acotado de 72 a 60 Ma (U-Pb). Los análisis usados provienen de una granodiorita migmatítica (*EGB12-23*), un melanosoma migmatítico (*EGB12-41*) y un leucosoma migmatítico (*EGB12-16*): **A**, diagrama de clasificación R1-R2 (de la Roche et al., 1980). Los parámetros R1 y R2 representan las ecuaciones con valores de óxidos mayores $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $6Ca + 2Mg + Al$, respectivamente; **B**, diagrama de K_2O v. SiO_2 , donde se usan las líneas de discriminación de Peccerillo y Taylor (1976); **C**, diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984). Los parámetros son acrónimos de granitos de arco volcánico ó granitos colisionales (VAG+syn-COLG), granitos intraplaca (WPG), granitos de dorsal oceánica (ORG); **D**, diagrama de discriminación en base al índice Shand en concentraciones molares; **E**, diagrama ternario AFM, curva discriminatoria de Kuno (1968).

Los análisis de elementos traza son mostrados en las Figuras 28F y 28G. El diagrama de tierras raras (Fig. 28G) normalizado contra los valores de manto primitivo de McDonough *et al.* (1991) presenta una mayor concentración de LREE en la muestra más evolucionada (*EGB12-16*) y menor en las menos evolucionadas. Las muestras *EGB12-23* y *EGB12-41*, que provienen de una granodiorita migmatítica y un melanosoma migmatítico presentan un comportamiento altamente análogo: un perfil descendente normal de LREE a HREE sin anomalías en las concentraciones. La muestra *EGB12-16* presenta un perfil con mayor concentración en LREE y menor en HREE en relación a las demás muestras, así como un ligero enriquecimiento en Yb. El diagrama de elementos traza (Fig. 28F) normalizado contra valores de manto

primitivo presenta dos distinciones principales: (1) los análisis *EGB12-23* y *EGB12-16* los cuales provienen de una granodiorita migmatítica y un leucosoma migmatítico presentan un comportamiento altamente análogo y (2) el comportamiento del análisis para un melanosoma migmatítico (*EGB12-41*) contrasta fuertemente con las dos muestras mencionadas anteriormente. Los análisis *EGB12-23* y *EGB12-16* presentan un perfil abrupto evidenciado por fuertes anomalías negativas en Ba y Nb, así como anomalías positivas en Cs, U y Dy. Por otro lado, la muestra *EGB12-41* presenta un perfil relativamente menos abrupto con anomalías negativas en Ta y Zr, así como ligeras anomalías positivas en K y Pb.



Continuación de Figura 28 : **F**, Diagramas multielementos Spider donde se utilizan óxidos mayores y elementos traza provenientes del grupo migmatítico (72 a 60 Ma; U-Pb). Los datos utilizados han sido normalizados contra concentraciones promedio de MORB tipo N (Saunders y Tarney, 1984; Sun, 1980); **G**, Diagramas de tierras raras (REE) normalizados contra valores del manto primitivo propuestos por McDonough *et al.* (1991).

3.3.3. Grupo Eoceno

El grupo petrológico Eoceno agrupa a la granodiorita Puerta del Sol y el granito de dos micas Oquimonis de 49 y 42 Ma, respectivamente. Estos dos plutones son caracterizados con siete análisis de los cuales seis son tomados del trabajo de González Becuar (2011); tres análisis de la granodiorita Puerta del Sol (49 Ma; U-Pb), otras tres provenientes del granito Oquimonis (42 Ma; U-Pb); la séptima muestra

(EGB12-18) proviene del afloramiento del granito Oquimonis en la Sierra El Batamote, donde su paragénesis mineral incluye muscovita, biotita y granate. y se incluye la muestra EGB12-18 de la granito Oquimonis con granate en la localidad de la Sierra El Batamote. La granodiorita Puerta del Sol es descrita petrográficamente como una granodiorita de ortoclasa con cuarzo, plagioclasa sódica, biotita y muscovita y el granito Oquimonis como un granito de dos micas porfídico de cuarzo y ortoclasa, ambos están caracterizados como plutones calcoalcalinos provenientes de magmatismo de arco asociado al magmatismo Laramide en Sonora. El cálculo de la norma CIPW en los análisis para el grupo Eoceno (Tabla I) indican la presencia, en proporciones variables, de cuarzo, ortoclasa, albita, anortita, hiperstena, magnetita, ilmenita, apatito y corindón. Las muestras 112083G y 0202082G, provenientes de la granodiorita Puerta del Sol presentan cantidades anómalamente grandes de cuarzo normativo (37.59 y 37.55, respectivamente) y valores anómalamente bajos de anortita normativa (-10.1 y -19.2, respectivamente) en comparación a la cantidad de SiO₂. Las concentraciones altas de P₂O₅ pueden servir para explicar la presencia de estos minerales normativos. La caracterización química de este grupo petrológico en base al diagrama R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980; Fig. 29A) confirma la caracterización de la granodiorita Puerta del Sol, mientras que el granito Oquimonis varía entre los campos de sienogranito (donde incide la muestra EGB12-18), monzogranito y granodiorita. La mineralogía de las rocas que componen el grupo petrológico Eoceno (feldespato alcalino, plagioclasa sódica) sugieren una afinidad calcoalcalina, la cual es confirmada como una afinidad a la serie calcoalcalina de media y rica en K en la Figura 29B de Peccerillo y Taylor (1976) así como en el diagrama ternario AFM donde las muestras poseen una fuerte afinidad a la serie calcoalcalina (Fig. 29C). La saturación de alúmina en base al índice Shand (Fig. 29D) muestra valores de A/CNK > 1 en todas las muestras analizadas, estos valores saturados en aluminio es reflejo de la abundancia de minerales con Al₂O₃ como ortoclasa, biotita y muscovita. La correspondencia entre la composición mineralógica con la composición química analizada indica, en conjunto, una proveniencia de magmatismo de arco volcánico (Fig. 29E), la cual es confirmada por el diagrama Y-Nb de Pearce *et al.* (1984) indica una proveniencia de ambiente tectónico de arco volcánico.

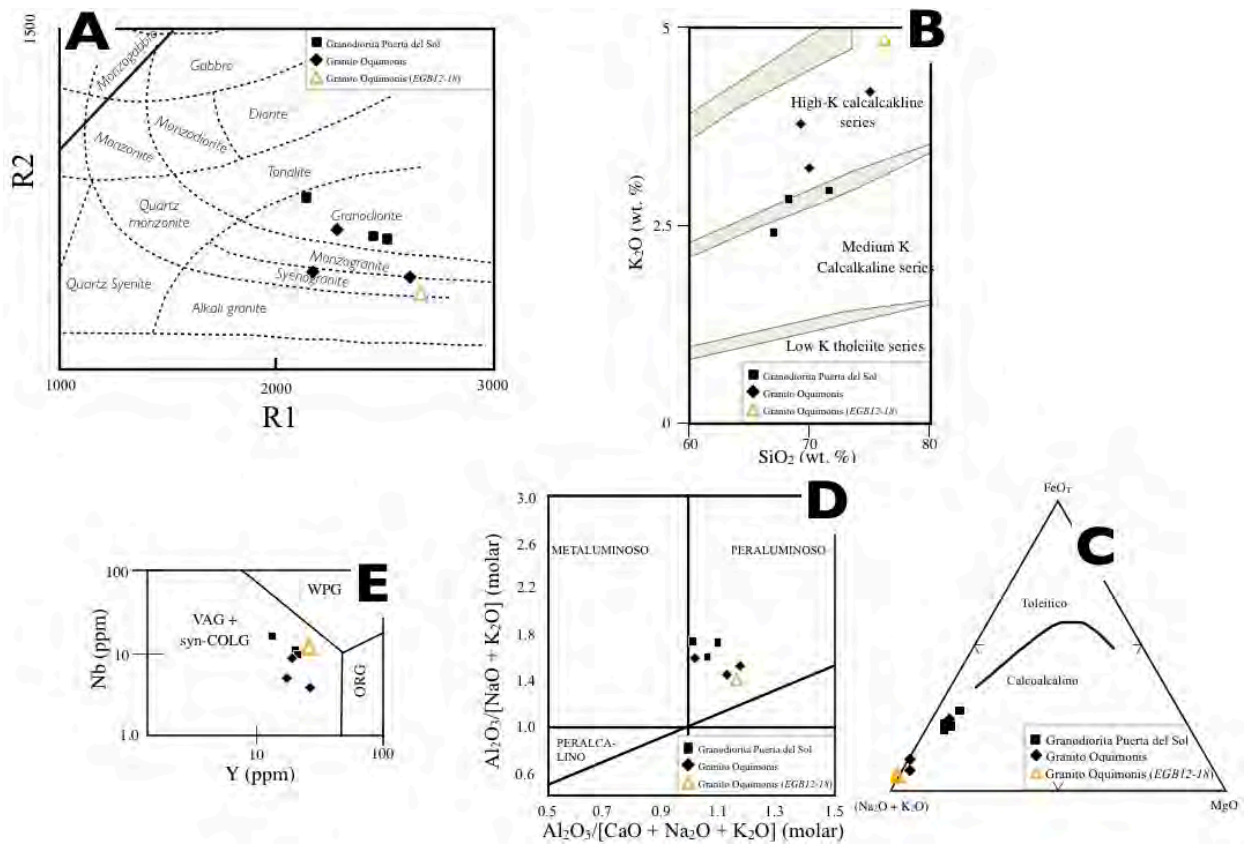
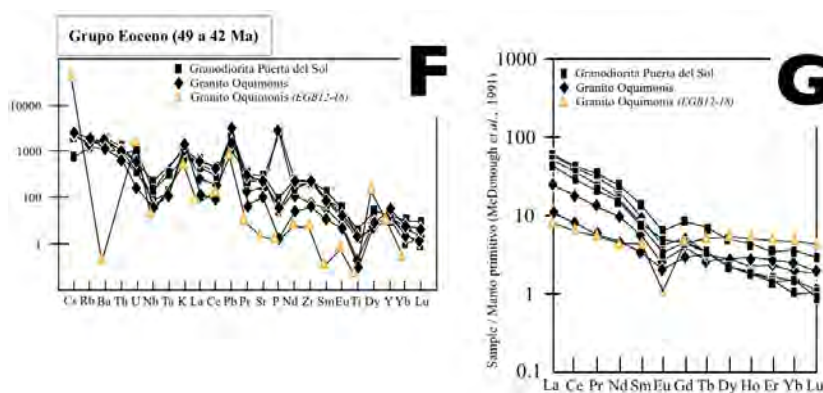


Figura 29. Mosaico de diagramas discriminatorios para el grupo petrológico Eoceno acotado de 49 a 42 Ma (U-Pb). Los análisis usados para la granodiorita Puerta del Sol y el granito Oquimonis provienen de González Becuar (2011) excepto una muestra para el granito Oquimonis de la localidad de la Sierra El Batamote (EGB12-18): **A**, diagrama de clasificación R1-R2 (de la Roche et al., 1980). Los parámetros R1 y R2 representan las ecuaciones con valores de óxidos mayores $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $6Ca + 2Mg + Al$, respectivamente; **B**, diagrama de K_2O v. SiO_2 , donde se usan las líneas de discriminación de Peccerillo y Taylor (1976); **C**, diagrama ternario AFM, curva discriminatoria de Kuno (1968); **D**, diagrama de discriminación en base al índice Shand en concentraciones molares; **E**, diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984). Los parámetros son acrónimos de granito sde arco volcánico ó granitos colisionales (VAG+syn-COLG), granitos intraplaca (WPG), granitos de dorsal oceánica (ORG).

Los análisis de elementos traza y tierras raras son mostrados en las Figuras 29F y 29G, respectivamente. La Figura 29G de tierras raras normalizado contra valores de manto primitivo (McDonough *et al.*, 1991) presenta concentraciones progresivamente menores en LREE y HREE en la granodiorita Puerta del Sol y después en el granito Oquimonis. Ambas unidades presentan una fuerte anomalía en Eu (en especial la

muestra *EGB12-18*), lo cual señala un fraccionamiento de plagioclasas. Los análisis de elementos traza son presentados en la Figura 29F donde se presentan normalizados contra manto primitivo. En el se distingue un comportamiento similar entre las muestras de González Becuar (2011) mostrados en la Figura 29F como rombos y cuadros negros los cuales presentan anomalías negativas en Nb, Ta, P y Ti, así como anomalías positivas en K, Pb y, en dos muestras, una anomalía positiva en P. La muestra *EGB12-18* presenta un perfil abrupto con anomalías negativas en Ba, Nb, Sm y Ti que contrastan con anomalías positivas en Pb y Dy.



Continuación de Figura 29: F, Diagramas multielementos Spider donde se utilizan oxidos mayores y elementos traza provenientes del grupo Eoceno (42 a 49 Ma; U-Pb). Los datos utilizados han sido normalizados contra concentraciones promedio de MORB tipo N (Saunders y Tarney, 1984; Sun, 1980); *G*, Diagramas de tierras raras (REE) normalizados contra valores del manto primitivo propuestos por McDonough *et al.* (1991).

3.3.4. Grupo Mioceno

Las expresiones más jóvenes de magmatismo en esta región estudiada son las contenidas en el grupo petrológico Mioceno donde se incluye a los enjambres de diques máficos fechados entre 22 y 19 Ma (Ar-Ar; Wong y Gans, 2008), la granodiorita Las Mayitas de 19 Ma (K-Ar) y el gabro Garambullo de 18 Ma (U-Pb). Este magmatismo es generado cronológicamente dentro de un régimen tectónico extensional *Basin and Range*, diferente al del resto de los grupos petrológicos previamente descritos los cuales indican un régimen tectónico convergente de

proveniencia. Los diques máficos presentan una mineralogía de plagioclasa, hornblenda, biotita, piroxeno y cuarzo la cual sugiere una composición de basalto a andesita basáltica. La mineralogía para la granodiorita Las Mayitas es plagioclasa, biotita, cuarzo, feldespato potásico y piroxeno. El gabro Garambullo presenta una mineralogía de plagioclasa, hornblenda, biotita, clinopiroxeno-ortopiroxeno y cuarzo. El cálculo de la norma CIPW para los análisis del grupo Mioceno (Tabla I) rinden resultados que merecen un desglosamiento a mayor detalle: las muestras con cantidades de SiO₂ entre 44.33 y 52.39 muestran una ausencia de cuarzo y presencia de dióxido de silicio y olivino normativos; por otra parte, las muestras con valores de 67.5 a 75.78 en SiO₂ presentan altos valores de cuarzo, albita y corindón normativo, en ausencia de dióxido de silicio, nefelina y olivino. Estos datos pueden ser usados para construir un diagrama con base en el tetrahedro de basaltos para una caracterización en base a la mineralogía normativa (Fig. 30F). En el campo de basalto alcalino inciden muestras de la granodiorita Las Mayitas que presentan altas concentraciones de olivino, estas rocas presentan esta mineralogía normativa debido su proveniencia como cumulosos de cristalización fraccionada. El resto de las muestras inciden en el campo de toleita de olivino: las muestras de diques máficos presentan una fuerte concentración de hiperstena (especialmente la muestra *EGB12-39*), mientras que las muestras del gabro Garambullo presentan cantidades de minerales normativos relativamente similares. La clasificación mineralógica se puede comparar contra la clasificación en base a los análisis químicos que se tienen para estas rocas. El diagrama R1-R2 (de la Roche *et al.*, 1980; 30A) indica una composición para los diques máficos de monzogabro (*EGB12-38*) y de gabronorita (*EGB12-39*), estos términos clasificatorios sugieren una roca gabroica con ortoclasa así como plagioclasa calcica y una roca gabroica compuesta por plagioclasa cálcica y cantidades similares de clinopiroxeno y ortopiroxeno (Le Maitre, 2002), respectivamente; la granodiorita Las Mayitas se acota en los campos de granodiorita y sienogranito, la última tendencia félsica puede ser debido a inconsistencias durante el muestreo donde se analizaron partes de enclaves félsicos; el gabro Garambullo se acota en tres muestras en el campo de gabro de olivino mientras que una muestra indica composición química de sienogabro, este último es seguramente un artefacto debido a una contaminación durante el muestreo.

Este grupo petrológico, como puede ser observado en la Figura 30B (Peccerillo y Taylor, 1976), presenta afinidad con la serie calcoalcalina; los diques máficos, a pesar de tener baja concentración de SiO_2 , encuentran afinidad en el campo calcoalcalino rico en K; la granodiorita Las Mayitas, teniendo mayor contenido de SiO_2 y K_2O , tiene una fuerte afinidad con la serie calcoalcalina rica en K; el gabro Garambullo, teniendo los menores valores en SiO_2 presenta afinidad con la serie calcoalcalina media en K con tendencia hacia la serie toleítica, la muestra (724092G; González Becuar, 2011) representa un artefacto debido a un mal muestreo. El mismo comportamiento descrito anteriormente es también desplegado en el diagrama ternario AFM (Fig. 30C), donde todas las muestras presentan una afinidad con la serie calcoalcalina indicado con la curva de discriminación de Kuno (1968). La saturación de alúmina como muestra el índice Shand (Fig. 30D), en los diques máficos es subsaturado ($A/CNK < 1$) lo cual indica una composición metaluminosa; por otra parte, la granodiorita Las Mayitas teniendo una mayor proporción mineral de aluminosilicatos presenta un sobresaturación de alúmina ($A/CNK > 1$) lo cual indica una composición hiperaluminosa; finalmente, el gabro Garambullo, al tener una composición fuertemente máfica y, por tanto, menor contenido de aluminosilicatos se encuentra subsaturado en alúmina ($A/CNK < 1$) indicando una composición metaluminosa. El carácter metaluminoso a hiperaluminoso observado anteriormente sugiere que este magmatismo fue generado en un ambiente tectónico de margen convergente aún asociado a subducción, lo cual es además confirmado vía los diagramas Y-Nb de Pearce *et al.* (1984; Fig. 30E).

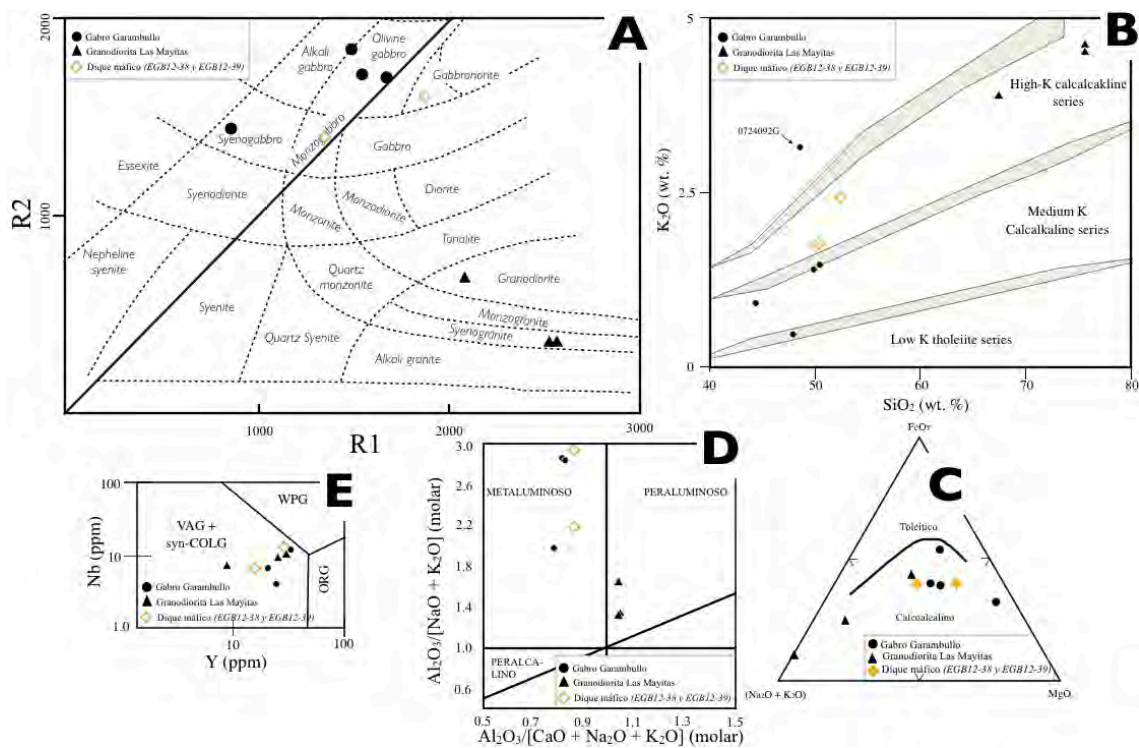
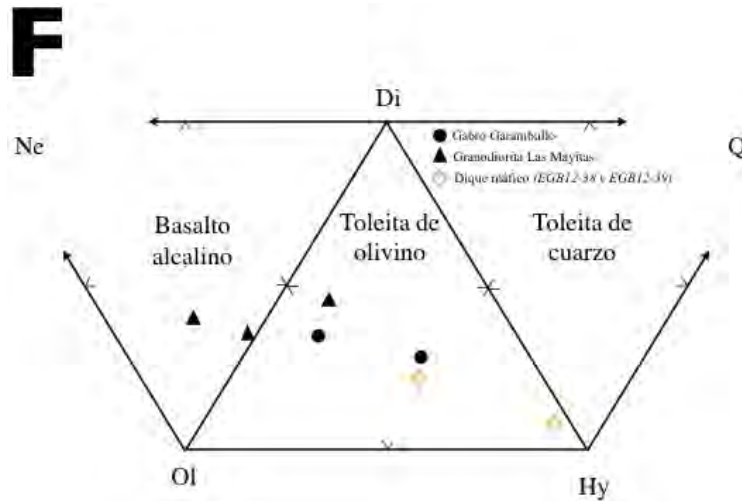
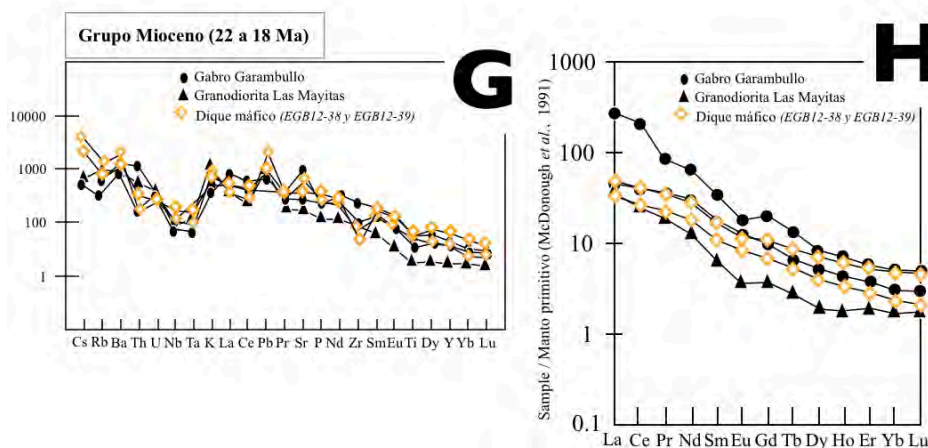


Figura 30. Mosaico de diagramas discriminatorios para el grupo petrológico Mioceno el cual incluye a los enjambres de diques máficos de 22 a 19 Ma (Wong y Gans, 2008; Ar-Ar), la granodiorita Las Mayitas de 19 Ma (K-Ar) y el gabro Garambullo de 18 Ma (U-Pb), los cuales están acotados de 22 a 18 Ma: **A**, diagrama de clasificación R1-R2 (de la Roche et al., 1980). Los parámetros R1 y R2 representan las ecuaciones con valores de óxidos mayores $4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $6Ca + 2Mg + Al$, respectivamente; **B**, diagrama de K_2O v. SiO_2 , donde se usan las líneas de discriminación de Peccerillo y Taylor (1976); **C**, diagrama ternario AFM, curva discriminatoria de Kuno (1968); **D**, diagrama de discriminación en base al índice Shand en concentraciones molares; **E**, diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Pearce *et al.* (1984). Los parámetros son acrónimos de granito sde arco volcánico ó granitos colisionales (VAG+syn-COLG), granitos intraplaca (WPG), granitos de dorsal oceánica (ORG).

El diagrama de tierras raras (Fig. 30G) con normalización de valores al manto primitivo (McDonough *et al.*, 1991), presenta un comportamiento análogo en las muestras donde se observa un enriquecimiento en LREE así como una descendiente concentración en HREE a excepción de un análisis del gabro Garambullo el cual presenta una elevada concentración en LREE ocasionada posiblemente por contaminación durante el muestreo. El diagrama de elementos traza que constituyen la Figura 30F normalizada a valores del manto primitivo, presentan una concentración y comportamiento similar caracterizada por una anomalías negativas en Nb, Ta y Zr así como una anomalía positiva en Pb.



Continuación de Figura 30. **F**, Diagrama de componentes normativos del basalto basado en el tetrahedro de basalto, el cual es construido a partir de minerales normativos. El ternario compuesto por olivino, diópsida y nefelina normativa corresponden al basalto alcalino; el ternario construido con diópsida, olivino e hiperstena corresponde a la toleíta de olivino; el ternario de hiperstena, cuarzo y diópsida corresponde a la toleíta de cuarzo.



Continuación de Figura 30: **G**, Diagramas multielementos Spider donde se utilizan oxidos mayores y elementos traza provenientes del grupo Mioceno (22 a 19 Ma; Ar-Ar y U-Pb). Los datos utilizados han sido normalizados contra concentraciones promedio de MORB tipo N (Saunders y Tarney, 1984; Sun, 1980); **H**, Diagramas de tierras raras (REE) normalizados contra valores del manto primitivo propuestos por McDonough *et al.* (1991).

3.4. Rasgos de geoquímica isotópica

La geoquímica isotópica (Fig. 31) es una herramienta poderosa para determinar ambientes de proveniencia de las rocas ígneas. Estos datos se interpretan según su comportamiento que puede señalar la influencia de tres fuentes principales: plumas mantélicas, litósfera sub-continental y la corteza (Dickin, 1995).

Para este estudio se analizaron cinco muestras en tres sistemas radiogénicos (Rb-Sr, Sm-Nd y Pb-Pb) con el fin de determinar la proveniencia de los cuerpos ígneos estudiados. Las muestras corresponden a tres del Suite Puerta del Sol y dos del Complejo El Pajarito: el ortogneis Palofierral (EGB12-33), granodiorita migmatítica (EGB12-23), al granito Oquimonis (7-25-09-3), granodiorita Las Mayitas (9-27-09-2) y al gabro Garambullo (11-21-09-3). Además de las muestras presentadas aquí, se utilizan análisis de otros trabajos (Bouse *et al.*, 1999; Valencia-Moreno *et al.*, 2001; Iriando *et al.*, 2004; Housh y McDowell, 2005; González-León *et al.*, 2012) realizados en la región donde se incluyen muestras de litologías regionalmente análogas a las de la Sierra Puerta del Sol.

3.4.1. Método Rb-Sr

El rubidio es un metal alcalino del grupo-1, el cual tiene dos isótopos de ocurrencia natural, ^{85}Rb y ^{87}Rb . A partir del isótopo radioactivo ^{87}Rb se obtiene por decaimiento por emisión de partícula β y anti-neutrino, el isótopo estable ^{87}Sr . El isótopo estable de ocurrencia natural ^{86}Sr es también medido y puede ser usado con los isótopos radioactivos de Rb-Sr para calcular edades modelo.

Las muestras analizadas en este sistema isotópico generan proporciones de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ que varían entre 0.4685 y 0.0563; en la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ rinden proporciones entre 0.707 y 0.7082. Con valores de esos isótopos se genera la figura 31A.

3.4.2. Método Sm-Nd

El samario es un elemento de tierras raras con siete isótopos de ocurrencia natural. De éstos, sólo tres son radioactivos: ^{147}Sm , ^{148}Sm y ^{149}Sm . Tomamos en cuenta sólo el isótopo ^{147}Sm el cual genera el isótopo hijo ^{143}Nd ya que los últimos dos tienen

vidas medias tan largas que no son capaces de producir variaciones cuantificables en sus isótopos hijos ^{144}Nd y ^{145}Nd , respectivamente.

Las muestras analizadas en este sistema isotópico generan valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ que varían entre 0.9088 y 0.1117; los valores para el cociente $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$. Para calcular el valor de ϵNd se utiliza el valor CHUR de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ por 0.512638. Los valores de ϵNd varían entre -3.16 y -4.71 . Con los valores de ϵNd , se construye la figura 31A.

3.4.3. Isótopos de Pb

Los isótopos de plomo son productos de la cadena longeva de desintegración de isótopos de uranio (U, serie de radio y serie de actinio) y torio (Th, serie de torio). Sin embargo, no tomaremos estos isótopos transitorios en cuenta ya que son miembros intermediarios de series relativamente precederos. La cadena de decaimiento del isótopo ^{238}U genera ^{206}Pb ; ^{235}U decae a ^{207}Pb y ^{232}Th decae a ^{208}Pb . El isótopo ^{204}Pb siendo no-radiogénico es usado para ser dividido a lo largo de los análisis para obtener ecuaciones con proporciones isotópicas en vez de abundancias absolutas de nucleidos.

Las muestras analizadas rinden valores para $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2.0192 y 2.0314; los valores de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ varían entre 0.8138 y 0.8204; los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían entre 19.0911 y 19.2643; los valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían entre 15.6562 y 15.6842; los valores de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varían entre 38.781 y 38.8977. Estos datos son utilizados para generar las figuras 31B y 31C.

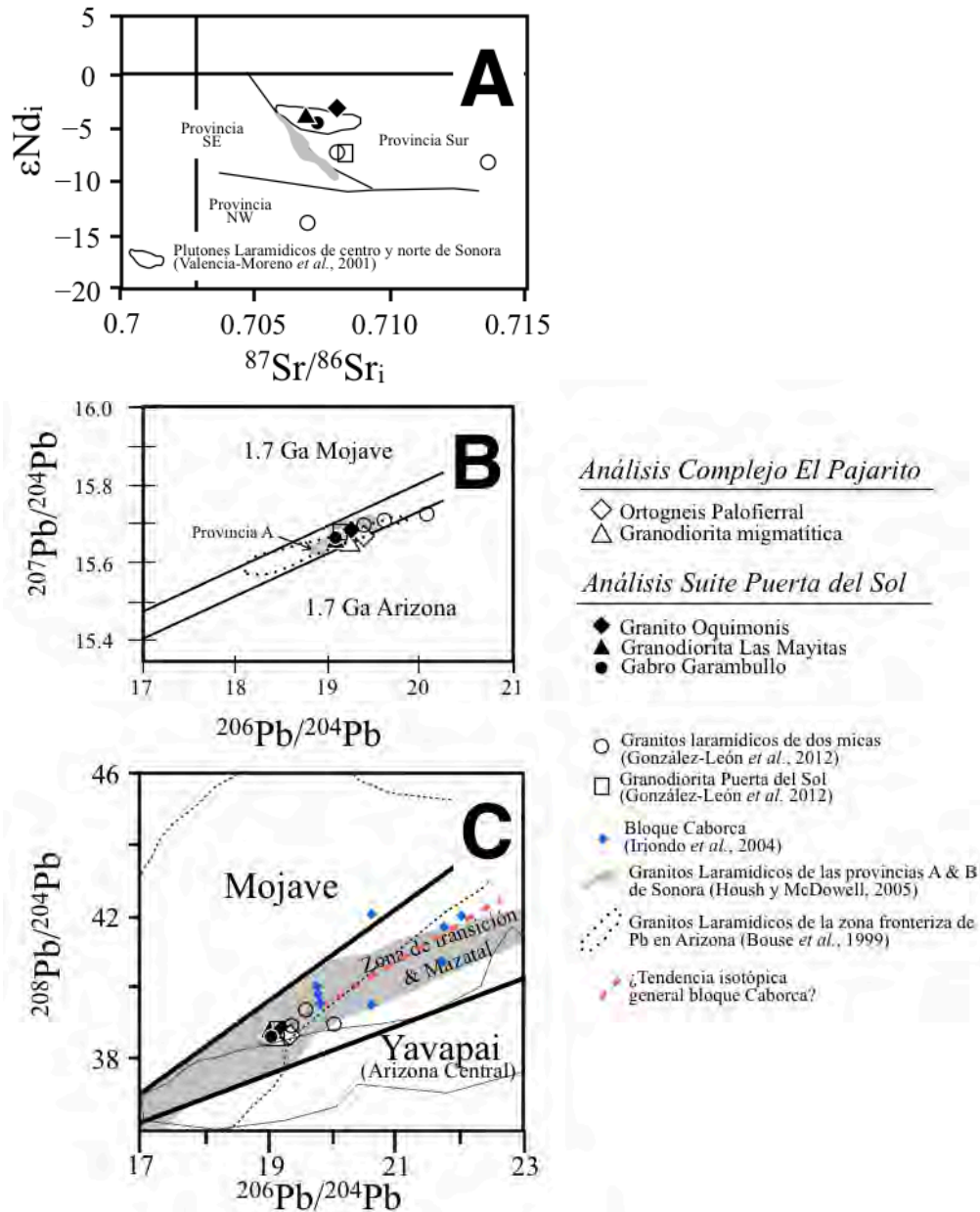


Figura 31. Diagramas de geoquímica isotópica de (A) ϵNd_i inicial contra valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, (B) uranogénico de los sistemas isotópicos $^{207}Pb/^{204}Pb$ contra $^{206}Pb/^{204}Pb$ y (C) torogénico de los sistemas isotópicos $^{208}Pb/^{204}Pb$ contra $^{206}Pb/^{204}Pb$ para los análisis de este trabajo. Se apoyan las gráficas con los valores de la granodiorita Puerta del Sol y de granitos Laramídicos de dos micas, tomados de González-León *et al.* (2012), valores de Iriondo *et al.* (2004) para rocas del bloque Caborca. Los datos también son usados para generar espectros comparativos de los plutones Laramídicos del Centro y Norte de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2001), provincias isotópicas de Pb tomadas de Bouse *et al.* (1999) y Housh y McDowell (2005).

3.4.4. Interpretación

Los análisis isotópicos del sistema Sm-Nd y del sistema Rb-Sr son mostrados en la Fig. 31A, donde son utilizados para discriminar el ambiente de proveniencia del magma; ya sea mantélica o cortical, así como para comparar con otros valores isotópicos regionales. El valor de cero en el eje vertical (ϵNd_i) representa, según DePaolo y Wasserburg (1976), la intersección de los promedios de los valores condriticos que corresponderían a una fuente parecida al manto primitivo, considerando un manto empobrecido cuando los valores son positivos y un manto enriquecido cuando los valores son negativos. De forma similar, en el eje de la abscisa, un valor de 0.7045 en el parámetro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ representaría una línea discriminadora de una composición de la tierra en su estado primitivo (Bulk Earth). Valores a la izquierda de esta línea representan un aporte mantélico, mientras que valores a la derecha de la misma representan un aporte cortical.

Los análisis presentados para el ortogneis Palofierral (1690 Ma; U-Pb), la granodiorita migmatítica (72 Ma; U-Pb), el granito Oquimonis (42 Ma; U-Pb), la granodiorita Las Mayitas (19 Ma; K-Ar) y el gabro Garambullo (18 Ma; U-Pb); en este trabajo presentan un comportamiento de proveniencia de fuente mantélica enriquecida por aporte cortical, el cual sigue la tendencia impuesta por el espectro de los análisis de Valencia Moreno *et al.* (2001) y, de forma similar, la tendencia de los análisis de Housh y McDowell (2005) en el diagrama Nd-Sr (Fig. 31A).

Los diagramas isotópicos de Pb (Fig. 31B y C) son usados en este trabajo para conocer la afinidad a las unidades de basamento regional que las muestras analizadas tienen. En este caso, las muestras del diagrama uranogénico (Fig. 31B) indican una afinidad a la zona de transición entre las provincias isotópicas Mojave y Arizona y a la provincia Arizona, ya que esta se caracteriza por tener valores $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sistemática y proporcionalmente menores respecto a los valores de la provincia Mojave, las cuales son más radiogénicas en Pb en comparación a la corteza Proterozoica Arizona ya que ésta presenta edades isocronas de 1.7 a 1.8 Ga mientras que las de la provincia Mojave son de 1.7 Ga (Wooden y Miller, 1990). Las provincias A

y B propuestas por Housh y McDowell (2005) son zonas regionales que poseen valores altos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial y valores bajos en ϵNd inicial, notoriamente distintas a las observadas en el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos. La diferencia entre la provincia A y B radica en la concentración de Pb radiogénico, la cual es considerablemente menos radiogénica en la provincia A que en la provincia B (Housh y McDowell, 2005). Los datos presentados en el diagrama de la figura 31B, al tener valores isotópicos bajos de Pb radiogénico, coinciden puntualmente en la provincia A. La figura 31C ofrece un diagrama torogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), el cual muestra líneas discriminatorias entre provincias corticales: las provincias Mojave, Zona de Transición (entre las provincias Mojave y Arizona) & Mazatzal y Arizona Central, basadas en las propuestas por Iriondo *et al.* (2004). Estas líneas son trazadas en base a los cocientes de valores de concentración de Th/U las cuales para la provincia cortical Mojave es de Th/U = 15, para la Zona de Transición & Mazatzal es de Th/U = 4 y provincia Yavapai es de Th/U = 2 (Iriondo *et al.*, 2004).

Capítulo 4. Geocronología

En este capítulo se presentan nueve fechamientos para muestras del Ensemble plutónico Puerta del Sol y del Complejo El Pajarito. Estas muestras fueron analizadas en los sistemas isotópicos de U-Pb y K-Ar. Se presentan en este trabajo cinco análisis U-Pb en zircones para las rocas del complejo El Pajarito y cuatro edades K-Ar para las rocas del Ensemble plutónico Puerta del Sol. Dos de estos fechamientos fueron realizados en el laboratorio Arizona LaserChron de la Universidad de Arizona por el autor, con la ayuda del Dr. Mark Pecha, con un espectrómetro de masas GVI Isoprobe acoplado a un sistema de ablación láser 193 nm Excimer. Tres muestras fueron estudiadas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla, con la ayuda del Dr. Luigi Solari, usando un espectrómetro de masas inducido de ablación láser (LA-ICPMS). Por último, los fechamientos K-Ar fueron analizados en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por el Dr. Jesús Solé, usando un espectrómetro de masas.

Los antecedentes de análisis geocronológicos para esta región se encuentran en los trabajos publicados por Anderson *et al.* (1980), Wong y Gans (2008) y González Becuar (2011). Anderson *et al.* (1980) reportan una edad U-Pb de 57 ± 3 Ma para la granodiorita Puerta del Sol. Wong y Gans (2008) presentan en su trabajo seis fechamientos con el método de fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para rocas del Ensemble plutónico Puerta del Sol y un fechamiento para una roca del Complejo El Pajarito, que son interpretadas en su trabajo como edades de enfriamiento: analizaron una muestra (MD-1) por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del enjambre de diques máficos en el Ensemble plutónico Puerta del Sol obteniéndose una edad en hornblenda de 25.9 ± 0.1 Ma; cuatro análisis de roca (PS1, PS2, PS3 y PS4) clasificada como *footwall unit* o unidad de piso (aunque por su ubicación se debe de tratar de la granodiorita Puerta del Sol), los cuales rinden edades en feldespato potásico, biotita y muscovita, que van de 17.5 a 35.3 ± 0.1 Ma, y una última de roca granítica no especificada (aunque por su ubicación se debe de tratar del granito leucocrático El Pajarito), la cual rinde una edad en muscovita de 34.9 ± 0.1 Ma. González Becuar (2011), en su trabajo reporta tres análisis

U-Pb en zircones para rocas plutónicas del Ensamble plutónico Puerta del Sol: una edad en el gabro Garambullo de 19.8 ± 0.2 Ma, otra de la granodiorita Puerta del Sol de 49.1 ± 0.8 Ma y una última en el granito Oquimonis de 41.8 ± 0.7 Ma; dos edades de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: una para el ortogneis Palofierral, en ortoclasa, de 22.6 ± 1.3 Ma, y la otra para el gabro Garambullo de 18.1 ± 0.8 Ma . El análisis de $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ corresponde a la granodiorita Las Mayitas, la cual rinde una edad de 19.2 ± 1.2 Ma. En otro trabajo fuera del área de estudio, González-León *et al.* (2011) presentan dos análisis U-Pb en zircones para una roca descrita bajo la nomenclatura de granodiorita Puerta del Sol; uno de los cuales rinde una edad $49.95 + 1.05/-0.45$ Ma y el otro 51.26 ± 1.0 Ma. Un último análisis es reportado en este trabajo en el sistema $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, en biotita, para la granodiorita Puerta del Sol, el cual rinde una edad de 23.6 ± 1.1 Ma.

4.1. Geocronología U-Pb

La geocronología en el sistema U-Th-Pb goza de un fuerte auge en su experimentación y mejora gracias al uso de espectrómetros de plasma acoplados inductivamente con multicolectores aunados a un sistema de ablación mediante láser. Estos instrumentos son efectivos porque: (1) pueden determinar edades U-Th-Pb de manera eficiente, (2) generan edades con la precisión y exactitud apropiada para los problemas en geología, (3) rinden información geocronológica con resolución horizontal y de profundidad, y (4) son instrumentos de fácil operación por los usuarios.

Se fecharon cinco muestras pertenecientes a las diversas litologías observadas y descritas del complejo El Pajarito:

- Las muestras *EGB12-24* que corresponde al ortogneis Palofierral y la muestra *EGB12-37* que corresponde a la migmatita (leucosoma y melanosoma), ambas del Arroyo El Bamuco, fueron analizadas en el laboratorio Laserchron de la Universidad de Arizona.

Tabla II. SUMARIO DE ANALISIS DE GEOCROLOGIA ANTERIORES EN LA REGION

#	Roca	Muestra	X (UTM)	Y (UTM)	Método	Mineral	Edad
1	Gd. Puerta del Sol	-	-	-	U-Pb	Zr	57 ± 3
2	Dique máfico	MD-1	-	-	Ar/Ar	Hbd	25.9 ± 0.1
2	Gd. Puerta del Sol	PS1	-	-	Ar/Ar	FK	17.5 a 21
2	Gd. Puerta del Sol	PS2	-	-	Ar/Ar	FK	22 ± 0.1
2	Gd. Puerta del Sol	PS3	-	-	Ar/Ar	FK	24.4 ± 0.1
2	Gd. Puerta del Sol	PS4	-	-	Ar/Ar	Msc	35.3 ± 0.1
2	Gr. El Pajarito	M6	-	-	Ar/Ar	Msc	34.9 ± 0.1
3	Gb. Garambullo	1121093	568679	3251838	U-Pb	Zr	19.8 ± 0.2
3	Gd. Puerta del Sol	112083	573580	3258270	U-Pb	Zr	49.1 ± 0.8
3	Gr. Oquimonis	202082	576850	3244858	U-Pb	Zr	41.8 ± 0.7
3	Gn. Palofierral	19091F	575140	3246040	Ar/Ar	FK	22.6 ± 1.3
3	Gb. Garambullo	1026081	568300	3252016	Ar/Ar	Pg	18.1 ± 0.8
3	Gd. Las Mayitas	927092	573835	3255437	K-Ar	Bt	19.2 ± 1.2
4	Gd. Puerta del Sol	35083	569609	3302051	U-Pb	Zr	49.95 ± 1
4	Gd. Puerta del Sol	35084	581500	3265269	U-Pb	Zr	51.2 ± 1
4	Gd. Puerta del Sol	930091	574466	3269346	K-Ar	Bt	23.6 ± 1.1

1: Anderson *et al.* (1980); 2: Wong y Gans (2008); 3: González Becuar (2011); 4: González León *et al.* (2011)

- Las muestras *EGB 12-40* tomada de la migmatita (leucosoma y melanosoma) del represo Dolores, *EGB12-42* del granito leucocrático El Pajarito y *EGB12-44* tomada en el Arroyo El Bamuco de la granodiorita migmatítica, fueron analizadas en el laboratorio LEI en el Centro de Geociencias de la UNAM, Campus Juriquilla.

Tabla III. FECHAMIENTOS U-PB EN ZIRCONES PARA ESTE ESTUDIO

Clave	Descripción	X (UTM)	Y (UTM)	Edad (Ma)	Laboratorio
EGB12-37	Migmatita	586630	3244988	64.3 ± 1.1	Laserchron
EGB12-24	Ortogneis	586623	3244995	1690 ± 11	Laserchron
EGB12-40	Migmatita	587059	3254012	59.3 ± 1.2	LEI
EGB12-44	Granodiorita Migmatítica	589270	3246925	71.9 ± 1.9	LEI
EGB12-42	Granito leucocrático	588452	3251810	69.4 ± 0.5	LEI

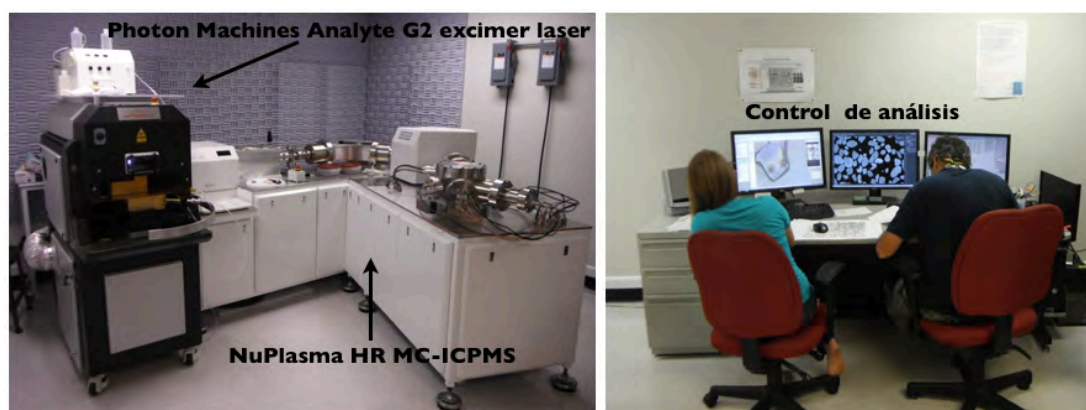


Figura 32. Equipo usado en el Arizona Laserchron Center en el Department of Geosciences de la University of Arizona. En la imagen se muestra el láser de ablación Photon Machines Analyte G2 Excimer, el espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado con colector múltiple (MC-ICPMS) NuPlasma HR y las computadores de control donde se elige el cristal para ser ablacionado por el láser y se controlan los datos obtenidos de análisis en tiempo real.

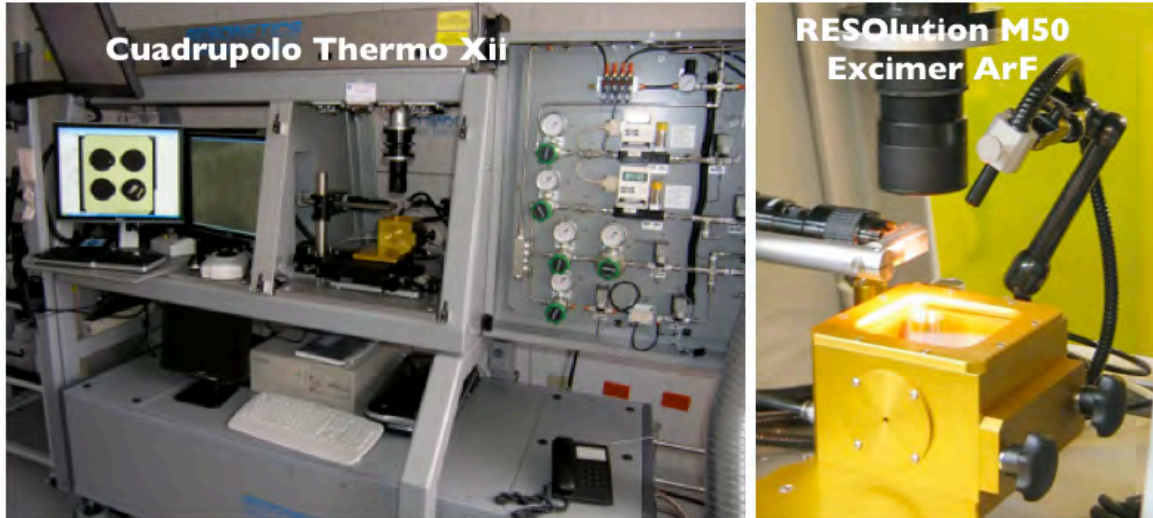


Figura 33. Equipo usado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias UNAM. En el LEI se usa un sistema de ablación láser acoplado con el cuadropolo Thermo Xii, que permite realizar fechamientos puntuales de zircones. El láser RESolution M50 de tipo Excimer de fluoruro de argón (ArF). En la computadora integrada al cuadropolo se programa un transepto de análisis automatizado y la platina movilizada en ejes X y Y generan los análisis con gran precisión.

4.1.1. Ortogneis Palofierral

Para el análisis del ortogneis Palofierral se tomó una muestra en el arroyo El Bamuco, libre de vetilleo o intrusión de algún otro cuerpo hidrotermal que pudiera alterar o comprometer la pureza del material analizado. Los análisis de zircones pertenecientes a la muestra *EGB12-24* (Fig. 34) son presentados en la Tabla [x]. Para definir la mejor edad tienen que considerarse los cristales que rinden mejor información isotópica, los cuales son los que presentan una relación U/Th menor a 10. Estos sugieren una edad concordia de 1688.6 ± 4.4 Ma (Fig. 35 y 35B). Esta edad es posteriormente corregida por dispersión para generar una edad de 1690 ± 11 Ma, la cual representa la edad en la que el sistema U-Th-Pb se cerró por última vez en el protolito, el cual se estabiliza cuando pasa por debajo de los $\sim 900^\circ\text{C}$. Sin embargo, en los análisis se observan perturbaciones en las que se libera U (fenómenos térmicos de intrusión-metamorfismo) a los 62.5 ± 4 Ma (Fig. 35A). Esta edad es obtenida del análisis en algunos anillos de cristal y se toma como la edad más reciente de metamorfismo.

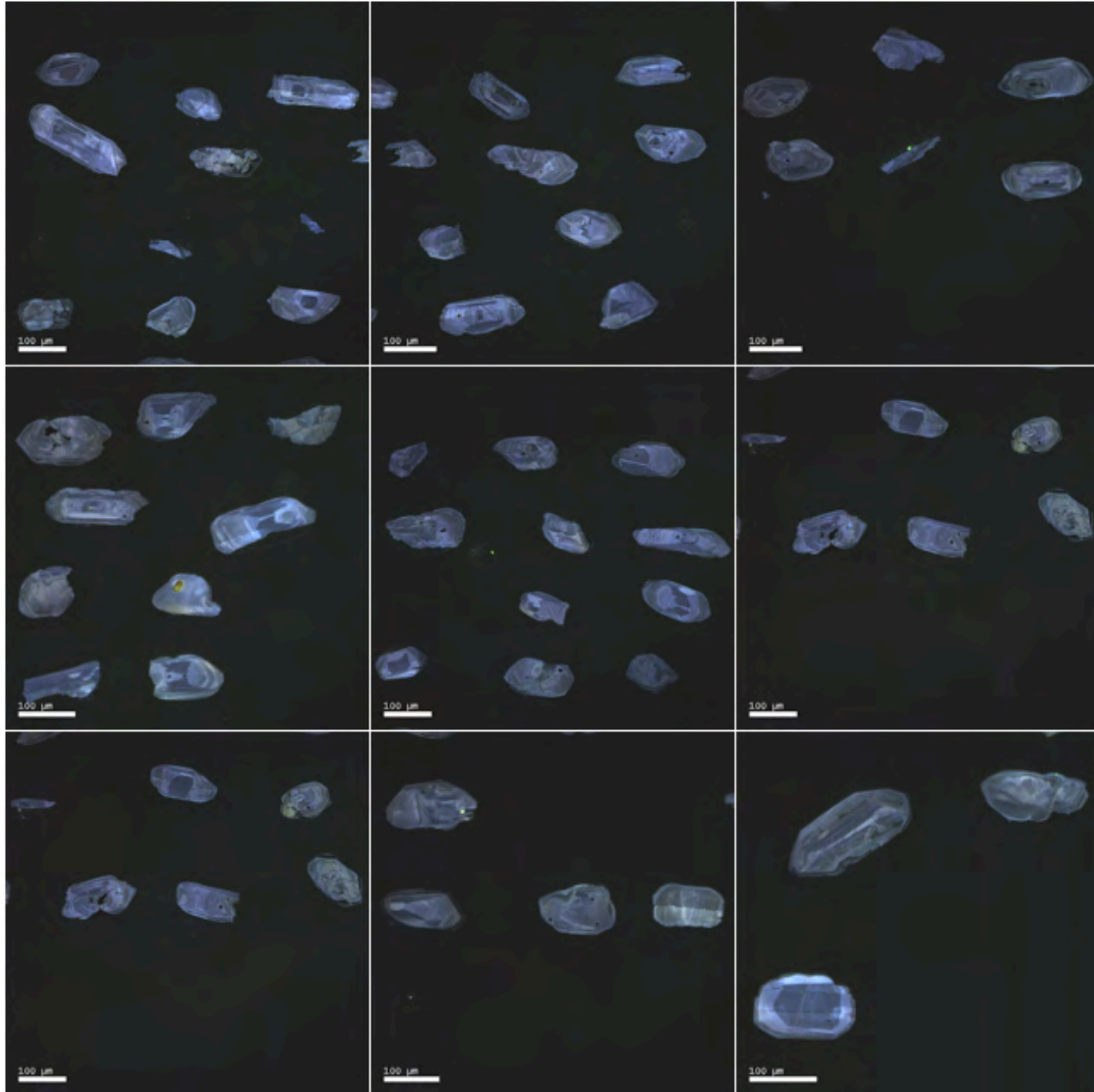


Figura 34. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de zircones obtenidas a través de un microscopio electrónico de barrido (SEM). Estas imágenes fueron generadas en el laboratorio SEM del Laserchron Center de la University of Arizona. Los zircones fueron separados de la muestra *EGB12-24* proveniente del ortogneis Palofierral.

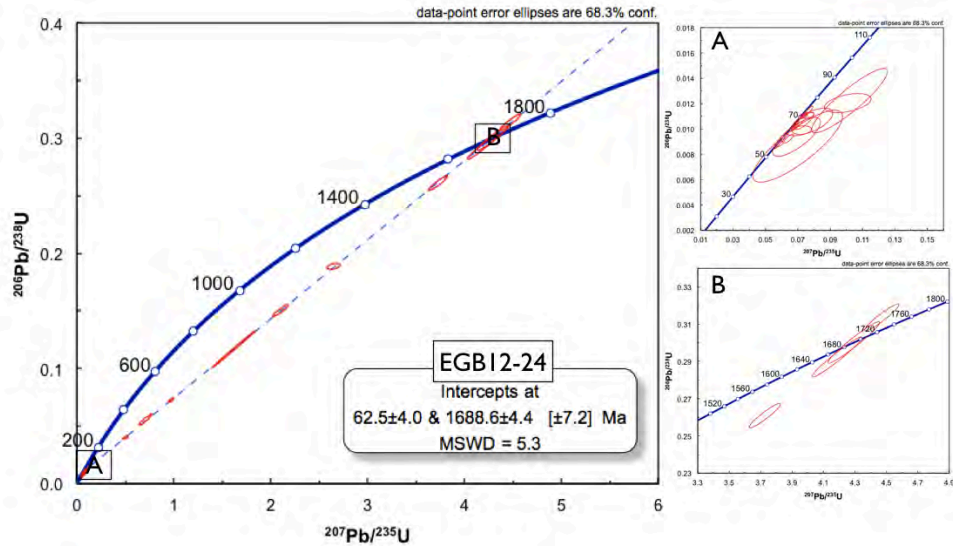


Figura 35. Diagrama de concordia para el análisis U-Pb de la muestra *EGB12-24* correspondiente al ortogneis Palofierral. Los cuadros insertos A y B representan acercamientos a los interceptos donde se calcula la edad de metamorfismo (A) y la edad del protolito (B).

4.1.2. Migmatita

Considerando la complejidad de estructuras y formas en las que se presentan las migmatitas en el complejo El Pajarito, se tomaron dos muestras para análisis. Las muestras *EGB12-37* y *EGB12-40* fueron tomadas en las localidades del arroyo El Bamuco y el represo Dolores. La muestra *EGB12-37* (Fig. 36) consiste de material melanocrático (hornblenda + biotita + plagioclasa + cuarzo) que fue tomado en campo cuidando de no incluir material leucocrático, pegmatitas-aplitas, ni ningún tipo de vetilleo secundario que pudiera perturbar el enfoque del análisis. La muestra *EGB12-40* (Fig. 38) incluye melanosoma y leucosoma con el cuidado de excluir diques máficos, pegmatitas-aplitas o vetilleo secundario. Ambas muestras rinden edades muy similares pero hay anomalías que merecen ser discutidas para tener un mejor entendimiento de la historia del protolito y la anatexis que han sufrido estas rocas:

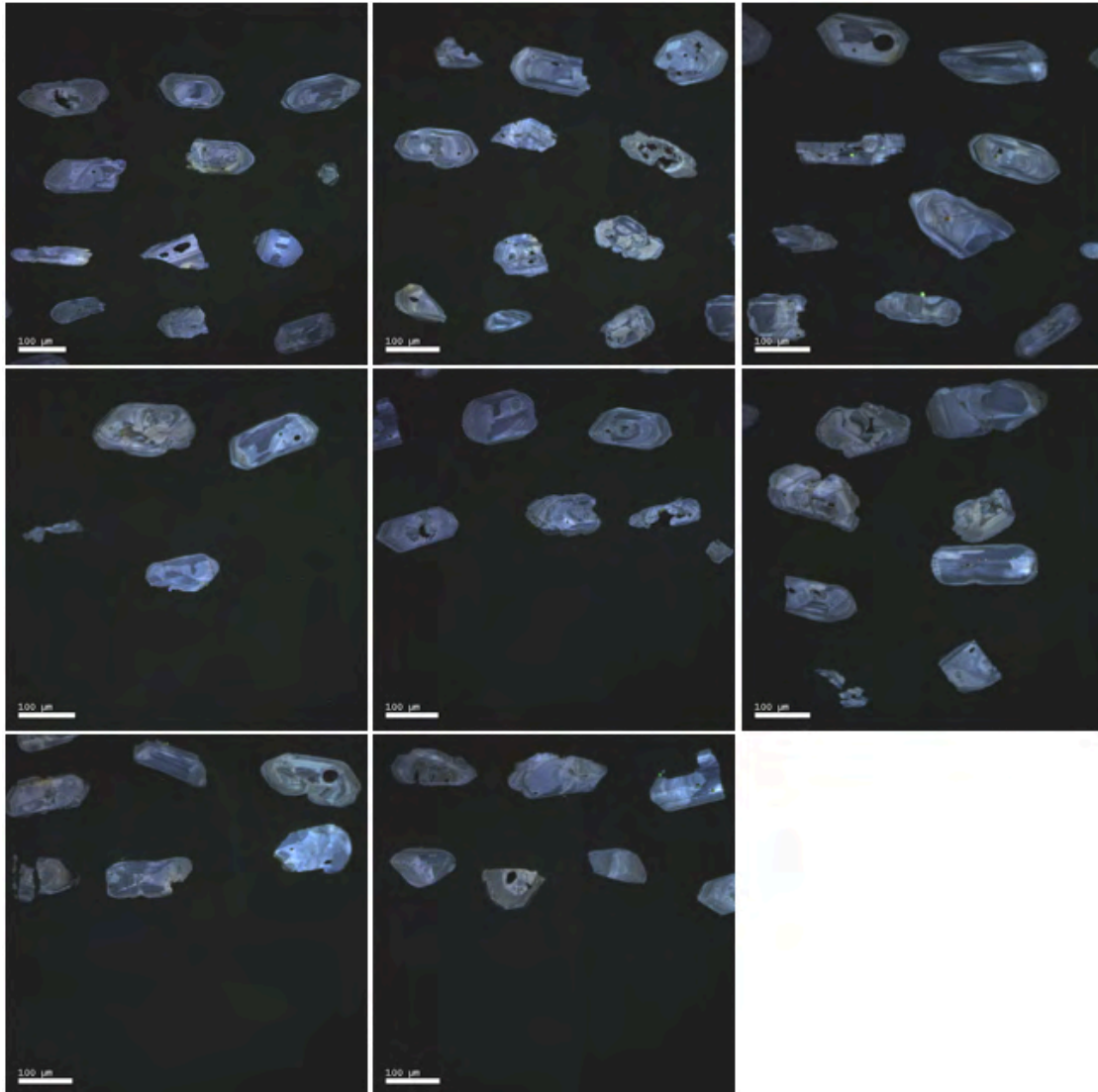


Figura 36. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de zircones obtenidas a través de un microscopio electrónico de barrido (SEM). Estas imágenes fueron generadas en el laboratorio SEM del Laserchron Center de la University of Arizona. Los zircones fueron separados de la muestra *EGB12-37* proveniente de una migmatita.

- La muestra *EGB12-37* (Fig. 37) presenta una edad muy compleja pero que puede resultar fundamental para entender cronológicamente los eventos ocurridos en el Complejo El Pajarito. Las edades de manto y núcleo de los zircones analizados proporcionan una edad de $1683 \pm 9.6/-10$ Ma (Fig. 37A) como edad de protolito (probablemente ortogneis Palofierral). En los análisis de anillos de cristales se puede observar el último evento que afecta los análisis a los $63.8 \pm 1.3/-1.4$ Ma (Fig. 37B) la

cual después de ser corregida por dispersión se fija en una edad de 64.3 ± 1.1 Ma. A pesar de tener una relación U/Th grande, lo cual señala perturbaciones en la concentración de U por un fuerte evento térmico, esta edad se toma como la edad en la que ocurre el metamorfismo-anatexis que genera estas migmatitas.

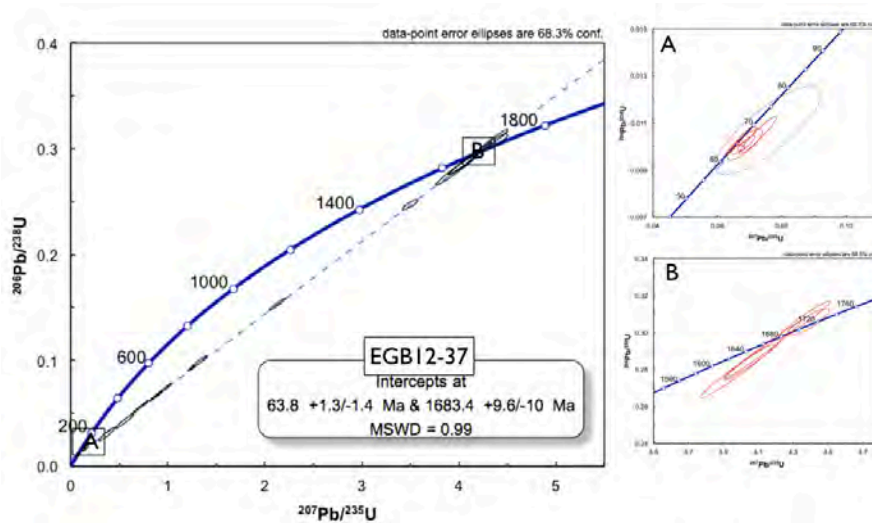


Figura 37. Diagrama de concordia para el análisis U-Pb de la muestra *EGB12-37* correspondiente a una migmatita. Los cuadros insertos A y B representan acercamientos a los interceptos donde se calcula la edad de migmatización (A) y la edad del protolito.

- La muestra *EGB12-40* (Fig. 38) presenta una edad más sencilla y con valores más normales de U y una mejor relación de U/Th. Un grupo de 17 zircones rinden una edad de ~ 1218 Ma los cuales son interpretados como edades del protolito que pudiera ser o no el ortogneis Palofierral. Otro grupo más reducido de zircones rinde una edad perturbada de ~ 72 Ma lo cual puede ser interpretado como una edad de intrusión en el protolito o un reequilibramiento incompleto en los cristales ("reseteo" parcial). La edad del último evento que afectó a los zircones es producida por el 95% de un grupo de 28 análisis generándose una edad de 59.3 ± 1.2 Ma. Este análisis rinde una fecha ligeramente más joven en comparación a la edad de la muestra *EGB12-37* ya que las estructuras estromáticas de neosoma leucocrático seguramente aportaron zircones más jóvenes. Este fechamiento corresponde a la edad en la que ocurrió la anatexis que volvió a cero los zircones preexistentes y generó nuevos zircones.

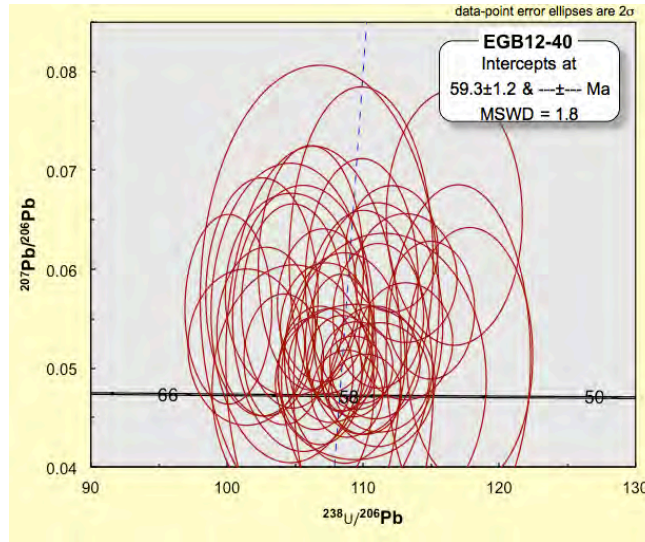


Figura 38. Diagrama de concordia para el análisis U-Pb de la muestra *EGB12-40* correspondiente a la migmatita. MSWD = desviación cuadrática media.

4.1.3. Granodiorita migmatítica

Para la granodiorita migmatítica se analizó la muestra *EGB12-44* (Fig. 39), la cual es básicamente una granodiorita que presenta texturas de fusión y migmatización *in situ* distribuidas heterogéneamente. La muestra fue tomada cuidando no incluir directamente las texturas de migmatización y/o cualquier tipo de vetilleo secundario que pudiera perturbar la edad buscada la cual es la edad de intrusión de este plutón. El muestreo fue hecho en los afloramientos del arroyo El Bamuco, cercano al rancho El Pajarito. En esta muestra un grupo de 38 zircones con 95% de confiabilidad produce edad promedio de 71.9 ± 1.9 Ma (Fig. 40). No se observa mayor perturbación en las concentraciones de U y en la relación de U/Th lo cual indica que los zircones analizados rinden una edad satisfactoria de formación. Por lo que consideramos esta edad como la edad en la que el sistema isotópico de los zircones analizados se cerró y no volvió a ser afectada. Debemos tomar en cuenta que esta edad es mayor a la de los análisis de migmatitas. Nosotros creemos que este plutón fue afectado por el evento migmatítico posterior a su intrusión y enfriamiento; es decir, entre 64.3 ± 1.1 , 62.5 ± 4 y 59.3 ± 1.2 Ma, edad del último evento térmico o metamórfico en el Complejo El Pajarito.

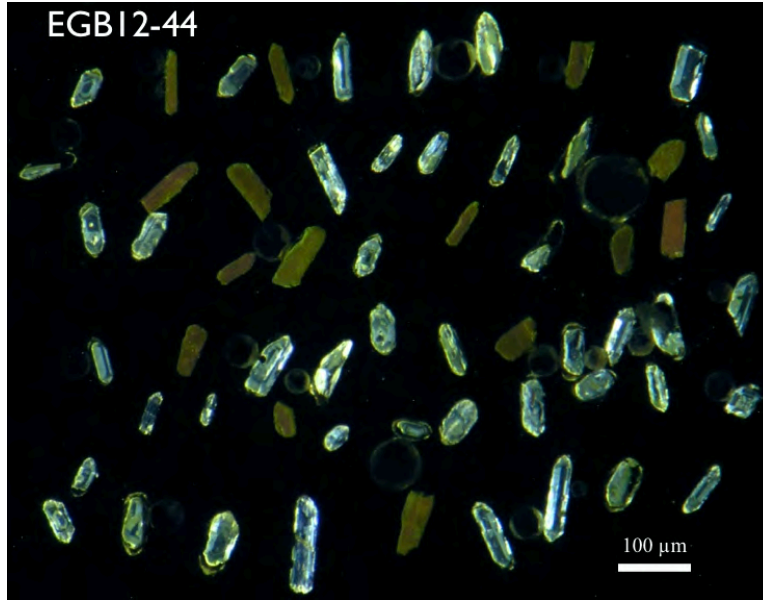


Figura 39. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de zircones obtenidas a través de un microscopio electrónico de barrido (SEM). Estas imágenes fueron generadas en el laboratorio SEM del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias UNAM. Los zircones fueron separados de la muestra *EGB12-44* proveniente de una granodiorita migmatítica. Los cristales marrones son cristales de apatito.

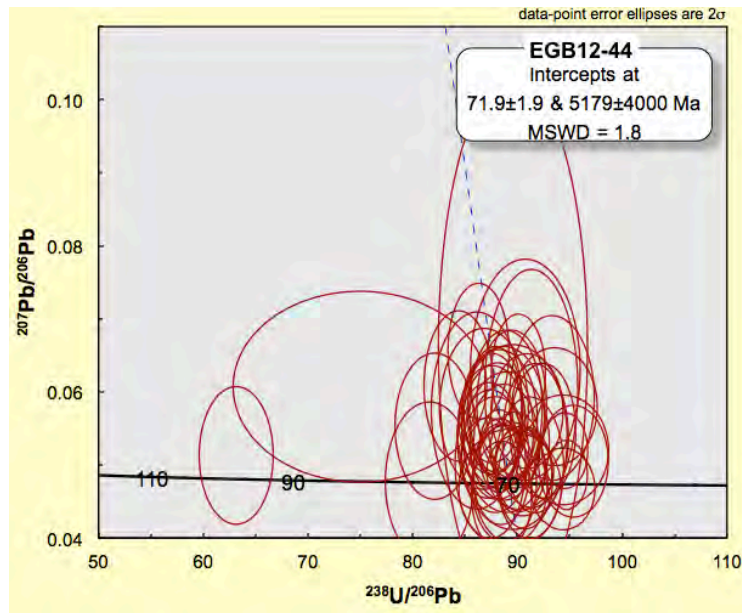


Figura 40. Diagrama de concordia para el análisis U-Pb de la muestra *EGB12-44* correspondiente a la granodiorita migmatítica. MSWD = desviación cuadrática media.

4.1.4. Granito leucocrático El Pajarito

La muestra *EGB12-42* (Fig. 41) fue tomada en el camino que va hacia el represo Dolores donde se encuentran afloramientos en buen estado. El muestreo fue realizado cuidando no incluir material secundario como vetillas o pegmatitas-aplitas que puedan comprometer los análisis esperados. La edad obtenida durante el análisis, a partir de un grupo de 19 zircones, produjo una edad promedio de 69.4 ± 0.5 Ma (Fig. 42). El cristal analizado más antiguo es de ~ 73 Ma, por lo que no se encontraron zircones heredados. Los análisis aportan concentraciones favorables de U y Th que indican la fiabilidad de las concentraciones analizadas de los minerales *i.e.*, no son edades perturbadas. En la relación U/Th obtenida se presentan valores satisfactorios lo cual añade precisión al análisis de cuando el sistema isotópico U-Th-Pb del zircón se cerró, es decir, cuando el magma descendió de los $\sim 900^\circ\text{C}$.



Figura 41. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de zircones obtenidas a través de un microscopio electrónico de barrido (SEM). Estas imágenes fueron generadas en el laboratorio SEM del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) en el Centro de Geociencias UNAM. Los zircones fueron separados de la muestra *EGB12-42* proveniente de el granito leucocrático El Pajarito.

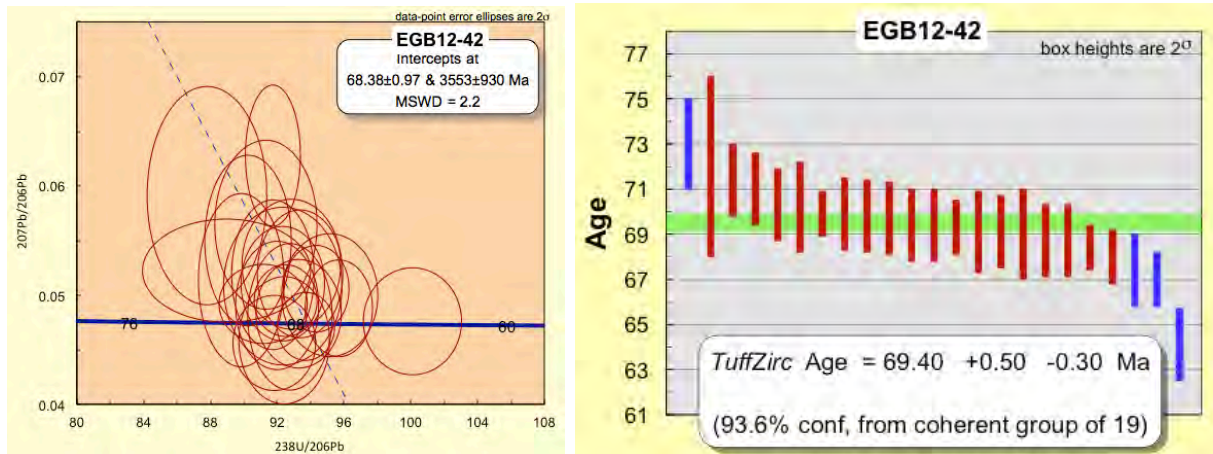


Figura 42. Histograma y diagrama de concordia para el análisis U-Pb de la muestra EGB12-42 correspondiente a la granito leucocrático El Pajarito. MSWD = desviación cuadrática media.

4.2. Geocronología K-Ar

Para completar el estudio geocronológico se analizaron cuatro muestras provenientes del Ensamble plutónico Puerta del Sol mediante el sistema K-Ar, los cuales se realizaron para poder acotar de mejor forma la fecha de exhumación de estas rocas y poder comparar estos datos con otros complejos de núcleo metamórfico en Sonora y en el SW de los Estados Unidos. Como se ha mencionado anteriormente, las rocas pertenecientes a este Ensamble plutónico ya cuentan con fechamientos U-Pb por lo que se conoce ya su edad de cristalización de zircón.

La geocronología K-Ar no es tan precisa como la del sistema U-Th-Pb porque los minerales fechados (biotita, muscovita, feldespato, etc.) presentan temperaturas de cierre variables y siempre menores a las del zircón. Por esto, las edades K-Ar no representan una edad de cristalización magmático, sino la edad en la que el sistema fechado se cerró por última vez, es decir, una edad de enfriamiento. Los minerales fechados en K-Ar son biotita y muscovita los cuales poseen sistemas minerales que se reconstituyen térmicamente a los $325 \pm 30^\circ\text{C}$ y $350 \pm 25^\circ\text{C}$ (McDougall y Harrison, 1999), respectivamente. Esto significa que un evento de calentamiento posterior al de cristalización del magma puede producir fechas mucho más jóvenes.

Sin embargo, remitiéndonos al contexto regional del Ensamble plutónico plutónica Puerta del Sol, el único evento significativo de calentamiento reciente es el de exhumación de los complejos de núcleo metamórfico el cual ocurre regionalmente entre 25 a 16 Ma (Vega-Granillo y Calmus, 2001; Wong y Gans, 2008; Wong *et al.* 2010; González Becuar, 2011).

Las muestras tomadas vienen de tres litologías: el ortogneis Palofierral (*GPF-01*) en la localidad del rancho El Palofierral, el granito Oquimonis (*CGO-01*) cercano al rancho Agua Blanca y la granodiorita Puerta del Sol (*PS02-01*) cercano a la carretera Ures-Mazocahui. Para la muestra *GPF-01* y *PS02-01* se analizó biotita y para la muestra *CGO-01* se analizó biotita y muscovita.

Tabla IV. FECHAMIENTOS K-AR PARA ESTE ESTUDIO

Muestra	Mineral	X	Y	%K	$^{40}\text{Ar}^*$ (moles/g) $\times 10^{-10}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad (Ma)
GPF-01	Biotita	576052	3246793	7.49	3.030	49.1	23.2 \pm 0.8
CGO-01	Biotita	576670	3244830	7.65	2.906	89.1	21.8 \pm 0.5
	Muscovita			8.35	3.839	85.0	26.3 \pm 0.6
PS02-01	Biotita	576120	3255318	7.42	2.611	91.2	20.2 \pm 0.6

4.2.1. Resultados

En la Tabla IV se presenta de manera sintetizada las edades de las muestras fechadas con el método K-Ar. Estas fechas indican que el sistema mineral de biotita, el cual se cierra a los $325 \pm 30^\circ\text{C}$ (McDougall y Harrison, 1999), se cerró efectivamente entre los 23.2 ± 0.8 Ma a los 20.2 ± 0.6 Ma, el cual coincide con los fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de González Becuar (2011) y con el acotamiento regional del evento de exhumación de complejos de núcleo metamórfico de 25 a 16 Ma (Wong y Gans, 2008; Wong *et al.*, 2010; González Becuar, 2011). El fechamiento disponible en muscovita (CGO-01), el cual su sistema mineral cierra a los $350 \pm 25^\circ\text{C}$ (McDougall y Harrison, 1999), rinde una edad de 26.3 ± 0.5 Ma. Esto puede ser indicativo de que el enfriamiento que provocó el cierre del sistema en muscovita y biotita ocurrió de manera lenta.

Capítulo 5. Geología Estructural

La Cordillera Norteamericana ha sido escenario de una etapa prolongada de magmatismo y extensión durante el Cenozoico en el cual se generan zonas de gran extensión cortical localizada. En la región central de Sonora, se encuentran estructuras sumamente importantes para el estudio de la evolución estructural, desarrollada especialmente durante el Terciario Medio. El principal régimen o estilo de desarrollo estructural regional que concierne a este trabajo es la etapa extensional denominada pre- *Basin and Range* o tafrogenia intermontana (Zoback et al., 1981; Dickinson, 1991) que en Sonora se lleva a cabo durante el Terciario. Este estilo de deformación se caracteriza por el desarrollo de zonas de cizalla a lo largo de fallas normales de bajo ángulo las cuales exhuman rocas metamórfico-plutónicas (pero también pueden incluir rocas meta-volcánicas o meta-sedimentarias) que pueden variar temporalmente desde rocas laramídicas hasta rocas de basamento Precámbrico. Estas zonas, llamadas complejos de núcleo metamórfico (CNM), son distinguidas por la asociación espacial de zonas con metamorfismo de dislocación de edad Terciaria a fallas normales de bajo ángulo o fallas de *detachment*. En muchos CNM, las rocas exhumadas por fallas normales de bajo ángulo, pueden registrar múltiples eventos metamórficos o de deformación, los cuales están sobrepuestos por una fábrica milonítica del CNM la cual suele ser en Sonora de edad Mioceno (Coney, 1980; Nourse *et al.*, 1995; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008; Wong *et al.*, 2010; González Becuar, 2011; González León *et al.*, 2011).

Tomando esto en cuenta, el Ensamble plutónico Puerta del Sol es considerada un CNM ya que su exhumación es producto de una falla de *detachment* que sobrepone en dichas rocas una fábrica milonítica, característica de los CNM. Además de relacionarse genética y temporalmente con otros CNM regionales (Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008).

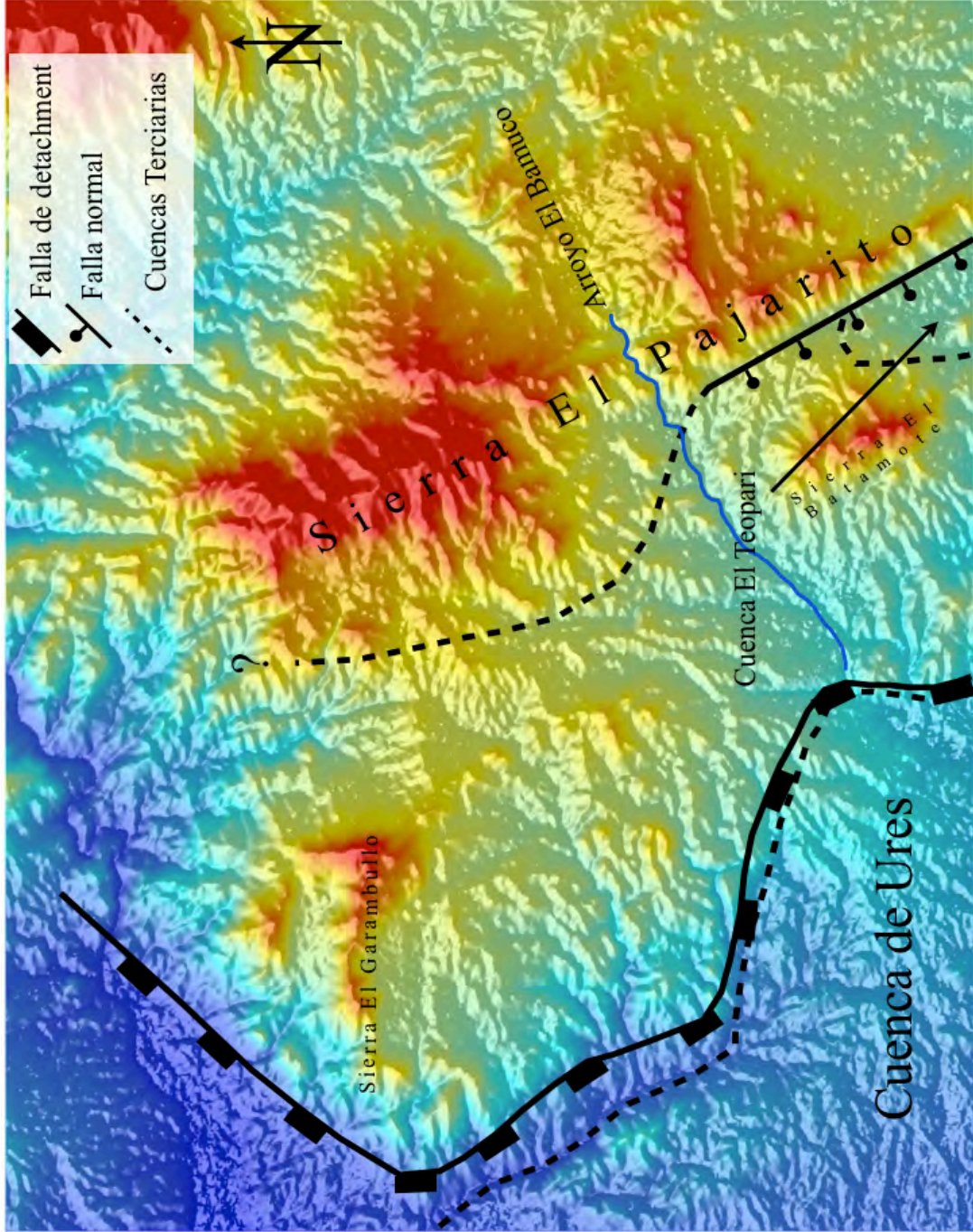


Figura 43. Mapa de elevación digital (DEM) del área de estudio. En él se observan las fallas principales, así como se delimitan las cuencas producidas por el movimiento de estas fallas normales. La falla de detachment indica con los rectángulos negros el movimiento del bloque superior. La línea normal indica en la línea con punto el bloque descendiente. Imagen proporcionada por Héctor Mendivil.

5.1. Estructuras en la Suite Puerta del Sol

La estructura principal que exhuma los cuerpos plutónicos del CNM de la suite Puerta del Sol es la falla normal de bajo ángulo o falla de detachment (Figura 43) que fue reconocida primeramente en la Sierra de Mazatán (Coney, 1980) y estudiada e interpretada posteriormente hacia el área de Puerta del Sol por Vega-Granillo y Calmus (2003) y Wong y Gans (2008). En la Sierra de Aconchi (~20 km al norte del área de estudio), Vega-Granillo y Calmus (2003) y Lugo-Zazueta (2006) proponen una traza de la falla de detachment hacia el norte donde se ligaría a la exhumación de las sierras de Aconchi, Puerta del Sol y Mazatán.

En consideración a esto, la falla de detachment de Mazatán (FDM) es una estructura regional que tiene una dirección NNW-SSE y una longitud aproximada de 120 km. A lo largo de ella se reconocen dos dominios principales: (1) el bloque de techo, compuesto normalmente por rocas volcánicas y sedimentarias sobreyacentes a las rocas ígneo-metamórficas que componen el bloque de piso (2), las cuales son separadas por la FDM que durante la exhumación deforma a las rocas del bloque de piso sobreponiendo una fábrica dúctil. Pero lo más importante es que la FDM define las siguientes zonas estructurales de gran extensión en Sonora central: los CNM de Aconchi, Puerta del Sol y Mazatán.

La principal estructura que es producto de la FDM, y que es delimitada por ella, es la fábrica milonítica la cual afecta a la granodiorita Puerta del Sol y al granito Oquimonis en su flanco oeste. La fábrica milonítica (Fig. 44) es un tipo de deformación dúctil caracterizada por el alargamiento de los minerales, tales como el cuarzo y la alineación de minerales con mayor competencia como el feldespato (Fig. 44). Se observa en campo como una franja de aproximadamente 2 kms de ancho que disminuye progresivamente al este de la FDM. Esta fábrica tiene un buzamiento ligeramente mayor a 30° hacia el W y se observan indicadores cinemáticos S-C *in situ* donde la estructura S (esquistosidad) está formada por lentes de cuarzo recristalizado dinámicamente y C (cizallamiento) por cristales de feldespato potásico orientados a lo

largo del plano de cizallamiento. Estas estructuras indican consistentemente una dirección de desplazamiento de la cima hacia el oeste. Además, se presentan bandas de ultramilonización que se concentran en las zonas más cercanas a la FDM donde la deformación se vuelve más intensa. Estas bandas no son muy comunes y suelen tener un espesor hasta de 10 cm (Fig. 44) con un suave buzamiento hacia el W. Otras estructuras menos frecuentes que se pueden encontrar dentro de la fábrica milonítica son pliegues isoclinales en bandas de cuarzo.



Figura 44. Fotografías de la granodiorita Puerta del Sol afectado por una deformación milonítica y presentando bandas ultramiloníticas delgadas. Estas fotografías son tomadas a ~500 mts de donde se observa la deformación milonítica más intensa; donde se encuentra la traza de la falla de detachment.

Tomando en cuenta las evidencias de recristalización en cuarzo la cual ocurre entre temperaturas de 300 a 400°C (Passchier y Truow, 1996), cataclasis en plagioclasas y ortoclasas, metamorfismo dinámico con muscovita y clorita de neoformación; características que ocurren a temperaturas de 450 a 500°C, se deduce que la milonitización ocurre en condiciones de facies metamórfica de esquistos verdes. La inferencia de estas condiciones por la evidencia petrográfica en este trabajo es consistente con la estimada en otros CNM en Sonora (Vega-Granillo y Calmus, 2003;

Wong y Gans, 2008) y calculada en otros trabajos en la Cordillera Norteamericana (Kerrich y Rehrig, 1987; Anderson, 1988).

La edad de actividad de esta falla está considerada con base en la evidencia aportada por fechamientos Ar-Ar y K-Ar de las rocas exhumadas del bloque de piso que documentan actividad en al menos la última etapa de actividad regional entre 25 a 16 Ma (Wong y Gans, 2008; Wong *et al.*, 2010; González-Becuar, 2011).

La denudación provocada por la FDM provoca la apertura de la cuenca de Ures (Calles-Montijo, 1999; Vega-Granillo y Calmus, 2003), una cuenca sintectónica (Fig. 43) donde se deposita una gruesa serie clástica llamada informalmente Formación Belleza (Vega-Granillo, 1996). Esta cuenca aflora a lo largo de 12 km medidos perpendicularmente al rumbo de las capas. Los echados de la estratificación presentan una geometría en abanico, típica de los depósitos de cuenca sintectónica en ambiente extensional (Calmus *et al.*, 2011).

Otras cuencas sintectónicas con depósitos continentales y contribuciones menores de rocas volcánicas, estructuralmente similares a la cuenca de Ures se han descrito en Sonora (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988; Miranda-Gasca y De Jong, 1992, Miranda-Gasca *et al.*, 1998) en Tubutama, Magdalena y Aconchi. Las formaciones principales en las cuencas de Tubutama y Magdalena fueron depositadas durante el Oligoceno-Mioceno y Mioceno-Plioceno, respectivamente. Están caracterizadas por haber recibido material sedimentario característico de ambientes de abanico aluvial con facies lacustres y fluviales, además de contribuciones volcánicas y volcanoclásticas (Miranda-Gasca *et al.*, 1998 en Calmus *et al.*, 2011).

Los enjambres de pegmatitas y aplitas (Figs. 45B) concéntricas que se observan en la zona central de la suite Puerta del Sol han sido mencionadas previamente por Radelli (1986) donde son interpretadas como diques concéntricos tipo *cone sheets* (o láminas cónicas) provenientes de los cuerpos plutónicos del Mioceno e interpreta su forma semicircular como evidencia de un proceso de intrusión por subsidencia de caldera. Consideramos que estos enjambres pegmatíticos, con un consistente echado de 60 a 80° al E, presentes también en la Sierra El Pajarito, corresponden a un pulso

magmático tardío relacionado a la generación de los granitos hiperaluminosos de dos micas y granate de edad laramídica en esta zona, y posiblemente en otras zonas donde se encuentran también (Sierra de Mazatán, El Jaralito y Aconchi), lo cual ocurre en Sonora en un rango de 42.1 Ma en el granito Oquimonis (González Becuar, 2011), 54.94 a 58 Ma en el granito Huépac y 70.5 a 71.5 Ma en el granito El Babizo (González-León *et al.*, 2011). Damon *et al.* (1983) reporta edades K-Ar para pegmatitas hiperaluminosas en la Sierra de Mazatán de 41.6 ± 1.0 Ma y 39.2 ± 0.9 en muscovita y 35.8 ± 0.8 Ma, las cuales tienen consonancia con una intrusión del Eoceno, posiblemente relacionada al plutonismo hiperaluminoso del granito Oquimonis. También consideramos el emplazamiento tipo *cone sheets* propuesto por Radelli (1986) congruente con nuestras observaciones estructurales, lo cual puede ser causado por una subsidencia de la roca encajonante hacia la cámara magmática.

5.2. Estructuras en el Complejo El Pajarito

La geología estructural del Complejo El Pajarito comprende las estructuras generadas por procesos metamórficos y después exhumadas por fallas normales de bajo ángulo de estilo y edad pre- *Basin and Range*, así como fallas normales de alto ángulo de estilo y edad *Basin and Range*. El complejo El Pajarito comprende rocas, como se ha visto anteriormente, de edad del Paleoproterozoico hasta el Cretácico Tardío. Este complejo es agrupado como tal por un fuerte evento metamórfico que implica un proceso de migmatización el cual genera una fuerte foliación la cual es posteriormente plegada. Esta serie de eventos ocurren durante el Paleoceno.

A lo largo del arroyo El Bamuco aflora una importante sucesión de migmatitas donde se entremezclan al menos dos litologías distintas: el ortogneiss El Palofierral y una granodiorita migmatítica. El evento metamórfico que genera esta sucesión migmatítica, el cual está constreñido claramente en el capítulo de geocronología presentado en este trabajo, tuvo una duración entre los 69.4 a los 60 Ma (edad de la migmatización). El criterio principal para agrupar a este conjunto de rocas bajo el nombre de “complejo El

Pajarito” es el metamorfismo y migmatización que afecta a rocas del Precámbrico al Cretácico Tardío en la acotación temporal anteriormente mencionada.

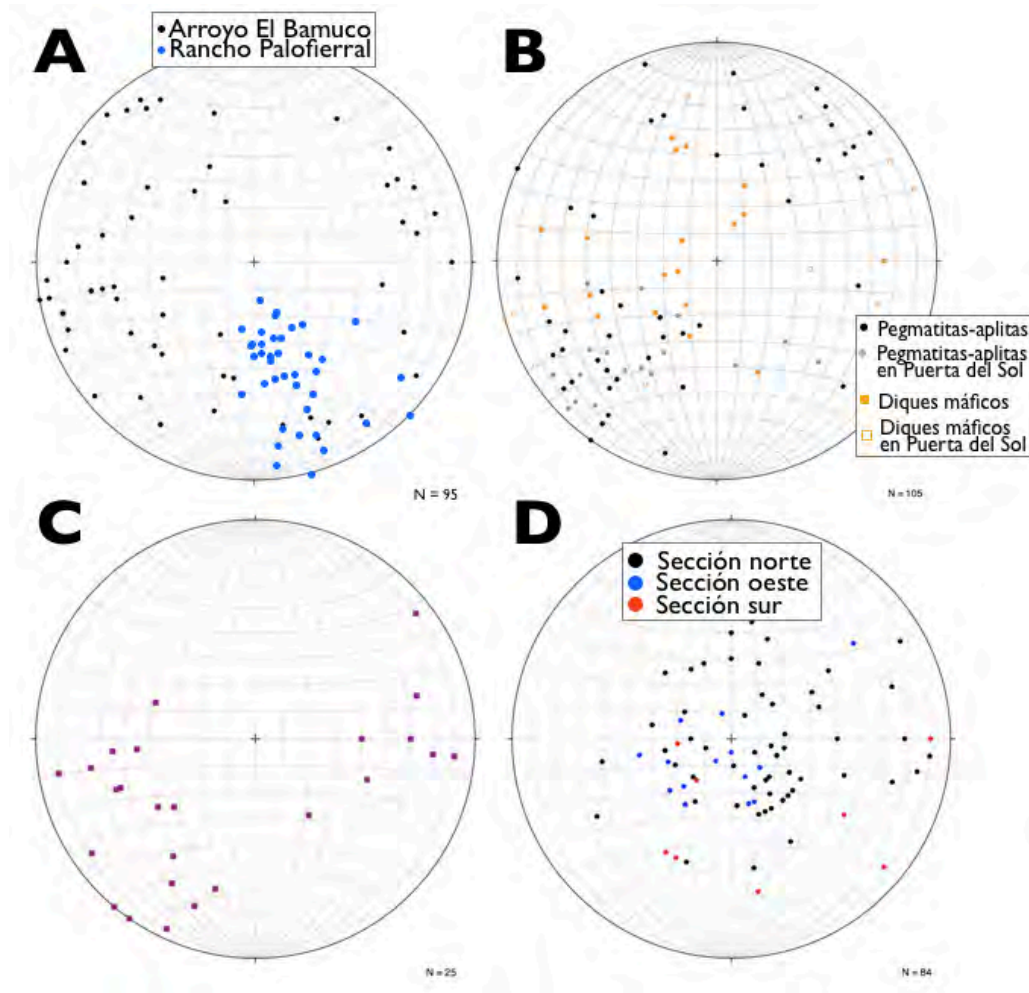


Figura 45. Estereogramas de datos estructurales del área estudiada. A: polos de la foliación en el ortogneis Palofierral a lo largo del arroyo El Bamuco y cercano al rancho El Palofierral; B: disposición de pegmatitas-aplitas y diques máficos en la Sierra El Pajarito y en Puerta del Sol; C: foliación en la migmatita y granodiorita migmatítica del arroyo El Bamuco; D: foliación milonítica en la granodiorita Puerta del Sol, la variación de color corresponde a la ubicación donde fueron tomados los datos.

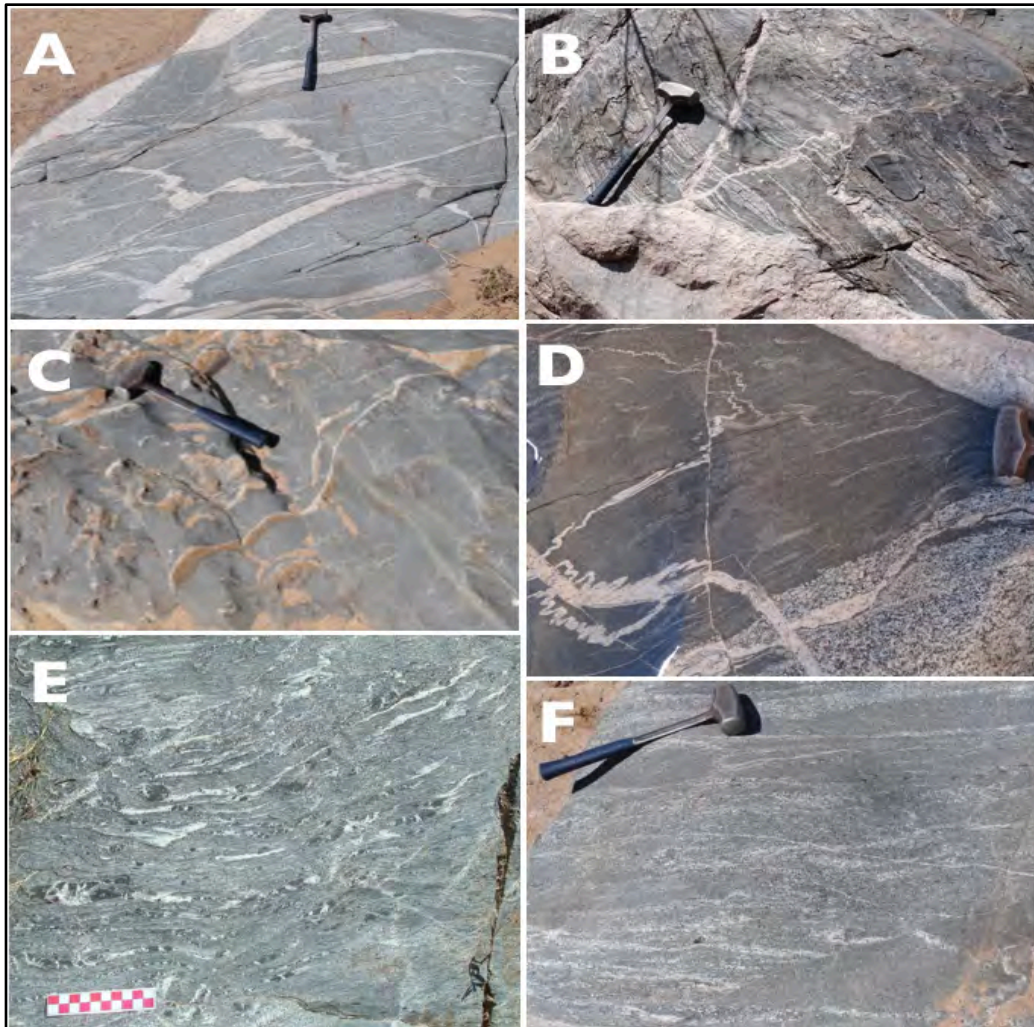


Figura 46. Mosaico de fotos de las morfologías en migmatitas predominantes en las rocas del complejo El Pajarito. A: Las estructuras en red, presenta dos series de intrusiones migmatíticas en direcciones casi perpendiculares lo cual asemeja una red cuadriculada; B: Gran parte del neosoma intruye en bandas leucocráticas y melanocráticas paralelas en una estructura estromática con ligero componente *schlieren*; C: Venas subparalelas de material leucocrático son inyectadas en un melanosoma, creando una morfología en venas; D: Se observan pliegues ptigmáticos de distintas dimensiones, desde 3 cm hasta >0.5 cm en las múltiples charnelas que produce; E: Parches de biotita + hornblenda con estructuras de dilatación rellenas por cuarzo + plagioclasa e inyecciones leucocráticas subparalelas componen a esta migmatita observada en el rancho La Esperanza; F: Migmatita estromática con lentes leucocráticos subparalelos con componente *schlieren*.

Esta sucesión presenta un grado alto de complejidad estructural ya que se observa una serie de factores como metamorfismo polifásico, granitización, vetilleo cuarzofeldespático y la intrusión posterior de otros cuerpos (vetas y diques) que complican esta sucesión. La apariencia de las migmatitas puede parecer, a primera impresión, complicada de entender por sus diversas morfologías y estructuras internas, entre las cuales se observan: estructuras agmáticas, en parches, estructuras en venas, estromáticas, plegamiento ptigmático, *schlieren* y nebulíticas. Estas estructuras suelen presentarse como morfologías con influencia o con cierto (al menos ligero) componente de otra morfología, no como morfologías “puras”. Sin embargo estas morfologías observadas en los afloramientos de migmatitas del complejo El Pajarito, son explicadas a continuación:

Las migmatitas con estructura en red (Fig. 46A) tienen por característica esencial morfológica que el leucosoma ocurre en dos o más conjuntos de tal forma que su intersección crea un patrón en red al delinear fragmentos angulosos poligonales de paleosoma usualmente melanocrático. Por lo regular los fragmentos coinciden con los fragmentos aledaños. Haciendo alusión a un “rompecabezas”, el origen de ésta estructura se vuelve evidente a causa de fractura del paleosoma e intrusión del neosoma.

Las estructuras en parches y parches en estructuras de dilatación (Fig. 46E) son aquellas donde pequeños lentes de leucosoma (>3 cm) forma numerosos lentes (en forma de parches) que poseen núcleos de anfíbol+biotita que forman grietas de tensión rellenos de neosoma leucocrático en los afloramientos observados. Acerca de su origen de formación, Sawyer (2008) sugiere que están formados donde ocurren fracciones de fundido ligeramente mayores, de tal forma que parches disseminados de neosoma *in situ* sin foliación son desarrollados. Las estructuras de dilatación en el leucosoma se observan en sitios estructurales dilatados, tales como los espacios entre *boudines*, en sombras de presión o, como en este caso, al ser fragmentos con mayor competencia en fracturas en los parches.

Las migmatitas con estructura en venas (Fig. 46C) son aquellas donde se observan sistemas de vetillas o venas leucocráticas (de composición granítica o granodiorítica) superpuestas en una migmatita estromática. Todas las venas cuarzofeldespáticas

elongadas suelen indicar la inyección de material parcialmente fundido en la roca encajonante (también anatética) como pulsos residuales. Estas venas en muchos otros casos no son formadas *in situ*, pues el balance de masa entre el volumen de fundido en las venas y el volumen de material en el borde residual es evidencia de que el fundido no es derivado de su anfitrión inmediato, sino que fue inyectado (Sawyer, 2008).

En la estructura estromática (Fig. 46B) la migmatita toma una apariencia con numerosas bandas delgadas leucocráticas y melanocráticas de leucosoma orientadas paralelas al plano mayor de anisotropía en el melanosoma. Estas bandas no son paralelas, sino lenticulares, asemejando la estructura sedimentaria de *pinch and swell*. De acuerdo a Sawyer (2008) estas estructuras se originan, en conjunto, después de la extracción de la fusión parcial en el residuo la cual es en estos afloramientos aparentemente inyectada *in situ*. Las bandas leucocráticas suelen estar compuestas por cuarzo, plagioclasa y biotita, mientras que el paleosoma por biotita, epidota y plagioclasa.

Composicionalmente, las estructuras ptigmáticas (Fig. 46D) en migmatitas suelen ser muy homogéneas ya que están caracterizadas por ser leucocráticas cuarzofeldespáticas \pm muscovita (Mehnert, 1968), como es el caso de los pliegues ptigmáticos en las migmatitas del Arroyo El Bamuco. La fábrica es cristalina y generalmente de mayor tamaño a la roca huésped (normalmente melanosoma). La propiedad estructural de estas estructuras es su sistema de plegamiento altamente disarmónico. Los pliegues ptigmáticos son distinguidos de pliegues por cizalla por el hecho de que suele no haber una relación proporcional entre el espesor del material plegado con respecto a la charnela y sus flancos. Difieren estos pliegues de cualquier otro tipo de pliegue porque carece completamente de propiedades tectónicas, tales como, juntas, fracturas y cataclasis. La fábrica es cristalina, no milonítica y tiene indicadores petrográficos de crecimiento blástico de cristales. El origen de estas estructuras es explicada por Stel (1999) como un proceso que ocurre durante la diferenciación donde los flancos de los pliegues adquieren su apariencia ptigmática. Primero, un acortamiento del tren de pliegue es logrado por pérdida de volumen en el dominio *intra-flanco* (i.e., el espacio entre un flanco y otro). Esto es equilibrado en parte

por el incremento de volumen de las venas, mientras el adelgazamiento de los flancos podría ser menor. Segundo, el adelgazamiento de los flancos es contrarrestado por el crecimiento aparente de los flancos durante el empobrecimiento de micas en el dominio *intra-flanco*.

La estructura *schlieren* (Fig. 46F) es descrita en campo como una fábrica con cierto grado de flujo observable en lentes máficos. La movilidad mecánica de este tipo de estructura migmatítica es claramente mucho mayor que la observada en otras estructuras como la agmática. Las estructuras *schlieren* en esta zona son descritas por clastos de una roca diorítica con un grado alto de asimilación interpretado por la obliteración de sus bordes por la roca encajonante, una roca granodiorítica con textura magmática. Estas estructuras son evidencia de zonas de cizalla sin-magmáticas, o discontinuidades de flujo en la roca parcialmente fundida, y son probablemente producto de la partición de la deformación dentro de zonas con mayor cantidad de fundido. Es común observar en estas zonas pliegues en guante o tipo *sheath*.

Las migmatitas con estructura nebulítica (Fig. 46F) son preservadas solo en lugares donde la deformación sin-anatética fue menor. Es decir, al ocurrir en un proceso donde la roca se funde parcialmente, esta reduce su resistencia al flujo y, en general, el estrés diferencial produce estrés deformacional y el flujo del fundido ocurre. Es por esto que la estructura nebulítica se desarrolla en una etapa temprana de la anatexis, antes de que deformaciones con flujo como la *schlieren* se desarrollen.

Las migmatitas son rocas caracterizadas por tener una compleja relación estructural evidenciada por deformaciones polifásicas las cuales incluyen foliaciones superpuestas y pliegues re-plegados a micro y macro escala. El término deformación polifásica es usado en el sentido análogo a metamorfismo polifásico, i.e. dos o más eventos metamórficos sucesivos que han dejado su huella en la roca. Se usará este término en el sentido descrito por Hopgood (1999) como: “los eventos o procesos que forman estructuras formadas sucesivamente las cuales son deformadas por estructuras producidas posteriormente en la secuencia”. En la sucesión metamórfica del complejo El Pajarito en la localidad del arroyo El Bamuco se consideran el siguiente orden cronológico para las deformaciones:

D1 puede ser definido como la foliación metamórfica que afecta al ortogneiss Palofierral, la unidad migmatítica y la granodiorita migmatítica (Fig. 45A y C). La foliación metamórfica D1 es generada durante un evento metamórfico de facies anfibolita y es caracterizada por ser una fábrica planar penetrativa con cristales de cuarzo elongados y orientación preferente de fenocristales de biotita tabular diferenciada en bandas composicionales en las rocas. La foliación D1 observada en los afloramientos resulta a primera impresión caótica. Sin embargo, al aplicar un enfoque estadístico a los datos del estereograma se determinan un grupo de poblaciones recurrentes (Fig. 47): la primera población está dispuesta 345° de rumbo y 60° de echado; la segunda población es relativamente simétrica en el centro del estereograma con la primera y está dispuesta 165° y 63° de echado; la tercera población se encuentra dispuesta 54° y 75° de echado; la cuarta y última población está dispuesta 244° y 70° de echado. Estas cuatro poblaciones en base a su simetría en el centro, puede ser divididas en dos poblaciones. La primera y la segunda demuestran una estructura antiforma a gran escala mientras que la tercera y cuarta, siendo también simétricas en el centro, demuestran un comportamiento de estructura sinforma a gran escala. Además se observan en el estereograma que la falta de coherencia de mediciones responde a pliegues de escala kilométrica. En conjunto, estas estructuras demuestran un comportamiento de pliegues replegados, estructuras de interferencia conocidas como estructuras de plegamiento de tipo domo y cuenca (*dome and basin*) ilustrado de manera esquemática en la Figura 48.

En el caso del ortogneiss Palofierral, los porfiroclastos de ortoclasa tipo augen tienen una longitud de 1 a 3.5 cm y suelen estar bordeados por biotita acicular. En los bordes de los porfiroclastos de ortoclasa se observa recristalización dinámica en pequeños agregados con una orientación paralela a la foliación, la cual a primera instancia parece caótica, sin un patrón determinado. Respecto al patrón general de las mediciones tomadas en el arroyo El Bamuco (Fig. 47), en la Figura 45A, las estructuras tomadas en el rancho El Palofierral demuestran una consistente población de datos con echado NW.

En la unidad migmatítica, los minerales de matriz, como el cuarzo, están elongados en bandas estromáticas de material leucocrático (cuarzo+ortoclasa+plagioclasa) y en agregados de minerales máficos (biotita+hornblenda+epidota), lo cual puede dar la apariencia de agregados máficos con grietas de tensión relleno por neosoma (cuarzo +ortoclasa+muscovita). Presentan estructuras S-C' que revelan un movimiento de cima hacia el SW sobre una lineación mineral 55°NW. Por último, la granodiorita migmatítica presenta una deformación milonítica con cuarzoes elongados y los feldespatos con deformación frágil. Presenta ocasionales bandas miloníticas con echado hacia el E y SE donde se deforma plásticamente la biotita y el cuarzo y deforma cataclásticamente a los feldespatos.

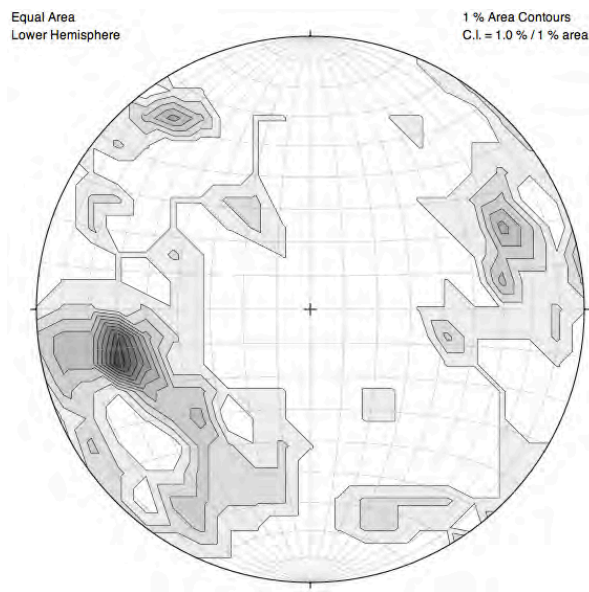


Figura 47. Estereogramas con polos de la deformación D1 o foliación metamórfica en los afloramientos del Arroyo El Bamuco (n=91). Principalmente se trata de mediciones en el ortogneiss Palofierral y la unidad migmatítica. En ella se observan cuatro poblaciones: la mayor en el campo SW, una población simétrica a la primera, se ubica en el campo NE; Una tercera población en el campo NW con su otra población simétrica en el campo SE.

Las estructuras producidas por la deformación D1 en las rocas del complejo El Pajarito, fueron afectadas por un evento de plegamiento tanto a micro como a macro-escala denominado D2 (Fig. 48). A nivel de afloramiento se observan estructuras en capas competentes que se estiran fragmentándose del tipo boudinage, clivaje de crenulación y esquistosidad de flujo. Estos son productos del plegamiento a macro escala, el cual afecta a la deformación D1.

Sistema de plegamiento “domo y cuenca” (*dome and basin*)

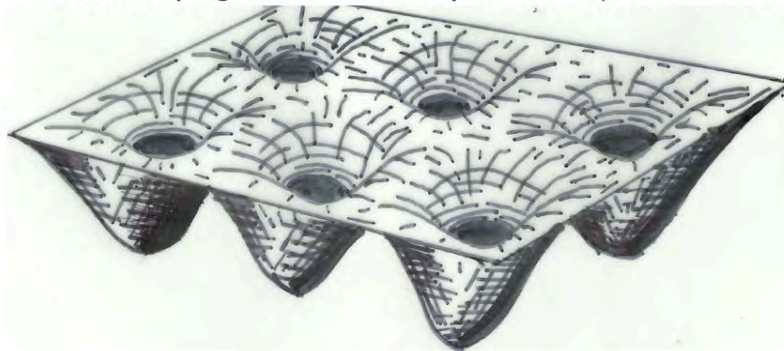


Figura 48. Caricatura esquemática de un sistema de plegamiento en “domo y cuenca” (*dome and basin*). Esta estructura suele ser generada por la interferencia de dos sistemas de plegamiento que generan esta estructura similar a una cartón de huevos.

Las estructuras producidas por la deformación D1 en las rocas del complejo El Pajarito, fueron afectadas por un evento de plegamiento tanto a micro como a macro-escala denominado D2 (Fig. 48). A nivel de afloramiento se observan estructuras en capas competentes que se estiran fragmentándose del tipo boudinage, clivaje de crenulación y esquistosidad de flujo. Estos son productos del plegamiento a macro escala, el cual afecta a la deformación D1.

Para poder esquematizar y comprender mejor forma estas estructuras se traza una sección estructural NE55°SW en la Figura 6 a lo largo del transecto arroyo El Bamuco donde se revelan los planos axiales y los flancos de pliegues que tienen dimensiones kilométricas. Las medidas de foliación en el transecto E-W del arroyo El Bamuco, demuestran la sobreposición de una macroestructura que afecta al ortogneiss Palofierral, a la migmatita, la granodiorita migmatítica, así como a los colgantes de techo paleozoicos que presentan pliegues isoclinales a distinta escala (Fig. 48).

Esta deformación se conserva según las evidencias de campo en la Figura 49, al igual que la deformación D1, en un régimen dúctil y sin evidencia de ningún elemento frágil y por tanto ocurrió antes de que el complejo El Pajarito perdiera temperatura y permitiera generar deformaciones frágiles.

Cronológicamente, los plegamientos de la deformación D2 son posteriores al evento migmatítico y de foliación D1 pero ocurrieron aún en condiciones dúctiles, de tal forma que puede ser situado cronológicamente después del Paleoceno (finalización del evento D1) y antes del Eoceno (edad del evento magmático de Puerta del Sol).

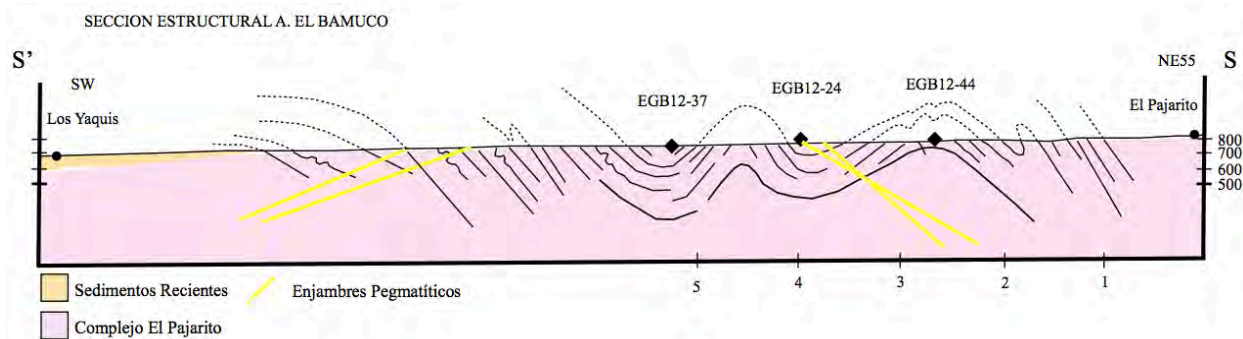


Figura 49. Sección estructural a lo largo del Arroyo El Bamuco con dirección NE55° comenzando en el rancho El Pajarito y acabando en el rancho Los Yaquis. Se observa en esta sección las diversas estructuras visibles en esta sección. Se omiten litologías con el fin de simplificar y se toma todo como “complejo El Pajarito”. Los datos de foliación son introducidos como líneas negras sólidas sin modificar su dirección inicial. Sin embargo, las macroestructuras observadas son trazadas con línea negra discontinua como interpretación de las líneas negras sólidas. Las líneas amarillas sólidas representan diques pegmatíticos sin deformación. Los diamantes negros observados a nivel de afloramiento representan muestras tomadas para fechamiento U-Pb.

Posteriormente, el fallamiento normal de bajo ángulo de estilo pre- *Basin and Range* exhuma este bloque durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano. El resto del Mioceno continúa un fallamiento de alto ángulo con estilo Basin and Range que levanta la Sierra El Pajarito en su flanco oeste. Esta falla a su vez abre un valle el cual consiste en una típica cuenca Basin and Range: un semi-graben con extensión NNW-SSE que es rellenada con sedimentos tipo Baucarit y rocas volcánicas andesíticas de la Formación Tarahumara (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Los depósitos sedimentarios y volcánicos tienen un buzamiento horizontal, señalando un solo evento de subsidencia respecto a la Sierra El Pajarito el cual fue rellenado por rocas clásticas y volcánicas. Estructuralmente, esta falla tiene un a dirección NNW-SSE, un buzamiento de 70° a 80° hacia el SW y es reconocida fácilmente en campo por el fuerte contraste de relieve que provoca levantando a la Sierra casi 700 metros sobre el valle y la presencia de un fuerte hidrotermalismo a lo largo de la zona de falla.

Capítulo 6. Discusión y Conclusiones

Después de reportar los datos de geología tanto petrografía como geología estructural, geoquímica y geocronología, en el presente capítulo se pretende establecer la implicación que dichos datos tienen en la evolución geológica del área de estudio. La información obtenida de la Suite Puerta del Sol así como la obtenida del Complejo El Pajarito, ayudan a construir una hipótesis de evolución geológica a la que se llega a partir de los datos geológicos. A su vez, esta hipótesis es ligada al modelo de evolución tectónica regional existente en Sonora.

6.1. Relación Geológica Regional

El basamento de la región lo constituye el ortogneis Palofierral conformado por rocas de metamorfismo orogénico. La edad obtenida de este gneis de 1690 ± 11 Ma y su carácter litológico permiten considerarlo como la continuación del basamento ígneo-metamórfico que aflora en la región NW del Estado, típico del terreno Caborca (Campa y Coney, 1983). El ortogneis Palofierral tiene una amplia extensión dentro de la Suite Puerta del Sol así como en el Complejo El Pajarito, donde es afectado por un fuerte proceso de metamorfismo de dislocación (dinámico) Paleoceno.

El basamento metamórfico fue sobreyacido por una secuencia de rocas sedimentarias que posteriormente experimentaron varias etapas de metamorfismo que dejaron como resultado una secuencia de mármoles, cuarcitas y skarns de epidota. Aunque no se cuenta con datos para establecer una edad precisa de esta secuencia, se considera tentativamente de edad Paleozoica como ocurre con metasedimentos similares que se presentan como colgantes de techo en la Sierra El Jaralito (Roldán-Quintana, 1989).

El primer pulso plutónico reconocido en el área de estudio es aquel proveniente de una granodiorita migmatítica de 72 ± 2 Ma y seguido del granito leucocrático El Pajarito de 69.4 ± 0.5 Ma. Las evidencias geoquímicas y geocronológicas que se generaron en este trabajo, nos permiten reconocer plenamente a este magmatismo como parte del magmatismo calcoalcalino de arco volcánico en el contexto tectónico de la orogenia

Laramide. Estos plutones, así como el ortogneis Palofierral y los metasedimentos son afectados posteriormente por un evento de migmatización el cual genera metamorfismo de facies anfibolita el cual podría ser acotado, de acuerdo a las edades U-Pb generadas en este trabajo, desde los 64.3 ± 1.1 Ma a lo máximo 59.3 ± 1.2 Ma, fechamiento más antiguo y más joven de migmatización del Complejo El Pajarito. Durante este evento tectono-metamórfico, las rocas del Complejo El Pajarito fueron sometidas a una fuerte deformación que produjo una foliación en las rocas (D1) y posteriormente a un evento que genera pliegues tanto a micro como a macro escala llamado en este trabajo evento de deformación D2. El evento de migmatización y las deformaciones D1 y D2 sirven también como un criterio para agrupar a estas rocas bajo la nomenclatura de Complejo El Pajarito.

En trabajos previos, la Suite Puerta del Sol fue estudiada por Wong y Gans (2008) y González Becuar (2011). En ellos, se reconoce esta zona como el núcleo cristalino de un CNM desarrollado durante el Terciario. Wong y Gans (2008) definen a los intrusivos de la Suite Puerta del Sol como rocas plutónicas megacrystalinas que varían de composiciones graníticas a dioríticas que fueron exhumadas a lo largo de la FDM. González Becuar (2011) define a los intrusivos de la Suite Puerta del Sol como cuatro unidades plutónicas las cuales corresponden a dos etapas de magmatismo cronológicamente diferentes: 1) una primer etapa que incluye a la granodiorita calcoalcalina Puerta del Sol (49.1 Ma, U-Pb) y el granito peraluminoso de dos micas Oquimonis (41.8 Ma, U-Pb) que son contemporáneas con el magmatismo calcoalcalino Laramide; y 2) una segunda etapa que incluye el gabro Garambullo de composición de afinidad calcoalcalina baja en K (19.8 Ma, U-Pb; 18.1 Ma, Ar-Ar) y la granodiorita calcoalcalina Las Mayitas (19.2 Ma, K-Ar) que son asignados como pulsos magmáticos generados en un régimen cortical tipo *Basin and Range* pero cuya composición sugiere que están todavía asociados al magmatismo calcoalcalino producto de la subducción. Estos cuatro plutones son reconocidos como la placa inferior del CNM de Puerta del Sol. El plutonismo Mioceno en la Suite Puerta del Sol es interpretado por Gómez Valencia (2011) como un magmatismo calcoalcalino de arco volcánico y con una cierta

correlación geoquímica con el magmatismo de la unidad volcánica Las Agujas en la región de Rayón.

La edad de exhumación a lo largo de la falla de detachment de Mazatán (FDM) es propuesta por Wong y Gans (2008) que, en base a fechamientos Ar-Ar, proponen una exhumación durante el lapso temporal de 25 a ~21 Ma. Posteriormente, González Becuar (2011) extiende este evento desde al menos 25 Ma a 18.1 Ma en base a una edad Ar-Ar en plagioclasa en el plutón post-cinemático gabro Garambullo.

6.2. Implicación del desarrollo de migmatitas

En este estudio se reconoce la presencia de rocas migmatíticas en el Complejo El Pajarito. Las dos unidades migmatíticas fechadas en este trabajo, arrojan edades U-Pb en circones de 64.3 ± 1.1 Ma a 59.3 ± 1.2 Ma, lo cual las coloca en un contexto temporal de la orogenia Laramide. La presencia de migmatitas en el contexto de la orogenia Laramide es algo nunca antes reportado en Sonora y se conoce sólo de forma anecdótica en otros afloramientos (Urrutia Bañuelos, J., com. pers.) fuera del área de estudio. El descubrimiento de este tipo de rocas, especialmente en el contexto de la orogenia Laramide, es importante ya que las condiciones de presión-temperatura necesarias para generar migmatización de facies anfibolítica (como la observada en este trabajo) debe ser mayor a $\sim 650^{\circ}\text{C}$ (Sawyer, 2008). Dentro del contexto de la orogenia Laramide con la cual el evento de migmatización es contemporáneo, las rocas generadas a tales condiciones son regionalmente poco usuales en afloramiento ya que la orogenia Laramide suele estar representada por cabalgaduras supracorticales (frágiles) que incluyen a unidades sedimentarias cretácicas. Las unidades migmatíticas son entonces excepcionales dentro del contexto tectónico regional ya que constituyen rocas generadas a relativa profundidad que fueron exhumadas por una falla de bajo ángulo que produce las estructuras de complejo de núcleo metamórfico (CNM).

6.3. Magmatismo Laramídico

Después de realizar una revisión cronológica es importante mencionar que el magmatismo reportado en fechamientos y análisis geoquímicos en el presente trabajo concuerda con la actual hipótesis de desarrollo del magmatismo laramídico en Sonora. Damon *et al.* (1983) proponen en su trabajo el desarrollo del arco Larámide en base a fechamiento K-Ar de rocas de la costa de Sonora hacia afloramientos al Este una duración de 90 a 40 Ma; posteriormente McDowell *et al.* (2001) documentan la evolución del arco sugiriendo una serie de pulsos magmáticos de alta intensidad que se traslapan unos a otros, en vez del modelo previo aceptado de movimiento uniforme de magmatismo migrante hacia el Este con base en edades U-Pb más viejas de las esperadas de acuerdo al modelo actual en rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (90 a 70 Ma). En su trabajo, propone una línea isócrona con tren aproximado N-S demarcado por la longitud $111^{\circ} W$ con base en datos de geocronología U-Pb y K-Ar en rocas de magmatismo de arco tanto volcánicas como plutónicas. Valencia Moreno *et al.* (2006) proponen una serie de isócronas con tren N-S para la migración del plutonismo de arco. El área estudiada para este trabajo se encuentra dentro de las isócronas de 70 Ma de McDowell *et al.* (2001) y de Valencia Moreno *et al.* (2006). Las primeras expresiones de magmatismo laramídico en el área de estudio son los cuerpos intrusivos del Complejo El Pajarito que incluyen la granodiorita migmatítica de 71.9 ± 1.9 Ma (U-Pb) y el granito leucocrático El Pajarito de 69.4 ± 0.5 Ma (U-Pb). González León *et al.* (2011) reportan en su trabajo, dos fechamientos U-Pb en zircones para el granito El Babizo, un cuerpo plutónico de similar composición a la del granito leucocrático El Pajarito, además de que las edades para el granito El Babizo son aún más parecidas ($71.5 +0.2/-0.7$ Ma y $70.5 +0.3/-0.6$ Ma; U-Pb).

El siguiente evento de plutonismo documentado corresponde a un pulso magmático durante el Eoceno en la Suite Puerta del Sol; la granodiorita Puerta del Sol de 49.1 ± 1.8 Ma (U-Pb) y el granito de dos micas Oquimonis 41.8 ± 0.7 Ma (U-Pb). Los fechamientos de la granodiorita Puerta del Sol en su extensión al Norte por González León *et al.* (2011), entre 51.26 ± 1 Ma y 49.95 ± 1.05 Ma son concordantes con el

fechamiento de González Becuar (2011) para la misma unidad en la Suite Puerta del Sol. Los grandes enjambres de pegmatitas-aplitas que tienen presencia no sólo en el área de la cual es objeto este trabajo, sino en las sierras aledañas de Aconchi (al Norte) y Mazatán (al Sur), creemos que también están relacionadas a este magmatismo, tal como se muestra en las edades K-Ar de Damon *et al.* (1983) las cuales rinden fechas de 41.6 ± 1.0 Ma y 39.2 ± 0.9 en muscovita y 35.8 ± 0.8 Ma en biotita las cuales son consistentes a escala regional con nuestro fechamiento U-Pb del granito Oquimonis de 41.8 ± 0.7 Ma en zircones.

6.4. Desarrollo de los complejos de núcleo metamórfico

En los análisis de termocronología Ar-Ar de trabajos previos por Wong y Gans (2008) y González Becuar (2011) han consistido en fechar rocas del bloque de piso de los CNM que se desarrollan a lo largo de la FDM. En consideración de esto, el último evento extensivo a lo largo de la FDM que exhuma al CNM de Puerta del Sol se acota de acuerdo a seis edades Ar-Ar altamente coincidentes entre sí, las cuales señalan edades de enfriamiento de 24.4 ± 0.1 Ma hasta, al menos, 17.5 Ma (Wong y Gans, 2008; González Becuar, 2011). Los fechamientos K-Ar presentados en este trabajo para rocas de la Suite Puerta del Sol rinden edades de 26.3 ± 0.6 Ma a 20.2 ± 0.6 Ma, lo cual es relativamente concordante a las edades de extensión de la FDM citadas anteriormente. Las litologías para las que se tiene un registro más detallado de la evolución de cristalización-exhumación son para el ortogneiss Palofierral, la granodiorita Puerta del Sol y, en menor medida, el gabro Garambullo (Fig. 50). Con estos datos es posible realizar una gráfica de historia térmica en la cual se puede observar cómo los análisis K-Ar y Ar-Ar, son acotados perfectamente en este lapso temporal, lo cual indica un fuerte evento de exhumación de rocas presentes a profundidad.

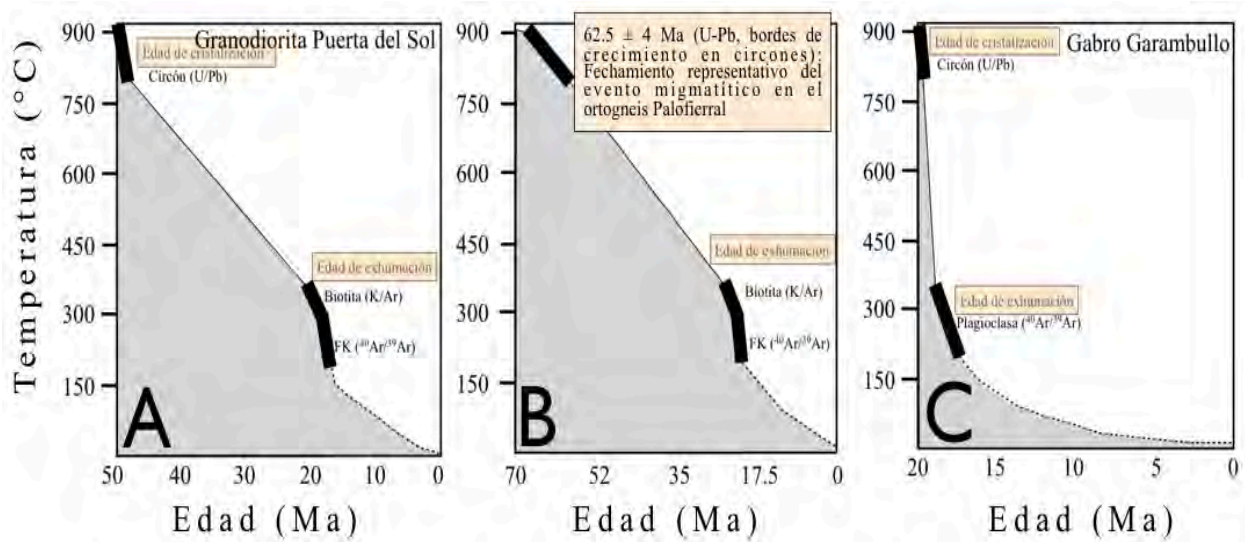


Figura 50. Figuras de temperatura y tiempo (Ma) de edades de cristalización de los sistemas minerales del zircón (fechamiento U/Pb), de la biotita (fechamiento K/Ar), FK y plagioclasa (fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Estos fechamientos son usados para generar una historia en base a la edad de cristalización de los minerales en: A, la granodiorita Puerta del Sol; B, ortogneis Palofierral y; C, gabbro Garambullo. Los fechamientos precisos pueden ser consultados en la Tabla I y II del capítulo de Geocronología del presente trabajo.

Este evento fue documentado en su última etapa como un movimiento abrupto de corta duración (Fig. 51) el cual ha sido documentado a escala regional por Wong et al. (2012) donde recolecta edades Ar-Ar de tres CNM en Sonora (Magdalena, Sierra de Aconchi y Mazatán) con las cuales concluye que la extensión generadora de los CNM ocurre entre 25 y 17-16 Ma a escala regional. Sin embargo, la etapa anterior de esta extensión regional es documentada en la cuenca generada por el CNM de Magdalena donde las rocas más antiguas corresponden a la Formación La Ventana, que consiste en latitas alcalinas datadas en 27.3 ± 0.6 y 25.9 ± 0.8 (Miranda Gasca y Quiroz, 1988 en Calmus et al., 2011; K-Ar). Es necesario dejar claro también que los sistemas de K-Ar y Ar-Ar no se cierran hasta que las rocas han sido enfriadas debajo de la temperatura de cierre para cada mineral. Esto significa que el proceso de exhumación también debió ocurrir cuando las rocas estaban sobre la temperatura de cierre, el cual no queda registrado en el sistema Ar-Ar.

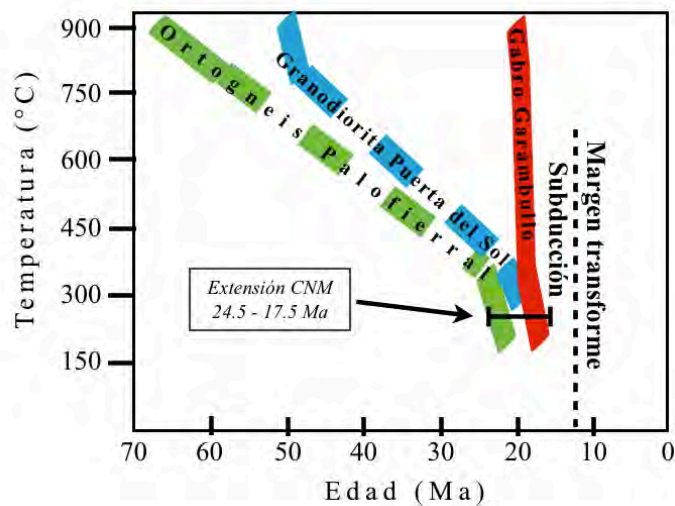


Figura 51. Esquema representativo de la historia térmica compuesta con fechamientos radiométricos para rocas de este estudio y de González Becuar (2011). Estos datos documentan en el ortogneis Palofierral los eventos de migmatización a exhumación, en la granodiorita Puerta del Sol los eventos de cristalización a exhumación y en el gabro Garambullo los eventos de cristalización a exhumación. Estos datos documentan un enfriamiento relativamente lento, seguido de un enfriamiento rápido durante la exhumación de los complejos de núcleo metamórfico (CNM). La gráfica muestra también el context tectónico en el cual los eventos se desarrollan.

6.5. Plutonismo y complejos de núcleo metamórfico

Tras considerar la implicación temporal que tiene el desarrollo de CNMs con la tectónica regional, es preciso discutir también la relación que tienen los CNMs con el plutonismo; ¿quién influencía a quién?, ¿es el plutonismo un factor determinante para el desarrollo de los CNMs o es el desarrollo de los CNMs un factor que genera plutonismo? El plutonismo en cuestión para este tema es el pulso miocénico (gabro Garambullo y granodiorita Las Mayitas) de la Suite Puerta del Sol el cual es sincrónico con el antes mencionado desarrollo de los CNMs en Sonora (25 a 17.5 Ma). Su sincronidad no implica un sincinematismo, ya que el plutonismo Mioceno no se encuentra deformado miloníticamente. Contrario a la propuesta de Lister y Baldwin

(1993) sobre la relación del plutonismo y el desarrollo de CNMs, en este caso no se observa deformación milonítica en la intrusión sincrónica a la extensión la cual, de acuerdo a su modelo, debería asistir a la deformación, elevando la temperatura de la roca encajonante facilitando la deformación dúctil del bloque de piso, en donde se encuentra esta intrusión sincrónica. Creemos que la relación plutonismo-falla de bajo ángulo es más afín a la propuesta por Parsons y Thompson (1993), en donde hace notar que el magmatismo provee la heterogeneidad requerida para iniciar un fallamiento de bajo ángulo. Esto sucede por efecto del calentamiento que provoca el magmatismo el cual contribuye al debilitamiento de la corteza. Este modelo tiene también implicaciones sobre el desarrollo del *doming* (la morfología cómica que forman los CNM en la Cordillera Norteamericana) de la placa inferior del CNM, donde los regímenes de extensión extrema suelen demostrar esta morfología y el levantamiento de la placa inferior. El levantamiento y deformación del plano de detachment puede ser explicado en dos mecanismos diferentes. (1) El incremento de la movilidad de la corteza media por suavizamiento térmico causado por el magmatismo permite una compensación isostática en los bloques de piso de fallas normales. (2) La intrusión de diques y otro tipo de cuerpos magmáticos tienden a causar un levantamiento local neto por encima de la intrusión. Se propone entonces, de acuerdo a lo documentado por Parsons y Thompson (1993), que los principales efectos del magmatismo pueden ser como un mecanismo que asiste la iniciación de las fallas normales de bajo ángulo, ya que si la deformación debiera ser balanceada a través de la corteza, entonces el espesor de la intrusión debajo de una falla normal de bajo ángulo debe ser igual al salto de la falla, lo cual es poco probable para saltos de gran magnitud por falla.

En este caso, los plutones del pulso Eoceno son los cuerpos sobre el cual la deformación milonítica está impresa mientras que los plutones del pulso Mioceno, siendo posterior a la deformación milonítica, actúan como un cuerpo de alta temperatura que dobla y pandea la roca encajonate (ya impresa con la deformación milonítica), generando la estructura cómica característica de los CNMs. Creemos pues que el pulso magmático Eoceno afectado por la milonitización no se relaciona en este caso de manera sincrónica con el desarrollo del CNM, lo que contradice el modelo propuesto por Lister y Baldwin (1993).

El último evento extensional de los CNMs es registrado en los fechamientos Ar-Ar anteriormente discutidos. Estos fechamientos indican la sincronidad con el pulso Mioceno y los primeros eventos extensionales relacionados a los CNMs en Sonora que se encuentran documentados entre 27.3 ± 0.6 y 25.9 ± 0.8 Ma (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988 en Calmus *et al.*, 2011; K-Ar) en rocas volcánicas de la Formación Tubutama. Estas edades son considerablemente más jóvenes que el pulso Eoceno del cual el plutón más joven, el granito peraluminoso Oquimonis, rinde una edad de 42 Ma (González Becuar, 2011; U-Pb).

6.6. Magmatismo Mioceno

Después de la aparente disminución de actividad del arco magmático Laramide en Sonora a los ~40 Ma (González León *et al.*, 2011), en la Suite Puerta del Sol los plutones gabro Garambullo de edad 19.8 ± 0.2 Ma (U-Pb, zircones) y 18.1 ± 0.8 Ma (Ar-Ar, plagioclasa) y granodiorita Las Mayitas de edad 19.2 ± 1.2 Ma (K-Ar, biotita) parecen ser uno de los últimos vestigios de actividad generada a esta latitud por el arco magmático que para tiempo Mioceno se esperaba habría migrado una gran distancia hacia el Este. El cese de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana concluyó en el Noroeste de México alrededor de los 12 Ma (Stock y Hodges, 1989) por lo que Wong y Gans (2008) aseguran que la subducción aún continuaba en la latitud de la Sierra de Mazatán a los 17 Ma. Los enjambres de diques máficos, los cuales han sido motivo de discusión para Wong y Gans (2008) también han sido estudiados geocronológica y geoquímicamente por Orozco-Garza *et al.* (2013) quienes definen a los diques máficos como lamprófidos (rocas máficas a ultramáficas ricas en volátiles como H₂O y CO₂) en la zona de Hermosillo (100 km al oeste de Puerta del Sol). Los fechamientos Ar-Ar de Orozco-Garza *et al.* (2013) rinden edades de 25 a 21 Ma, las cuales son altamente consistentes con los reportados por Wong y Gans (2008) en la región de Puerta del Sol (25 a 19 Ma; Ar-Ar). Geoquímicamente, los lamprófidos de Orozco-Garza *et al.* (2013) demuestran una fuerte afinidad con el enjambre de diques máficos de este estudio. Estas características químicas, discutidas a continuación, aportan fuerte evidencia para sugerir que estos enjambres de diques

máficos no están limitados a un área como Puerta del Sol, sino que ocurren coevamente de manera regional. Además de esto, Gómez Valencia (2011) en su estudio que involucra el magmatismo Mioceno en Sonora, específicamente las expresiones volcánicas de este evento identifica una afinidad del plutonismo Mioceno del Suite Puerta del Sol con el volcanismo Las Agujas-Cerro Prieta de edad Mioceno. Además se tiene conocimiento por Gómez Valencia (com. pers.) de afloramientos de volcanismo tipo Las Agujas-Cerro Prieta a 21 km al sur de Hermosillo de ~19 Ma en Ar-Ar, lo que demuestra ser coevo con el plutonismo Mioceno. Esta información es base suficiente para decir que las inyecciones tabulares de magma máfico de edad Mioceno en Puerta del Sol, Hermosillo, así como sus expresiones volcánicas presenta un gran simil cronológico y químico con el plutonismo Mioceno en la Suite Puerta del Sol lo que sugiere un origen co-genético.

6.7. Interpretación geoquímica

6.7.1. Basamento Precámbrico

Tras haber reportado y descrito la serie de análisis geoquímicos generados para el presente trabajo, es necesario ahora hacer una interpretación petrogenética de estos análisis la cual arroja información a cerca del ambiente tectónico de formación de estas rocas. Los análisis para rocas del Complejo El Pajarito presentan una mayor diversidad química. El ortogneiss Palofierral es clasificado según el diagrama R1-R2 como un monzogranito de la serie magmática calcoalcalina e hiperaluminoso por su enriquecimiento en alúmina. Además de poseer una composición química de afinidad calcoalcalina, los diagramas de Pearce de Y-Nb-Rb indican un magma originado en un arco volcánico. Esta unidad tiene firmas de REE similares a otros gneises reportados por Macías Valdez (1992). En la Figura 52, las rocas reportadas como gneis El Tule (*muestra GM91-43*) ubicado al oeste de la Sierra de Aconchi y gneis Mazatán (*muestra GM91-53*) tomado, según las referencias de la autora del trabajo, en el flanco oeste de la Sierra de Mazatán. Se puede observar (Fig. 52) que sus firmas geoquímicas en LREE son similares (especialmente con el gneis El Tule) con la excepción de que el gneis Mazatán presenta una menor concentración de REEs pero con una tendencia

simétrica a las que muestran el gneis El Tule y el ortogneis Palofierral. Además, poseen básicamente el mismo comportamiento en HREE. Estas unidades son reportadas como rocas de basamento, de acuerdo a lo que consideramos parte del basamento Precámbrico fechado en este trabajo en 1690 ± 11 Ma. Aunque poca, de acuerdo a la evidencia geoquímica que se tiene, podemos sugerir sino la consanguineidad, sí al menos una fuerte afinidad del gneis El Tule y del gneis Mazatán con el ortogneis Palofierral reportado en este trabajo.

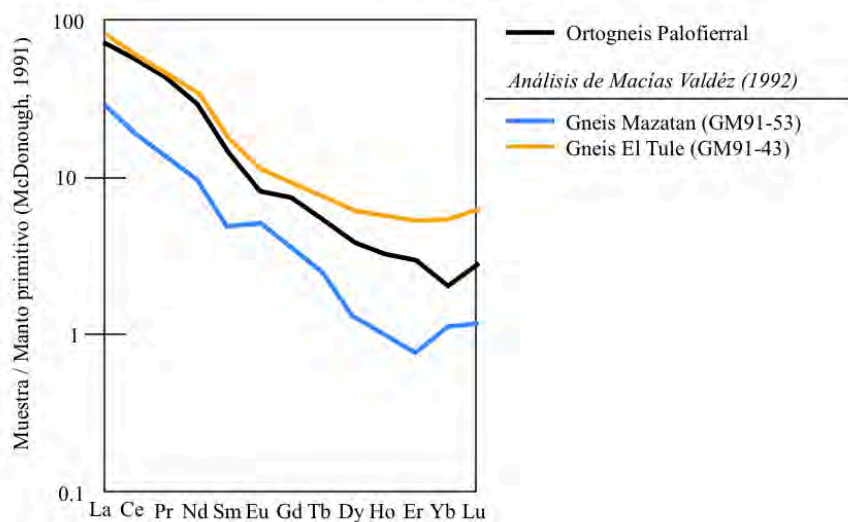


Figura 52. Diagrama de tierras raras normalizado contra manto primitivo (McDonough, 1991) usado para comparar los datos que se tienen del ortogneis Palofierral contra datos publicados por Macías Valdez (1992) para otros gneises identificados como unidades de basamento posiblemente de edad Proterozoica.

6.7.2. Grupo migmatítico

La granodiorita migmatítica tiene una concentración química que lo posiciona en la transición entre monzodiorita y gabro de serie calcoalcalina con un moderado contenido en K_2O . Su proporción de A/CNK es poco mayor a 1.0 lo que indica un afinidad peraluminoso. De acuerdo a su concentración de elementos traza, es un magma generado en un arco volcánico. Su concentración de elementos móviles e inmóviles demuestra un grado moderado de diferenciación pero con un

comportamiento de un ambiente tectónico de subducción. El ligero enriquecimiento en el espectro de REE, la falta de fraccionamiento de plagioclasa indicada por la concentración de Eu y la pendiente subhorizontal en HREE, indica una naturaleza de diferenciación baja.

Las rocas migmatíticas tienen una fuerte concentración máfica en su neosoma la cual suele ser monzodiorítica a gabroica; el leucosoma tiene una composición granodiorítica a cuarzo-monzonítica. Ambos tienen una relación calcoalcalina, de modeada a alta, respectivamente. Su proporción de A/CNK es mayor a uno para ambas composiciones de neosoma, este carácter peraluminoso es indicativo de una clara afinidad cortical. Los diagramas de Pearce *et al.* (1984) indican un ambiente tectónico de arco volcánico, lo que coincide con el contexto interpretado a partir del diagrama multielemental. El comportamiento en este diagrama, a pesar de provenir de dos neosomas con una considerable diferencia en composición (>10% de mayor contenido en SiO₂ en el leucosoma), es simétrico: el neosoma melanocrático, en un margen empobrecido en elementos móviles, una tendencia decreciente en inmóviles y enriquecimiento en K₂O, Nb y Sm, se observa un firma con afinidad a magmatismo de arco; el neosoma leucocrático presenta un enriquecimiento en elementos móviles, empobrecimiento en elementos inmóviles y picos positivos en K₂O, Nb y Sm que, igual que su contraparte melanocrática, indican un moderado grado de diferenciación asociado al magmatismo de arco. La concentración moderada en LREE y poco menor en HREE indica una ligera tendencia a un magma diferenciado. Con base en la información geológica, geoquímica y cronológica se interpretan que los protolitos de donde provienen los líquidos del episodio migmatítico vienen de la fusión del ortogneis Palofierral, metasedimentos y un plutón calcoalcalino granodiorítico-diorítico de edad laramídica temprana (72 Ma). Esta fusión, que generó líquidos migmatíticos fechados en 64 y 60 Ma fueron extraídos de las ortogneis Palofierral así como de la granodiorita migmatítica

6.7.3. Grupo Eoceno

La granodiorita Puerta del Sol es interpretada en otro trabajo (González Becuar, 2011) como una granodiorita calcoalcalina peraluminosa proveniente de un ambiente tectónico de arco volcánico. González Becuar (2011) sugiere una afinidad con otros batolitos regionales como el batolito El Jaralito ubicado al norte en la Sierra de Aconchi. Este tipo de magmatismo es considerado típicamente laramídico tanto por química como por asociación cronológica.

De igual forma el granito Oquimonis es descrito como un granito de dos micas y granate altamente peraluminoso y de afinidad calcoalcalina proveniente de un ambiente tectónico de arco volcánico. Su comportamiento en los diagramas multielementales demuestra un alto grado de fraccionamiento, donde la plagioclasa se ha fraccionado fuertemente como muestran los diagramas REE. En Sonora han sido reportados previamente otros cuerpos plutónicos peraluminosos de edad Laramídica con el mismo arreglo mineralógico (Roldán Quintana, 1991; Macías Valdéz, 1992; Nourse et al., 1995; González Becuar, 2011; González León *et al.*, 2011) de dos micas y granate: el granito de Huepac y el granito El Tule estudiados por Macías Valdez (1992) y el granito El Babizo reportado por González León *et al.* (2011) presentan una mineralogía de dos micas y granate. Macías Valdez (1992) presenta en su trabajo varios resultados geoquímicos de REE para los granitos peraluminosos así como para pegmatitas peraluminosas provenientes del granito El Tule, la Sierra de Mazatán y de El Llano. Estos datos son usados para establecer la afinidad geoquímica entre el magmatismo peraluminoso de este trabajo y los reportados previamente (Fig. 53). Los fechamientos disponibles para otros granitos peraluminosos en Sonora son los reportados por González León *et al.* (2011) para el granito El Babizo son presentados dos fechamientos U-Pb en circones de $70.5 \pm 0.3/-0.6$ y $71.5 \pm 0.2/-0.7$ Ma, además de dos fechamientos para el granito de Huépac tiene una edad U-Pb en circones de 54.95 ± 1.6 y $58 \pm 0.6/-0.9$ Ma. En el mismo trabajo, dos edades K-Ar en biotita rinden una edad para el granito de Huépac de 28.7 ± 1 y 29.5 ± 0.9 Ma.

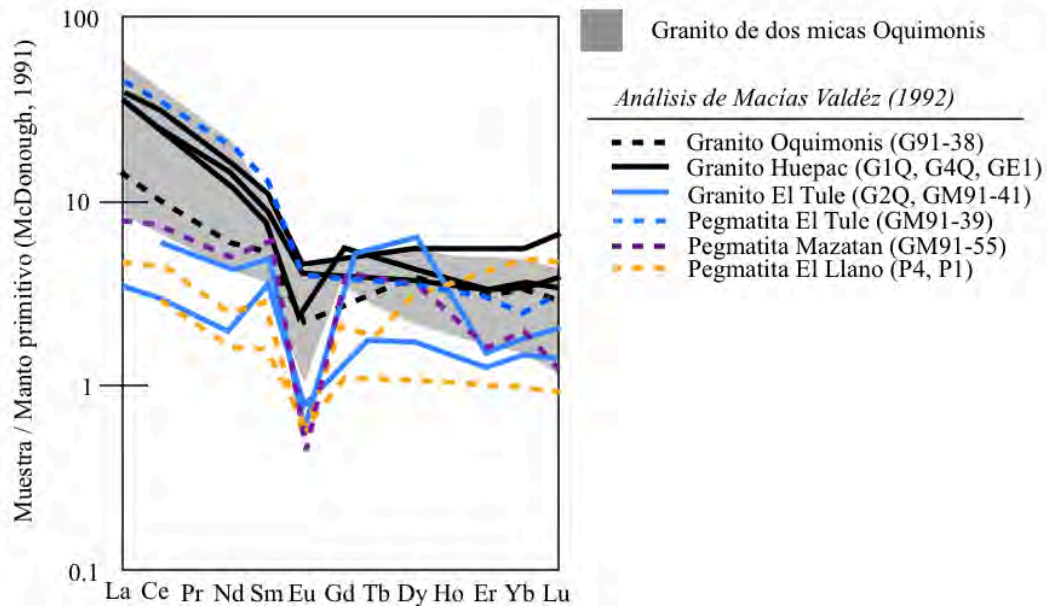


Figura 53. Diagrama de tierras raras normalizado contra manto primitivo (McDonough, 1991) usado para comparar los datos que se tienen del granito de dos micas Oquimonis con datos geoquímicos publicados por Macías Valdez (1992) para pegmatitas y otros granitos peraluminosos de dos micas y granate identificados en otros trabajos (Lugo Zazueta, 2006; González León et al., 2011) en base a relaciones y geocronología como rocas plutónicas de edad Laramídica.

Geoquímicamente se observa un comportamiento muy similar en la tendencia general del granito Oquimonis en comparación con los datos para otros granitos peraluminosos regionales (Fig. 52). La fuerte anomalía en Eu señala un alto grado de diferenciación y fraccionamiento de plagioclasa. Tomando en cuenta el grado de diferenciación que estos magmas presentan, se sugiere que estos magmas han tenido un fuerte aporte cortical proveniente de la fusión de material altamente diferenciado como metasedimentos.

6.7.4. Grupo Mioceno

El gabro Garambullo, variante en composiciones entre gabro de olivino y sienogabro, tiende de una serie calcoalcalina baja en K_2O a serie toleítica. Cuenta con un alto grado de metaluminosidad, presentando un grado muy bajo de diferenciación. Sus elementos traza indican un ambiente tectónico de proveniencia de arco volcánico mientras que los diagramas multi-elementales muestra empobrecimiento en elementos inmóviles y una tendencia planar en elementos móviles. Este comportamiento está asociado a magmas con un bajo grado de diferenciación el cual se representa también en el espectro de REE en el cual no se observa anomalía en Eu. Se ha hablado anteriormente (Wong y Gans, 2008; González Becuar, 2011) de la relación geológica, cronológica, que existe entre los enjambres de diques máficos y el plutonismo Mioceno en Puerta del Sol. El trabajo geoquímico de Orozco-Garza *et al.* (2013) en el enjambre de diques máficos (lamprófidos) aledaños a la ciudad de Hermosillo, Sonora, a 100 km Este plutonismo está asociado también al volcanismo Oligo-Mioceno en Sonora, especialmente al volcanismo de Las Agujas estudiado por Gómez Valencia (2011) con el cual muestra una gran afinidad en su espectro de REE (Fig. 54). La granodiorita Las Mayitas varía en composición de granodiorita a sienogranito y presenta una clara tendencia diferenciada en sus proporciones de sílice contra elementos alcalinos, alcalino-térreos y metales de transición. Su firma es predominantemente peraluminosa y altamente calcoalcalina, por lo cual presenta una fuerte afinidad con el magmatismo de arco Laramide, lo cual es apoyado también por su proporción de Y-Nb-Rb. Su firma de elementos traza y REE señalan un grado de moderado a alto de diferenciación y una moderada anomalía en Eu, indicativa de fraccionamiento de plagioclasa.

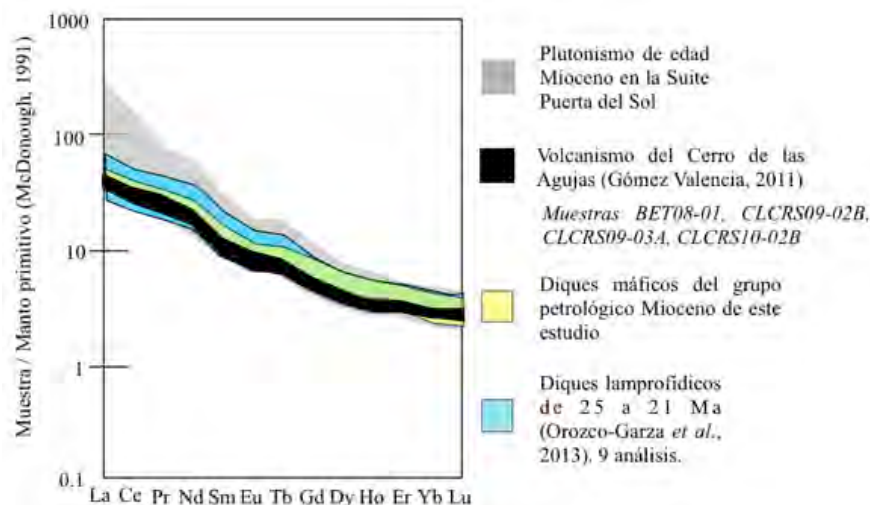


Figura 54. Diagrama de tierras raras normalizado contra manto primitivo (McDonough, 1991) usado para comparar los datos que se tienen del plutonismo Mioceno en la Suite Puerta del Sol (gabro Garambullo y granodiorita Las Mayitas), los datos de enjambres diques máficos en Puerta del Sol (*EGB12-38* y *EGB12-39*) con datos geoquímicos publicados por Gómez Valencia (2011) para el volcanismo del Cerro de las Agujas en Rayón, Sonora, de Orozco-Garza et al. (2013) para los diques lamprofídicos Mioceno en Hermosillo, Sonora

6.8. Geoquímica isotópica

Tras la anterior descripción en el capítulo de Geoquímica de los datos isotópicos de Sr-Nd, en esta sección ahora se pretende generar una interpretación de estos mismos datos respecto al grado de evolución de los magmas analizados complementando esta interpretación con datos de publicaciones regionales anteriores para discernir de qué forma estos datos encajan con la hipótesis de evolución tectónica regional.

Los análisis de isótopos de Sr-Nd para los plutones del Suite Puerta del Sol presentan valores de ϵNd_i de -4.71 a -3.16 y valores respectivos de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ de 0.7079 a 0.7069 . Los valores para la granodiorita Puerta del Sol, tomados de González León et al. (2011) muestran valores más bajos en ϵNd y similares en $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial. Estas proporciones de isótopos de Sr-Nd, bajos valores de ϵNd_i y altos valores de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ reflejan la proveniencia de un reservorio de basamento Proterozoico félsico a

intermedio. Este comportamiento es parecido a los valores de plutones laramídicos en Sonora reportados por Valencia Moreno *et al.* (2001). Los valores reportados de ϵNd_i para el plutonismo laramídico del centro y norte de Sonora son de -3.4 a -4.5 y -4.2 a -5.0 , respectivamente. Dada la heterogeneidad observada en xenolitos de corteza inferior del sur de Arizona y norte de México, se considera poco probable que un miembro cortical composicionalmente uniforme haya estado involucrado en la generación de magmas graníticos. Lang y Tilley (1998) sugieren que la provincialidad observada en la composición isotópica de las rocas ígneas laramídicas de Arizona refleja asimilación, o fusión anatéctica directa, de litologías de corteza inferior de composición y edad variada. Las rocas de la Suite Puerta del Sol presentan particularmente una clara afinidad a los valores de Sr-Nd de la provincia sur de Arizona. Estos valores también son casi los mismos a los observados en los plutones Laramídicos de centro y norte de Sonora (Valencia Moreno *et al.*, 2001), los que de igual manera presentan una afinidad con los de la provincia sur de Arizona (Lang y Tilley, 1998). Estas particularidades sugieren que la región fuente del magmatismo del granito Oquimonis, la granodiorita Las Mayitas y el gabro Garambullo son similares a las del sur de Arizona y el norte y centro de Sonora. Estas características isotópicas diferenciadas sugieren la influencia de un grueso basamento Precámbrico así como aporte de material cortical félsico.

Los análisis disponibles de isótopos de Pb son aquí complementados con la información regional disponible en la literatura para poder generar una mejor comprensión de la situación de la provincia de basamento de este estudio.

Los análisis de isótopos de Pb presentados en este trabajo, provenientes de el ortogneis Palofierral y la granodiorita migmatítica del Complejo El Pajarito así como del granito Oquimonis, la granodiorita Las Mayitas y el gabro Garambullo del Suite Puerta del Sol, son acotados de manera muy consonante en valores que van de $^{208}Pb/^{204}Pb$ entre 38.6758 a 38.8977, de $^{207}Pb/^{204}Pb$ entre 15.6482 a 15.6842 y de $^{206}Pb/^{204}Pb$ entre 19.0911 de 19.4022. Como complemento se usa el análisis de la granodiorita Puerta del Sol y los granitos peraluminosos El Babizo y Huépac reportados por González León *et al.* (2011). Estos últimos, tienen valores mayores en $^{208}Pb/^{204}Pb$ (~ 38.9), en $^{207}Pb/$

^{204}Pb (~15.72) y en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (20.08), mientras que la granodiorita Puerta del Sol presenta valores iguales a los observados en nuestros análisis.

Estos datos, como se muestran en el diagrama uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ contra $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), tienen una tendencia hacia la corteza tipo Arizona propuesta por Wooden y Miller (1990) la cual contrasta fuertemente con las características isotópicas de Pb de la corteza tipo Mojave. En general, la corteza Arizona presenta menores valores entre $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en relación a los valores $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respecto a los valores de Mojave, lo cual indica una composición significativamente menos radiogénica en Pb inicial en la corteza Proterozoica de Arizona. En consideración de esto, Housh y McDowell (2005) presentan datos de isótopos de Pb para rocas plutónicas del norte y centro de Sonora con la cual dividen a estos en provincias A y B las cuales están caracterizadas por tener valores altos de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respecto a análisis de rocas de basamento en Chihuahua, Nuevo México, Texas y Arizona. La provincia B tiene valores mayores de Pb radiogénico que los de la provincia A. Los campos de las provincias A y B pueden ser diferenciadas claramente de las demás por ser provincias con valores distintivamente altos en ϵNd y menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ inicial. Esta provincia es interpretada como análoga a la distribución de una gruesa sección de corteza Proterozoica con afinidad al bloque Caborca en Sonora central. Aunque no es claro por qué la provincia B tiene valores de Pb radiogénico mayores a los de la provincia A, esta peculiaridad indica que la corteza de la provincia A está caracterizada por una proporción de tiempo integrado U-Pb menor que la de la provincia B.

Los valores isotópicos de Pb observados ahora dentro del contexto de la orogenia Laramide nos dicen que durante el emplazamiento de este cuerpo intrusivo de arco volcánico, el magma ascendió a través de una gruesa corteza Proterozoica que posee valores afines a los de la zona de transición a Arizona al tener valores menos torogénicos (menor valor de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en relación a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) que los de la corteza Mojave. De igual forma, en este análisis se presentan valores menos torogénicos que los reportados por Iriondo *et al.* (2004) para el bloque Caborca pero mostrando una similitud en los valores al ser torogénicamente proporcionales influencia de la provincia Mojave y zona de transición. La provincia isotópica de zona de transición es un límite muy ambiguo y no existe un consenso definitivo a cerca del margen definitivo donde se

puede localizar este límite (Iriondo, 2001). Dentro de ella se reconocen características particulares de edad pero también de valores isotópicos de Pb (alto en U/Pb, Th/U ~4 y moderado en Th/Pb).

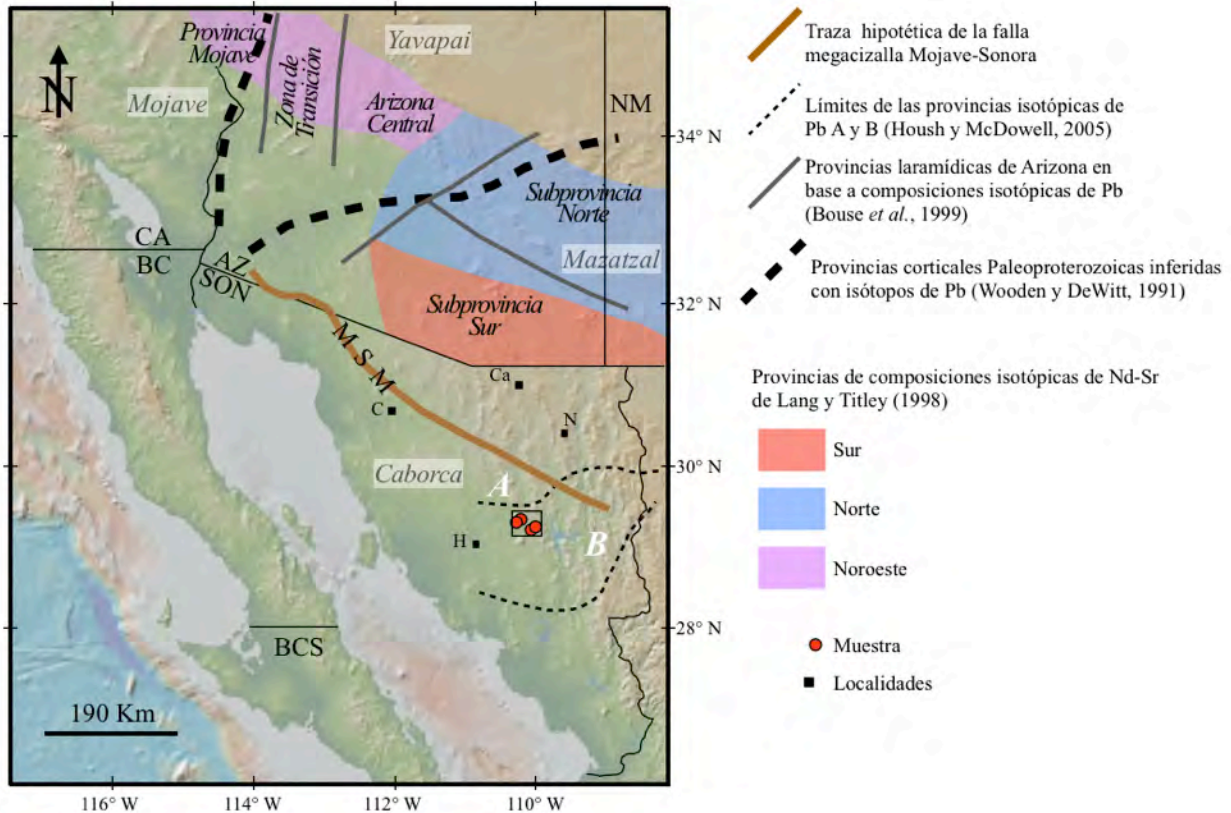


Figura 55. Mapa de distribución regional de las provincias corticales Proterozoicas inferidas por isótopos de Pb en el suroeste de Estados Unidos (Wooden y DeWitt, 1991), provincias isotópicas de Nd-Sr y Pb-Pb de Arizona y California (Lang y Tittley, 1998; Bouse *et al.*, 1990) y provincias isotópicas A y B de Housh y McDowell (2005). Poblados: H-Hermosillo; N-Nacozari; Ca-Cananea; C-Caborca.

Tomando en cuenta las relaciones de los valores isotópicos de Pb con los existentes, creemos conveniente correlacionar la unidad de basamento ortogneis Palofierral con el basamento del bloque Caborca (Fig. 55). Posteriormente, el plutonismo del Complejo El Pajarito y la Suite Puerta del Sol fueron contaminados con este mismo tipo de basamento cortical al momento de ser intruídos en ella. Por tanto, este plutonismo despliega una firma uranogénica con afinidad a la provincia cortical de Arizona,

mientras que la firma tórognica es correlacionable al bloque Caborca, al cual se le atribuye una afinidad al basamento Mojave o zona de transición Mojave-Yavapai (Iriundo 2001).

6.7. Conclusiones

Tras la descripción e interpretación de los datos obtenidos en campo, podemos proponer las siguientes conclusiones para este trabajo:

En el área de la Sierra El Pajarito ocurre un evento de plutonismo donde un cuerpo granodiorítico (posteriormente migmatizado; 71.9 ± 1.9 Ma; U-Pb) y el granito El Pajarito (69.4 ± 0.5 Ma; U-Pb) intruyen al basamento Precámbrico compuesto por el ortogneis Palofierral (1690 ± 11 Ma; U-Pb), así como a una gruesa secuencia sedimentaria Paleozoica (Roldán-Quintana, 1991; Radelli, 1986).

Estos magmas son intruídos en una corteza sobre-engrosada a causa de los cabalgamientos en la corteza superior durante el Cenozoico Tardío, tiempo de duración de la orogenia Laramide que afecta a la Cordillera Norteamericana (Coney y Harms, 1984; Armstrong, 1991; Coney, 1987; González León *et al.*, 1992; Nourse *et al.*, 1994; Iriundo *et al.*, 2005). Este engrosamiento produce un evento de metamorfismo que alcanza (al menos y en base a las paragénesis minerales) facies de anfíbolita el cual genera migmatitas a partir de la roca encajonante (basamento precámbrico y sedimentos paleozoicos), así como en los plutones intruídos. Tal evento inició, cuando antes, a los 71.9 ± 1.1 Ma (U-Pb) y estuvo activo hasta los 59.3 ± 1.2 Ma (U-Pb), edad más joven de las rocas migmatíticas.

La deformación compresional laramídica, activa hasta los 39 Ma (Iriundo *et al.*, 2005), genera una serie de pliegues a macro y microescala en la roca migmatizada además de imprimir un metamorfismo de facies anfíbolítica a los sedimentos paleozoicos que se encuentran como colgantes de techo produciendo mármoles, cuarcitas y skarns de epidota, anfíbol y clorita.

Después de esto, la granodiorita Puerta del Sol (49.95 ± 1 Ma; U-Pb en circones) y el granito Oquimonis (41.8 ± 0.7 Ma; U-Pb en circones), intruyen la zona de Puerta del Sol

y debajo del flanco occidental de la Sierra El Pajarito así como a zonas aledañas al sur de la misma (Sierra El Batamote). Este evento intrusivo genera también una serie de pegmatitas-aplitas tardías fechadas en el sistema K-Ar por Damon *et al.* (1983) en 41.6 ± 1.0 Ma y 39.2 ± 0.9 en muscovita y 35.8 ± 0.8 Ma en biotita.

El último evento magmático intrusivo ocurre en el Mioceno, cuando intruyen los plutones gabro Garambullo (19.8 ± 0.2 Ma; U-Pb) y la granodiorita Las Mayitas (19.2 ± 1.2 Ma; K-Ar en biotita). Este pulso magmático Mioceno en la Suite Puerta del Sol es coevo y geoquímicamente muy similar al volcanismo del Cerro Las Agujas reportado en el trabajo de Gómez Valencia (2011). En base a las evidencias presentadas apoyamos la afinidad sugerida por la autora antes mencionada. También sugerimos la posible relación entre los enjambres de diques máficos con rumbo ENE-WSW a la Este de los afloramientos del pulso Mioceno en la Suite Puerta del Sol ya que, geoquímicamente, muestran una fuerte afinidad composicional.

La Suite Puerta del Sol y el Complejo El Pajarito representan el bloque inferior de un complejo de núcleo metamórfico (CNM; *metamorphic core complex*). Esta estructura es acotada con seis fechamientos Ar-Ar (Wong y Gans, 2008; González Becuar, 2011) en rocas de la placa inferior del CNM de Puerta del Sol, altamente concordantes entre sí, las cuales señalan una edad de enfriamiento de 24.4 ± 0.1 Ma hasta, al menos, 17.5 Ma. Este evento de exhumación en el CNM de Puerta del Sol está relacionado a un evento mayor de extensión regional de gran magnitud que ocurrió entre 25 y había cesado aproximadamente a los 17-16 Ma. Nuestras edades generadas para el caso estudiado confirman los estimados de la edad de extensión regional postulados por Nourse *et al.* (1994) y posteriormente corroborados mediante geocronología Ar-Ar por Wong *et al.* (2010).

Los análisis geoquímicos señalan una predominante firma calcoalcalina tanto alta como media en K_2O . Las proporciones de alúmina sitúa a nuestros análisis como peraluminosos principalmente para algunas rocas de la Sierra El Pajarito, para rocas del pulso Eoceno y metaluminosas para rocas del pulso Mioceno y diques máficos. Las concentraciones de Rb-Y-Nb demuestran un plutonismo predominantemente de arco volcánico y los diagramas de REE muestran una tendencia de fraccionamiento magmático. Las evidencias geoquímicas y su similitud con los análisis de Valencia

Moreno *et al.* (2001) para los batolitos del norte y centro de Sonora sugieren que estos magmas tienen un ambiente de subducción como origen, específicamente, producto del arco Laramide en Sonora.

Los plutones estudiados fueron intruídos en una provincia de basamento Precámbrico con afinidad al bloque Caborca el cual es asociado al basamento de tipo Mojave o zona de transición Mojave-Yavapai.

Capítulo 7. Bibliografía

Anderson, J.L., 1988, Core complexes of the Mojave-Sonoran desert: Conditions of plutonism, mylonitization and decompression, *in* Ernst, W.G., *ed.*, *Metamorphism and Crustal Evolution of the Western United States (Rubey Vol. 7)*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, p. 502-525.

Anderson, T.H., Silver, L.T., Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb of some lineated plutons, northwestern Mexico, *in*: Crittenden Jr., M.D., Coney, P.J., Davis, G.H. (eds.): *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geological Society of America, Memoir 153, p. 269-286.

Bouse, R.M., Ruiz, J., Titley, S.R., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., 1999, Lead isotope compositions of Late Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: Implications for the source of plutons and metals in porphyry copper deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 94, p. 211-244.

Bronner, G., Radelli, L., 1996, Study of a NE-SW Eocene compressive phase in the Paleocene granites of the Aconchi Massif, central Sonora, Mexico: *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, v. 13 (2), p. 1-9.

Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectonosedimentaria de las cuencas terciarias: porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora central, México: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Departamento de Geología Tesis de Maestría en Ciencias, 67 p.

Calmus, T., Vega-Granillo, R., Lugo-Zazueta, R., 2011, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, *in* Calmus, T., *ed.*, *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227-266.

Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectonostratigraphic terranes and mineral resources distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.

Cochemé, J.J., Demant, A., 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, *in* Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C., *eds.*: *Studies of Sonoran Geology*. Geological Society of America Special Paper 254, p. 81-94.

Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes: An overview, *in*: Crittenden Jr., M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., *eds.*: *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*, Geological Society of America, Memoir 153, p. 7-34.

Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V., Washington, H.S., 1902, A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *Journal of Geology*, Vol. 10, p. 555-690.

Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983, El Batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México (AIMMGM), Convención Nacional XV, Guadalajara, Jal., p. 63-95.

de la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, v. 29, p. 183-210.

Dickin, A.P., 1995, *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 2nd Ed., p. 509.

Dickinson, W.R., 1991, Tectonic setting of faulted Tertiary strata associated with the Catalina core complex in southeastern Arizona: *Geological Society of America Special Paper 264*, 106p.

Didier, J., 1991, The various types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France, *in*: Didier, J., Barbarin, B. (eds.): *Enclaves and granite petrology (Developments in petrology 13)*, Elsevier, p. 135-153.

Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: implications for the tectonic evolution of northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 16 (3), p. 388-408.

Gehrels, G.E., Stewart, J.H., 1998, Detrital zircon U-Pb geochronology of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata of Sonora, México. *Journal of Geophysical Research*, 103: doi: 10.1029/97JB03251. issn: 0148-0227.

Gómez Valencia, A.M., 2011, Petrografía y geoquímica del volcanismo Oligoceno-Mioceno medio en Rayón, Sonora: énfasis en el estudio y significado del volcanismo híperalcalino en la región. Universidad de Sonora, Tesis de licenciatura, p. 143.

González Becuar E., 2011, Geología, geoquímica y geocronología del área de Puerta del Sol, Sonora central, México. Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Tesis de licenciatura, p. 66.

González León, C.M., Roldán Quintana, J., Rodríguez, E.P., 1992, Deformaciones Sevier y Laramide: Su presencia en Sonora. *Bol. Depto. Geol., UNI-SON*, v.9, No.1, p. 1-18.

González-León, C.M., McIntosh, W.C., Lozano-Santacruz, R., Valencia-Moreno, M., Amaya-Martínez, M., Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi quadrangles), northwest Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 600-610.

González-León, C.M., Valencia, V., López, M., Bellon, H., Valencia Moreno, M.A., Calmus, T., 2010, The Arizpe sub-basin: sedimentary and magmatic evolution of the

Basin and Range in north-central Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27 (2), p. 292-312.

González-León, C.M., Solari, L., Solé, J., Ducea, M.N., Lawton, T.F., Bernal, J.P., González Becuar, E., Gray, F., López Martínez, M., Lozano Santacruz, R., 2012, Stratigraphy, geochronology, and geochemistry of the Laramide magmatic arc in north-central Sonora, Mexico: *Geosphere*, v. 7, no. 6, p. 1392-1418.

Haxel, G.B., Wright, J.E., May, D.J., Tosdal, R.M., 1980, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago reservation in Western Arizona: *Arizona Geological Society Digest*, v. 12, p. 17-29.

Hopgood, A.M., 1999, Determination of structural successions in migmatites and gneisses. Kluwer Academic Publishers, p. 343

Housh, T.B., McDowell, F.W., 2005, Isotope provinces in Laramide and mid-Tertiary igneous rocks of northwestern Mexico (Chihuahua and Sonora) and their relation to basement configuration, *in* Anderson, T.H. *et al.*, eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 671-692.

Iriondo, A., 2001, Proterozoic Basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico: Tectonic constraints of the SW Margin of Laurentia. PhD Thesis, Department of Geological Sciences, University of Colorado.

Iriondo, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W., Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications of the reconstruction of the Southwestern margin of Laurentia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 154-170.

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

Kerrick, R., Rehrig, W., 1987, Fluid motion associated with Tertiary mylonitization and detachment faulting: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence from the Picacho metamorphic core complex, Arizona: *Geology*, v. 15, p. 58-62.

Kuno, H., 1968, Differentiation of basalt magmas, *in*: Hess, H. H. & Poldervaart, A. A. (eds.) *Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, 2. New York: Interscience, p. 623-688.

Lang, J.R., Titley, S.R., 1998, Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 93, p. 138-170.

Lister, G.S., Baldwin, S.L., 1993, Plutonism and the origin of metamorphic core complexes: *Geology*, v. 21 (7), p. 607-610.

Lugo-Zazueta, R.E., 2006, Extensión Basin and Range en la Sierra de Aconchi, Sonora, México: Análisis Termocronológico Basado en Ar/Ar y Trazas de Fisión: Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría en Ciencias-Geología, 77 p.

Macías-Valdez, G., 1992, Geoquímica (elementos mayores, trazas y tierras raras) del Granito de Huépac (Sonora), implicaciones petrogenéticas y tectónicas: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Tesis de Licenciatura, 52 p.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.

McDonough, W.F., Sun, S., Ringwood, A.E., Jagoutz, E., Hofmann, A.W., 1991, K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Ross Taylor Symposium volume.

McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, *in* Chapin, C.E., Elston, W.E., eds., *Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper 180*, p. 113-124.

McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 521-531.

Miranda-Gasca, M.A., Quiroz, F.R., 1988, Vulcanismo alcalino bimodal asociado a la tectónica de cuencas y sierras en la región de Magdalena de Kino, Sonora, México: *Sociedad Geológica Mexicana, Conv. Geol. Nal. 9*, México D.F., p. 35.

Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.

Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v.13 (5), p. 1161-1182.

Orozco-Garza, A., Dostal, J., Keppie, J.D., Paz-Moreno, F.A., 2013, Mid Tertiary (25-21 Ma) lamprophyres in NW Mexico derived from subduction-modified subcontinental lithospheric mantle in an extensional backarc environment following steepening of the Benioff zone: *Tectonophysics*, 590, p. 59-71

Peccherillo A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, p. 63-81.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25, p. 956-983.

Parsons, T., Thompson, G.A., 1993, Does magmatism influence low-angle normal faulting?: *Geology*, v. 21 (3), p. 247-250.

Paterson, S.R., Fowler Jr., T.K., Schmidt, K.L., Yoshinobu, A.S., Yuan, E.S., Miller, R.B., 1998, Interpreting magmatic fabric patterns in plutons: *Lithos* 44, p. 53-82.

Radelli, L., 1986, An essay on the southern Basin and Range: *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, v. 3 (1), p. 51-146.

Radelli, L., Lucero-Bernal, V., Macías-Valdez, G., 1995, The Huepac continental volcanic arc of central Sonora, Mexico: Eocene compressional deformation, magma underplating, crustal melting, and magmatism: *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, v. 12 (1), p. 109-124.

Raisz, E., 1959, *Landforms of Mexico*: Cambridge, Massachusetts, Geographic Branch of the Office of Naval Research, scale 1: 2,445,000.

Ramos-Velázquez, Calmus, T., Valencia, V., Iriando, A., Valencia-Moreno, M., Bellon, H., 2008, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25 (2), p. 314-333.

Richard, D., 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale: plutonisme et gisements de tungstène de l'Etat de Sonora (Mexique): Paris, Univeristé de Paris-Sud. Orsay. Thèse, 745 p.

Roldán-Quintana, J., 1979, Geología y yacimientos del distrito de San Felipe, Sonora: Instituto de Geología, Revista, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 8, p. 1-8.

Roldán-Quintana, J., 1989, Geología de la Hoja Baviácora, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, v. 8, p. 1-14.

Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central, Sonora, Mexico, *in*: Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.): *Studies in Sonoran Geology*, Geological Society of America, Special Paper 254, p. 69-80.

Sawyer, E.W., 2008, Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NCR Research Press, Ottawa, Ontario, Canada, p. 371.

Scherkenbach, D.A., Sawkins, F.J., Seyfried, W.E., 1985, Geologic, fluid inclusion, and geochemical studies of the mineralized breccias at Cumobabi, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 80 (6), p. 1566-1592.

Silver, L.T., Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic truncation of the southwestern North American craton (abstract), *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 6, 955.

Spencer, J.E., 2010, Structural analysis of three extensional detachment faults with data from the 2000 Space-Shuttle Radar Topography Mission. *GSA Today*, v. 20 (8), p. 4-10.

Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, *in* Gehrels, G.W., Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonora Desert region, Arizona and Sonora: Geologic Survey of Arizona Special Paper 7*, p. 183-202.

Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California, and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, v. 8, p. 99-116.

Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth Science Reviews*, v. 12, p. 1-33.

Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M., Patchett, P.J., Zurcher, L., Hodkinson, D.G., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113 (11), p. 1409-1422.

Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatan metamorphic core complex, Mexico: Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, p. 193-204.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Rey, P., Buck, W.R., 2012, Continental and oceanic core complexes: *Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B30754.1

Wodzicki, W.A., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea district, Sonora, Mexico: University of Arizona, PhD thesis, 181 p.

Wooden, J.L., Miller, D.M., 1990, Chronologic and isotopic framework for early Proterozoic crustal evolution in the eastern Mojave Desert region, SE California: *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 20133-20146.

Wong, M.S., Gans, P.B., 2003, Tectonic implications of early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatan metamorphic core complex, Sonora, Mexico: *Geology*, v.31 (11), p. 953-956.

Wong, M.S., Gans, P.B., 2008, Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico: *New insights into metamorphic core complex formation: Tectonics* v. 27, 35 p.

Wong, M.S., Gans, P.B., Scheier, J., 2010, The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico: *Implications for Cenozoic*

tectonic evolution of northwestern Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 115, 19 p.

Zoback, M.L., Anderson, R.E., Thompson, G.A., 1981, Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United State: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical & Physical Sciences* 300, num 1454, Extensional Tectonics Associated with Convergent Plate Boundaries, p. 407-434.

TABLA I. Geoquímica de elementos mayores (wt. %), mineralogía normativa CIPW y elementos traza (ppm).

	Basamento Precámbrico (1690 Ma)	Grupo Migmatitas (Paleoceno) (72 a 60 Ma)			Grupo Eoceno (49 a 42 Ma)			
<i>Litología</i>	<i>EGB12-33</i> Ortogneis Palofierral	<i>EGB12-41</i> Migmatita	<i>EGB12-23</i> Granodiorita migmatítica	<i>EGB12-16</i> Migmatita	<i>725091G</i> Granodiorita Puerta del Sol	<i>112083G</i> Granodiorita Puerta del Sol	<i>0202082G</i> Granodiorita Puerta del Sol	<i>725093G</i> Granito Oquimonis
<i>Localidad</i>	A. El Bamuco	A. El Bamuco	A. El Bamuco	Represo Dolore	San Juan	San Juan	San Juan	Agua Blanca
<i>X</i>	3246793	3244442	3245950	3254012	3258358	3255534	3251139	3244858
<i>Y</i>	576052	585991	588140	587059	573583	571550	571479	576850
<i>SiO₂</i>	72.317	54.109	53.818	66.651	67.504	67.5	68.4	70.302
<i>TiO₂</i>	0.303	1.281	0.875	0.386	0.422	0.3	0.1	0.335
<i>Al₂O₃</i>	15.002	19.17	21.474	16.85	17.138	15.1	15.5	15.796
<i>Fe₂O₃</i>	2.39	8.949	6.022	2.953	3.205	2.2	1	2.801
<i>MnO</i>	0.034	0.11	0.091	0.074	0.06	0.1	0	0.055
<i>MgO</i>	0.269	3.342	2.128	0.965	0.846	0.5	0	0.666
<i>CaO</i>	1.719	6.304	7.13	2.512	3.702	2.5	1.2	2.693
<i>Na₂O</i>	3.007	3.472	4.166	4.216	4.744	3.8	4.2	4.348
<i>K₂O</i>	4.954	1.822	1.637	4.183	2.42	2.8	3.8	3.242
<i>P₂O₅</i>	0.082	0.297	0.21	0.143	0.151	3.8	4.2	0.109
<i>LOI</i>	0.69	0.93	1.63	0.37	0.7	0.5	0.4	0.48
<i>Total</i>	100.767	99.786	99.181	99.303	100.89	99.1	98.8	100.77
CIPW								
<i>Qz</i>	30.73	4.88	2.513	18.31	20.12	37.60	37.55	24.54
<i>Or</i>	29.22	10.86	9.916	24.97	14.28	16.76	22.54	19.06
<i>Ab</i>	25.37	29.67	36.10	36.02	40.07	32.80	36.35	36.67
<i>An</i>	8.057	29.86	34.95	11.77	17.41	-10.11	-19.22	12.68
<i>Ne</i>	0	0.0	0	0	0	0	0	0
<i>Di</i>	0	0.0	0	0	0	0	0	0
<i>Hyp</i>	3.32	18.15	12.07	5.77	5.64	3.58	1.25	4.79
<i>Ol Mg</i>	0	0.0	0	0	0	0	0	0
<i>Ol Fe</i>	0	0.0	0	0	0	0	0	0
<i>Mt</i>	0.47	1.77	1.21	0.58	0.63	0.43	0.20	0.55
<i>Hem</i>	0	0.0	0	0	0	0	0	0
<i>Ilm</i>	0.57	2.47	1.71	0.74	0.80	0.55	0.17	0.63
<i>Ap</i>	0.19	0.71	0.521	0.33	0.36	9.18	10.18	0.26
<i>Cor</i>	1.7	0.67	0.351	1.13	0.31	9.60	11.56	0.46
<i>Id</i>	85.32	45.42	48.5	79.30	74.47	87.16	96.45	80.27
<i>Cs</i>	2.12	1.21	78.47	88.68	0.6			1.95
<i>Rb</i>	140	51.06			66	96	113	95
<i>Ba</i>	1292	809.1	8.084	11.99	921	1216	1048	1227
<i>Th</i>	16.5	2.28			8	10	7	8
<i>U</i>	2.06	0.34	13.30	12.71	2.25			1.24
<i>Nb</i>	13.2	7.38	22.92	34.49	10	15	9	5
<i>Ta</i>	0.73	0.39			1.33			0.52
<i>Pb</i>	23.3	6.42	10.82	18.07	12	17	20	11
<i>Sr</i>	210	718.1	658.5	545.8	571	565	338	467
<i>Zr</i>	9.61	14.74	385.3	198.7	261	230	82	233
<i>Y</i>	14.4	19.39	26.3	15.69	20	13	18	17
<i>Cu</i>	13.3	21.66	10.64	3.55	3	5	5	3
<i>Co</i>	3.30	22.88	14.53	5.83	7	49	57	7
<i>V</i>	17.5	192.5	99.48	43.92	31	21	7	17
<i>Ni</i>	2.64	9.018	5.82	5.19	6	0	0	6
<i>Zn</i>	36.1	94.1	71.31	42.99	59	54	36	35
<i>Rb</i>	140	51.06	78.47	88.68	66	96	113	95
<i>Sr</i>	210	718.1	658.5	545.8	571	565	338	467
<i>Mo</i>	0.21	0.37			0.34			0.09
<i>Sn</i>	1.58	1.041						
<i>Sb</i>	0.06	0.06						
<i>La</i>	0.07	0.57	8.42	5.05	0.42	7	3	0.35
<i>Ce</i>	101	43.21	45.68	67.48	82.08	64.9	31.7	74.17
<i>Pr</i>	11.7	5.66	6.36	7.73	9.64	6.8	3.7	8.38
<i>Nd</i>	40.2	23.74	24.3	26.60	34.53	23.2	13.5	28.51
<i>Sm</i>	6.19	5.21	4.89	4.42	6.05	3.6	2.5	4.17
<i>Eu</i>	1.41	1.39	1.48	1.10	1.06	0.9	0.4	0.72
<i>Gd</i>	4.37	4.74	4.38	3.35	5.06	2.7	2.4	2.97
<i>Tb</i>	0.58	0.69	0.68	0.47	0.73	0.4	0.3	0.37
<i>Dy</i>	2.83	3.81	4.11	2.62	3.72	1.6	2	1.65
<i>Ho</i>	0.53	0.70	0.86	0.52	0.7	0.3	0.4	0.3
<i>Er</i>	1.41	1.77	2.58	1.49	1.75	0.7	1.1	0.8
<i>Yb</i>	0.97	1.34	3.02	2.62	1.66	0.5	1	0.73
<i>Lu</i>	0.21	0.18	0.48	0.26	0.22	0.1	0.1	0.09

Grupo Mioceno (20 a 18 Ma)

724091G	725092G	EGB12-18	3191003	1121095G	724092G	1121093G	EGB12-39	4-18-08-1
Granito	Granito	Granito	Granodiorita	Granodiorita	Granodiorita	Gabro	Gabro	Gabro
Oquimonis	Oquimonis	Oquimonis	Las Mayitas	Las Mayitas	Las Mayitas	Garambullo	Garambullo	Garambullo
Agua Blanca	Agua Blanca	C. El Batamote	C. Las Mayitas	C. Garambullo	C. Garambullo	C. Garambullo	C. Garambullo	C. Garambullo
3248570	3248570	3239360	3255437	3254674	3254126	3254663	3251838	3252777
575134	575134	586544	573835	569832	568949	568548	568679	567450
72.269	75.311	76.262	42.35	47.335	47.764	48.914	47.663	48.7
0.252	0.067	0.044	2.241	0.523	1.379	1.228	1.361	1.1
15.347	14.608	14.035	18.79	10.609	17.759	19.508	15.124	17.9
2.216	0.727	0.378	12.32	10.102	10.621	8.127	9.804	8.3
0.055	0.031	0.037	0.104	0.149	0.175	0.103	0.153	0.1
0.577	0.221	0.003	6.34	17.136	5.535	6.27	9.596	7.2
2.413	1.123	0.584	10.01	11.637	7.459	9.273	6.935	8.7
4.2688	3.885	3.569	2.25	1.25	3.609	3.255	2.001	2.9
2.973	4.203	4.846	0.894	0.471	3.111	1.402	1.683	1.4
0.084	0.02	0.029	0.237	0.128	1.114	0.324	0.557	0.4
0.31	0.34	0.3		0.87	1.66	1.67	5.49	2.5
100.78	100.54	100.087	95.54	100.21	100.19	100.07	100.367	99.2
28.90	33.43	35.53	0	0	0	0	0	0
17.47	24.73	28.69	5.55	2.77	18.65	8.38	10.45	8.68
35.94	32.80	30.27	16.41	10.65	21.4	27.93	17.84	25.28
11.43	5.43	2.75	40.26	22.081	23.39	35.03	28.78	32.80
0	0	0	1.92	0	5.15	2.99E-02	0	0
0	0	0	8.37	28.09	6.16	7.89	3.22	7.72
3.95	1.43	0.50	0	6.52	0	0	26.47	8.55
0	0	0	9.92	19.18	8.62	9.34	4.03	7.24
0	0	0	8.65	6.21	8.16	5.75	2.01	4.10
0.43	0.14	7.45E-02	2.53	1.99	2.11	1.62	2.03	1.69
0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.48	0.13	7.61E-02	4.47	1.01	2.66	2.38	2.72	2.17
0.19	4.73E-02	7.10E-02	0.59	0.308	2.67	0.781	1.40	0.876
0.89	1.67	1.90	0	0	0	0	0	0
82.31	90.96	94.48	23.87	13.43	45.24	36.34	28.29	33.95
1.55	1.85	212.94			1.26		1.64	
94	126				71		45.42	38
1091	817	3.45			2192		748.96	885
9	5				4		2.60	10
0.74	0.31	12.12			1.81		0.47	
7	4	5.80			12		12.17	7
0.58	0.39				0.64		0.65	
15	22	21.17					6.37	
449	218	52.63			1679		668.94	1977
239	72	47.53			262		50.24	243
17	25	26.03			33		27.73	20
4	4	2.14	44		22		42.70	14
5	7	0.32	64		28		43.23	47
11	5	4.14	476		218		161.91	172
6	6	0.29	29		18		280.61	95
47	34	11.81	100		76		106.9	102
94	126	212.94			71		45.42	38
449	218	52.63			1679		668.94	1977
0.21	<0				0.46		1.05	
							1.38	
							0.28	
0.6	0.24	2.48			1.32		4.06	2
55.34	15.05	12.10			395.31		73.36	73.9
5.93	1.67	1.50			23.36		9.52	9.9
20.27	6.5	5.91			90.65		37.58	42
3.19	1.51	1.87			14.84		7.50	7.9
0.55	0.34	0.18			3.11		1.92	2.2
2.79	1.78	2.67			11.8		6.45	5.8
0.39	0.35	0.55			1.39		0.91	0.7
1.73	2.15	4.04			6.21		5.12	4
0.3	0.47	0.84			1.16		0.97	0.7
0.7	1.36	2.38			2.83		2.57	1.8
0.71	1.23	2.29			2.55		2.28	1.5
0.07	0.15	0.31			0.36		0.33	0.2

<i>EGB12-38</i>	<i>9-27-09-2</i>	<i>3201003</i>	<i>3201004</i>
Gabro	Gabro	Dique máfico	Dique máfico
Garambullo	Garambullo		
C. Garambullo	C. Garambullo	A. La Junta	A. La Junta
3256923	3255213	3263565	3264165
570026	572544	585986	584784
48.686	66.92	76.76	76.42
1.019	0.464	0.137	0.135
17.046	16.24	13.76	13.63
8.088	3.335	1.07	1.08
0.118	0.067	0.031	0.033
5.445	1.361	0.07	0.06
6.522	2.801	0.94	0.94
3.368	3.869	4.01	3.84
2.286	3.88	4.618	4.682
0.345	0.202	0.034	0.033
7.72	0.48		
100.643	99.62	101.44	100.85
0	20.54	32.68	33.25
14.52	23.08	26.9	27.39
30.61	32.98	33.40	32.21
26.51	12.86	4.43	4.43
0	0	0	0
4.99	0	0	0
7.03	7.10	1.36	1.37
6.20	0	0	0
4.56	0	0	0
1.71	0.66	0.21	0.21
0	0	0	0
2.09	0.89	0.27	0.25
0.876	0.47	7E-02	7.10E-02
0	1.02	0.51	0.60
45.13	76.60	92.94	92.85
2.65	0.59		
78.06	59.32		
1313.20	688.93		
1.34	5.18		
0.50	0.97		
6.90	7.22		
0.34	0.56		
14.58	7.28		
1343	376.07		
78.98	118.59		
15.59	8.58		
5.55	7.61	9	26
27.69	2.25	8	28
167.0	28.37	6	153
75.75	18.16	8	32
76.66	34.87	19	90
78.06	59.32		
1343	376.07		
0.27			
0.91			
0.37			
1.98	3.08		
51.39	44.92		
6.50	5.1		
25.62	17.17		
5.00	2.76		
1.45	0.63		
4.12	2.19		
0.57	0.3		
3.03	1.44		
0.56	0.3		
1.41	0.9		
1.14	0.84		
0.16	0.13		

TABLA V. Resultados de análisis U-Pb de la muestra EGB12-24. C: análisis en núcleo del mineral; R: análisis en el borde del mineral.

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Proporciones isotópicas								Edades aparentes (Ma)				Conc (%)			
				²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb* ± (%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U* ± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± (%)	error corr. ²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U* ± (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± (Ma)	²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb* ± (Ma)	Best age (Ma) ± (Ma)									
EGB12-24-18R	612	351489	41.3	17.0426	14.6	0.0699	26.2	0.0086	21.7	0.83	55.5	12.0	68.6	17.4	555.1	321.1	55.5	12.0	NA
EGB12-24-12R	1457	305065	39.1	20.6799	1.9	0.0587	2.6	0.0088	1.7	0.66	56.5	1.0	58.0	1.4	116.7	45.6	56.5	1.0	NA
EGB12-24-19R	1402	370863	22.5	20.8841	0.9	0.0597	4.8	0.0090	4.7	0.98	58.1	2.7	58.9	2.7	93.5	21.5	58.1	2.7	NA
EGB12-24-8R	611	265511	50.2	19.8016	1.8	0.0644	3.1	0.0092	2.6	0.82	59.3	1.5	63.3	1.9	218.1	40.8	59.3	1.5	NA
EGB12-24-30R	2242	527153	15.0	18.6871	9.0	0.0692	14.1	0.0094	10.8	0.77	60.2	6.5	67.9	9.3	350.6	204.7	60.2	6.5	NA
EGB12-24-5R	798	61194	71.2	19.2131	6.7	0.0707	7.2	0.0099	2.6	0.36	63.2	1.6	69.4	4.8	287.5	152.6	63.2	1.6	NA
EGB12-24-28R	1171	291726	79.6	20.4900	0.7	0.0684	2.3	0.0102	2.2	0.95	65.2	1.4	67.1	1.5	138.4	17.3	65.2	1.4	NA
EGB12-24-10R	918	100818	75.3	20.8100	0.9	0.0692	1.6	0.0104	1.4	0.84	67.0	0.9	67.9	1.1	101.9	21.0	67.0	0.9	NA
EGB12-24-14R	983	264681	50.0	20.4160	1.4	0.0712	4.3	0.0105	4.1	0.95	67.6	2.7	69.8	2.9	147.0	33.0	67.6	2.7	NA
EGB12-24-25R	876	347176	62.5	18.5636	8.5	0.0788	10.7	0.0106	6.4	0.60	68.0	4.4	77.0	7.9	365.6	192.9	68.0	4.4	NA
EGB12-24-6R	853	130885	36.3	19.8413	3.2	0.0740	5.3	0.0106	4.3	0.80	68.3	2.9	72.5	3.7	213.5	73.1	68.3	2.9	NA
EGB12-24-15R	1216	224700	64.2	20.7296	1.2	0.0733	1.7	0.0110	1.3	0.74	70.7	0.9	71.8	1.2	111.0	27.2	70.7	0.9	NA
EGB12-24-17R	903	161734	204	20.2260	3.6	0.0756	3.8	0.0111	1.4	0.37	71.1	1.0	74.0	2.7	168.8	83.5	71.1	1.0	NA
EGB12-24-16R	780	127093	49.9	20.5774	1.1	0.0762	2.8	0.0114	2.6	0.92	72.9	1.9	74.5	2.0	128.5	25.8	72.9	1.9	NA
EGB12-24-31R	1217	241887	59.9	16.4644	8.5	0.1009	9.4	0.0120	4.1	0.44	77.2	3.2	97.6	8.8	629.9	183.0	77.2	3.2	NA
EGB12-24-9R	1111	382020	37.5	16.5459	6.5	0.1020	15.2	0.0122	13.7	0.90	78.4	10.7	98.6	14.2	619.3	139.8	78.4	10.7	NA
EGB12-24-4R	902	574038	19.3	11.0196	2.5	0.4988	3.5	0.0399	2.5	0.71	252.0	6.2	410.9	11.8	1441.3	46.7	252.0	6.2	NA
EGB12-24-21R	823	459964	7.6	10.8430	2.0	0.7078	6.1	0.0557	5.7	0.94	349.2	19.5	543.4	25.6	1472.0	38.3	349.2	19.5	NA
EGB12-24-26R	562	1617475	13.2	10.2966	1.0	0.9699	2.1	0.0724	1.9	0.89	450.8	8.1	688.4	10.5	1569.5	18.3	1569.5	18.3	28.7
EGB12-24-22R	388	896754	4.9	9.9467	0.6	1.6164	9.2	0.1166	9.2	1.00	711.0	61.9	976.6	57.8	1634.0	10.5	1634.0	10.5	43.5
EGB12-24-11R	755	2722835	5.5	9.8591	0.9	2.0986	2.5	0.1501	2.3	0.93	901.3	19.5	1148.4	17.1	1650.4	16.8	1650.4	16.8	54.6
EGB12-24-6C	720	2463783	2.5	9.8246	1.6	2.6484	1.8	0.1887	0.9	0.49	1114.4	9.0	1314.2	13.2	1656.9	28.8	1656.9	28.8	67.3
EGB12-24-3C	256	1103011	1.9	9.6540	0.6	3.7260	1.8	0.2609	1.7	0.94	1494.4	22.1	1577.0	14.1	1689.3	10.9	1689.3	10.9	88.5
EGB12-24-7C	253	1395232	1.5	9.6295	0.6	4.1872	2.5	0.2924	2.4	0.97	1653.7	35.6	1671.5	20.6	1694.0	11.1	1694.0	11.1	97.6
EGB12-24-6M	98	323944	2.7	9.6432	0.7	4.2928	2.5	0.3002	2.4	0.97	1692.5	36.4	1692.0	20.8	1691.4	12.1	1691.4	12.1	100.1
EGB12-24-5C	197	1169833	1.7	9.6737	0.5	4.4707	1.6	0.3137	1.5	0.94	1758.7	23.4	1725.6	13.3	1685.5	9.7	1685.5	9.7	104.3

TABLA VI. Resultados de análisis U-Pb de la muestra EGB12-37. C: análisis en núcleo del mineral; R: análisis en el borde del mineral.

Análisis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	Proporciones isotópicas							Edades aparentes (Ma)					Conc (%)			
				²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb* ± (%)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U* ± (%)	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U ± (%)	error corr.	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U* ± (Ma)	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U ± (Ma)	²⁰⁶ Pb*/ ²⁰⁷ Pb* ± (Ma)	Best age (Ma) ± (Ma)								
EGB12-37-12R	4092	434972	54.6	20.9725	0.6	0.0606	1.5	0.0092	1.3	0.91	59.2	0.8	59.8	0.8	83.5	14.2	59.2	0.8	NA
EGB12-37-7R	915	629477	41.3	20.5558	1.8	0.0662	2.2	0.0099	1.2	0.57	63.3	0.8	65.1	1.4	130.9	42.0	63.3	0.8	NA
EGB12-37-25R	3917	1069149	56.7	21.1929	0.7	0.0650	2.5	0.0100	2.4	0.96	64.1	1.5	64.0	1.6	58.7	17.3	64.1	1.5	NA
EGB12-37-23R	544	136275	57.5	20.2989	3.0	0.0685	5.2	0.0101	4.3	0.82	64.7	2.8	67.3	3.4	160.4	70.3	64.7	2.8	NA
EGB12-37-4R	793	304330	41.0	20.2608	1.3	0.0690	2.5	0.0101	2.2	0.85	65.0	1.4	67.7	1.7	164.8	31.1	65.0	1.4	NA
EGB12-37-13R	831	261661	84.3	20.8860	1.5	0.0691	2.8	0.0105	2.4	0.84	67.1	1.6	67.8	1.9	93.3	36.5	67.1	1.6	NA
EGB12-37-20R	497	123727	35.6	19.9109	1.6	0.0726	5.3	0.0105	5.0	0.95	67.2	3.4	71.1	3.6	205.4	37.2	67.2	3.4	NA
EGB12-37-11R	1152	256188	116.7	19.4676	8.4	0.0757	14.3	0.0107	11.6	0.81	68.5	7.9	74.1	10.2	257.4	193.5	68.5	7.9	NA
EGB12-37-3R	624	163405	67.8	20.3133	1.4	0.0749	3.2	0.0110	2.9	0.90	70.8	2.0	73.4	2.3	158.7	33.0	70.8	2.0	NA
EGB12-37-26R	868	234603	26.1	15.9539	9.2	0.1477	14.0	0.0171	10.6	0.75	109.2	11.5	139.9	18.3	697.4	196.1	109.2	11.5	NA
EGB12-37-6R	700	554433	16.0	11.0218	4.9	0.3737	15.0	0.0299	14.2	0.95	189.8	26.5	322.4	41.4	1440.9	93.1	189.8	26.5	NA
EGB12-37-19R	524	909803	9.5	10.3870	2.9	0.5581	10.9	0.0420	10.5	0.97	265.5	27.4	450.3	39.7	1553.1	53.7	265.5	27.4	NA
EGB12-37-28R	741	1037923	12.1	10.6551	0.8	0.7125	7.8	0.0551	7.8	0.99	345.5	26.2	546.2	33.1	1505.1	16.0	345.5	26.2	NA
EGB12-37-22R	354	362450	9.6	10.2651	0.8	0.8948	3.8	0.0666	3.7	0.97	415.8	15.0	649.0	18.3	1575.2	15.9	1575.2	15.9	26.4
EGB12-37-16R	625	903735	8.4	10.3058	0.9	0.9298	8.2	0.0695	8.2	0.99	433.1	34.3	667.5	40.3	1567.8	16.9	1567.8	16.9	27.6
EGB12-37-18R	675	1002972	7.7	10.1768	0.6	1.2486	2.0	0.0922	1.9	0.96	568.3	10.3	822.8	11.2	1591.4	10.4	1591.4	10.4	35.7
EGB12-37-29R	683	2696463	5.5	10.1739	1.0	1.3225	4.2	0.0976	4.1	0.97	600.2	23.6	855.6	24.5	1591.9	18.0	1591.9	18.0	37.7
EGB12-37-30R	438	2084398	4.4	9.8530	0.6	2.1297	2.7	0.1522	2.6	0.97	913.2	22.0	1158.5	18.4	1651.6	11.7	1651.6	11.7	55.3
EGB12-37-14R	419	3061568	2.6	9.6883	0.8	3.5039	1.5	0.2462	1.3	0.86	1418.9	16.4	1528.1	11.8	1682.8	14.2	1682.8	14.2	84.3
EGB12-37-4C	198	2361127	2.4	9.6689	0.7	3.9791	3.5	0.2790	3.4	0.98	1586.5	48.2	1629.9	28.4	1686.4	13.6	1686.4	13.6	94.1
EGB12-37-2C	141	1771818	2.4	9.6731	0.6	4.0647	2.6	0.2852	2.6	0.97	1617.3	36.7	1647.3	21.5	1685.7	11.4	1685.7	11.4	95.9
EGB12-37-7C	167	614891	2.2	9.7043	0.5	4.1217	3.5	0.2901	3.5	0.99	1642.0	50.1	1658.6	28.6	1679.7	9.6	1679.7	9.6	97.8
EGB12-37-17C	109	891478	1.6	9.6029	0.9	4.3866	1.8	0.3055	1.6	0.87	1718.6	23.7	1709.8	15.0	1699.1	16.5	1699.1	16.5	101.1
EGB12-37-10C	211	2800624	2.6	9.7001	0.6	4.3647	2.2	0.3071	2.1	0.97	1726.2	32.3	1705.7	18.2	1680.5	10.3	1680.5	10.3	102.7
EGB12-24-R33	37	55435	3.2	17.4623	3.2	0.5109	3.9	0.0647	2.3	0.58	404.2	9.0	419.0	13.5	501.8	70.7	404.2	9.0	80.5
EGB12-37-R33	193	269793	0.9	17.9785	0.9	0.4950	3.3	0.0645	3.1	0.96	403.2	12.2	408.3	11.0	437.3	20.8	403.2	12.2	92.2

TABLA VII. Resultados de análisis U-Pb de la muestra EGB12-40.

Análisis	Proporciones isotópicas										Edades corregidas (Ma)																	
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s	Best age (Ma)	±1s	% disc	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s	rTW
EGB12-40-1	234	264	0.96	0.08338	0.0108	0.10481	0.0138	0.00916	0.0002	0.003	0.00014	0.17	59	1	101	13	1278	238	61	3	59	1.0	41.6	109.17	2.384	0.08338	0.0108	-0.000085
EGB12-40-2	655	1263	1.63	0.05027	0.0024	0.06371	0.0031	0.00929	0.00011	0.00288	0.00008	0.25	59.6	0.7	63	3	207	103	58	2	60	0.7	5.4	107.643	1.275	0.05027	0.0024	-0.000018
EGB12-40-3	543	742	1.16	0.04906	0.0023	0.05998	0.0029	0.00899	0.00012	0.00281	0.00008	0.27	57.7	0.8	59	3	151	100	57	2	58	0.8	2.2	111.235	1.485	0.04906	0.0023	-0.000015
EGB12-40-4	581	931	1.36	0.05586	0.0029	0.06639	0.0035	0.0087	0.0001	0.00275	0.00008	0.23	55.8	0.6	65	3	447	104	56	2	56	0.6	14.2	114.943	1.321	0.05586	0.0029	-0.000021
EGB12-40-5	171	142	0.70	0.04792	0.0074	0.06006	0.0099	0.00909	0.00017	0.00288	0.00027	0.18	58	1	59	10	95	269	58	5	58	1.0	1.7	110.011	2.092	0.04792	0.0074	-0.000309
EGB12-40-6	605	1427	2.00	0.0512	0.0053	0.05992	0.007	0.00849	0.00014	0.00267	0.00005	0.3	54.5	0.9	59	7	250	213	53.9	0.9	55	0.9	7.6	117.812	1.892	0.0512	0.0053	-0.000262
EGB12-40-7	188	51	0.23	0.20519	0.0554	0.32215	0.1143	0.01568	0.00361	0.01128	0.00575	0.65	100	23	284	88	2868	450	227	115	2868	450	64.8	63.776	14.683	0.20519	0.0554	-0.000399
EGB12-40-8	296	438	1.25	0.06523	0.0053	0.07641	0.0063	0.00857	0.00015	0.0027	0.00009	0.21	55	1	75	6	782	157	54	2	55	1.0	26.7	116.686	2.042	0.06523	0.0053	-0.000035
EGB12-40-9	516	726	1.19	0.05404	0.0027	0.0688	0.0036	0.00932	0.00012	0.00302	0.00009	0.25	59.8	0.8	68	3	373	103	61	2	60	0.8	12.1	107.296	1.381	0.05404	0.0027	-0.00002
EGB12-40-10	514	846	1.39	0.05529	0.003	0.06785	0.0038	0.009	0.00011	0.00278	0.00008	0.21	57.8	0.7	67	4	424	111	56	2	58	0.7	13.7	111.111	1.358	0.05529	0.003	-0.00002
EGB12-40-11	160	156	0.83	0.04781	0.0052	0.06287	0.0076	0.00954	0.00022	0.00303	0.00013	0.24	61	1	62	7	90	210	61	3	61	1.0	1.6	104.856	2.429	0.04781	0.0052	-0.000152
EGB12-40-12	567	814	1.22	0.04926	0.0029	0.06299	0.0037	0.00936	0.00011	0.00294	0.00009	0.2	60.1	0.7	62	4	160	126	59	2	60	0.7	3.1	106.838	1.256	0.04926	0.0029	-0.000022
EGB12-40-13	523	923	1.50	0.05911	0.0027	0.07238	0.0034	0.00884	0.00012	0.00268	0.00008	0.3	56.7	0.8	71	3	571	94	54	2	57	0.8	20.1	113.122	1.536	0.05911	0.0027	-0.000018
EGB12-40-14	499	772	1.31	0.05057	0.0023	0.06283	0.003	0.00902	0.00011	0.00286	0.00009	0.25	57.9	0.7	62	3	221	100	58	2	58	0.7	6.6	110.865	1.352	0.05057	0.0023	-0.000016
EGB12-40-15	215	233	0.92	0.05503	0.0055	0.06913	0.0071	0.00947	0.00019	0.00293	0.00013	0.2	61	1	68	7	413	210	59	3	61	1.0	10.3	105.597	2.119	0.05503	0.0055	-0.000043
EGB12-40-16	276	371	1.14	0.0572	0.0049	0.07531	0.0066	0.00975	0.00016	0.00326	0.00012	0.18	63	1	74	6	499	184	66	2	63	1.0	14.9	102.564	1.683	0.0572	0.0049	-0.000039
EGB12-40-17	84	42	0.42	0.07186	0.0102	0.09293	0.0143	0.00938	0.00029	0.00284	0.00009	0.23	60	2	90	13	982	286	57	2	60	2.0	33.3	106.62	3.276	0.07186	0.0102	-0.000203
EGB12-40-18	267	385	1.22	0.05628	0.0042	0.07296	0.0056	0.00954	0.00014	0.00301	0.0001	0.2	61.2	0.9	72	5	463	160	61	2	61	0.9	15.0	104.822	1.538	0.05628	0.0042	-0.000034
EGB12-40-19	394	457	0.98	0.05439	0.005	0.06752	0.0071	0.009	0.00016	0.00281	0.00004	0.31	58	1	66	7	387	194	56.8	0.9	58	1.0	12.1	111.059	1.954	0.05439	0.005	-0.000199
EGB12-40-20	955	2010	1.78	0.04948	0.0023	0.06387	0.0031	0.00939	0.0001	0.00306	0.00009	0.22	60.2	0.6	63	3	171	102	62	2	60	0.6	4.4	106.496	1.134	0.04948	0.0023	-0.000017
EGB12-40-21	264	343	1.10	0.05212	0.0032	0.07051	0.0045	0.00986	0.00017	0.00311	0.00011	0.26	63	1	69	4	291	135	63	2	63	1.0	8.7	101.42	1.749	0.05212	0.0032	-0.000024
EGB12-40-22	123	129	0.89	0.05697	0.0097	0.07355	0.0138	0.00936	0.00031	0.00291	0.00013	0.21	60	2	72	13	490	346	59	3	60	2.0	16.7	106.802	3.582	0.05697	0.0097	-0.000269
EGB12-40-23	1060	2038	1.63	0.05026	0.0018	0.06285	0.0024	0.00913	0.00009	0.00277	0.00007	0.27	58.6	0.6	62	2	207	79	56	1	59	0.6	5.5	109.529	1.08	0.05026	0.0018	-0.000013
EGB12-40-24	371	556	1.27	0.04859	0.0032	0.06029	0.0042	0.00914	0.0002	0.00284	0.00009	0.31	59	1	59	4	128	135	57	2	59	1.0	0.0	109.409	2.394	0.04859	0.0032	-0.000021
EGB12-40-25	381	527	1.17	0.05096	0.0088	0.06607	0.0125	0.0094	0.00023	0.00296	0.00015	0.23	60	1	65	12	239	324	60	3	60	1.0	7.7	106.346	2.628	0.05096	0.0088	-0.000394
EGB12-40-26	639	931	1.23	0.05089	0.0027	0.06692	0.0036	0.0096	0.00011	0.00294	0.00008	0.2	61.6	0.7	66	3	236	116	59	2	62	0.7	6.7	104.167	1.194	0.05089	0.0027	-0.000019
EGB12-40-27	453	586	1.10	0.05635	0.0032	0.07223	0.0042	0.00934	0.00012	0.00305	0.0001	0.22	59.9	0.8	71	4	466	119	62	2	60	0.8	15.6	107.066	1.376	0.05635	0.0032	-0.000023
EGB12-40-28	538	271	0.43	0.06207	0.0026	0.07603	0.0033	0.00892	0.00011	0.0029	0.0001	0.27	57.2	0.7	74	3	677	86	59	2	57	0.7	22.7	112.108	1.382	0.06207	0.0026	-0.000016
EGB12-40-29	548	871	1.35	0.05368	0.0035	0.07089	0.0047	0.00972	0.00014	0.00322	0.00009	0.21	62.4	0.9	70	4	358	140	65	2	62	0.9	10.9	102.881	1.482	0.05368	0.0035	-0.000025
EGB12-40-30	162	152	0.79	0.05558	0.0062	0.07324	0.0091	0.00956	0.00022	0.00298	0.00007	0.24	61	1	72	9	436	234	60	1	61	1.0	15.3	104.639	2.374	0.05558	0.0062	-0.000195
EGB12-40-31	637	953	1.27	0.05095	0.0072	0.06005	0.0091	0.00855	0.00016	0.00269	0.0001	0.15	55	1	59	9	239	280	54	2	55	1.0	6.8	116.983	2.167	0.05095	0.0072	-0.000263
EGB12-40-32	332	403	1.03	0.05881	0.0051	0.0711	0.0062	0.0091	0.00014	0.003	0.00011	0.17	58.4	0.9	70	6	560	183	61	2	58	0.9	16.6	109.89	1.691	0.05881	0.0051	-0.000037
EGB12-40-33	332	439	1.12	0.07314	0.0073	0.09021	0.0092	0.00935	0.00019	0.0029	0.00013	0.2	60	1	88	9	1018	200	59	3	60	1.0	31.8	106.952	2.173	0.07314	0.0073	-0.000056
EGB12-40-34	303	316	0.88	0.05102	0.0044	0.06475	0.0061	0.0092	0.00015	0.0029	0.00006	0.19	59.1	1	64	6	242	179	58	1	59	1.0	7.7	108.652	1.808	0.05102	0.0044	-0.000137
EGB12-40-35	1100	2100	1.62	0.05051	0.002	0.06395	0.0026	0.00922	0.00009	0.00286	0.00007	0.24	59.2	0.6	63	2	219	85	58	1	59	0.6	6.0	108.46	1.059	0.05051	0.002	-0.000014
EGB12-40-36	321	427	1.13	0.06015	0.0051	0.07786	0.0066	0.00942	0.00014	0.003	0.0001	0.18	60.4	0.9	76	6	609	177	61	2	60	0.9	20.5	106.157	1.578	0.06015	0.0051	-0.00004
EGB12-40-37	461	721	1.32	0.05595	0.0039	0.07592	0.0054	0.00999	0.00013	0.00314	0.0001	0.18	64.1	0.8	74	5	450	150	63	2	64	0.8	13.4	100.1	1.303	0.05595	0.0039	-0.000033
EGB12-40-38	656	948	1.22	0.05271	0.0024	0.06405	0.0031	0.00884	0.00011	0.00288	0.00008	0.27	56.7	0.7	63	3	316	100	58	2	57	0.7	10.0	113.122	1.408	0.05271	0.0024	-0.000017
EGB12-40-39	990	1839	1.57	0.04741	0.0018	0.05995	0.0024	0.00919	0.00009	0.00287	0.00008	0.25	59	0.6	59	2	70	79	58	2	59	0.6	0.0	108.814	1.066	0.04741	0.0018	-0.000013
EGB12-40-40	297	442	1.26	0.05743	0.0042	0.07295	0.0055	0.00955	0.00018	0.00299	0.00009	0.25	61	1	71	5	508	156	60	2	61	1.0	14.1	104.712	1.974	0.05743	0.0042	-0.000031
EGB12-40-41	292	288	0.84	0.06088	0.0072	0.07641	0.0097	0.0091	0.00018	0.00281	0.00006	0.17	58	1	75	9	635	244	57	1	58	1.0	22.7	109.849	2.158	0.06088	0.0072	-0.000214
EGB12-40-42	183	236	1.09	0.04868	0.0061	0.06019	0.0087	0.00897	0.00025	0.00284	0.00012	0.25	58															

TABLA VIII. Resultados de análisis U-Pb de la muestra EGB12-44.

Análisis	Proporciones isotópicas											Edades corregidas (Ma)																
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s	Best age (Ma)	±1s	% disc	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s	rTW
EGB12-44-1	281	192	0.58	0.05781	0.00434	0.088	0.00675	0.01125	0.00018	0.00351	0.00014	0.21	72	1	86	6	523	160	71	3	72	1.0	16.3	88.889	1.422	0.05781	0.00434	-0.000039
EGB12-44-2	376	230	0.52	0.05762	0.00351	0.08912	0.00554	0.01138	0.00014	0.0036	0.00013	0.2	72.9	0.9	87	5	515	129	73	3	73	0.9	16.2	87.873	1.081	0.05762	0.00351	-0.000033
EGB12-44-3	339	160	0.40	0.04807	0.00279	0.07227	0.00428	0.01102	0.00013	0.00348	0.00011	0.2	70.7	0.8	71	4	103	122	70	2	71	0.8	0.4	90.744	1.07	0.04807	0.00279	-0.000025
EGB12-44-4	341	406	1.01	0.05364	0.00418	0.07996	0.00634	0.01091	0.00015	0.00338	0.00011	0.18	69.9	1	78	6	356	169	68	2	70	1.0	10.4	91.659	1.26	0.05364	0.00418	-0.000041
EGB12-44-5	549	446	0.69	0.06081	0.0042	0.10058	0.00712	0.01185	0.00019	0.00401	0.0002	0.22	76	1	97	7	633	144	81	4	76	1.0	21.6	84.388	1.353	0.06081	0.00420	-0.000038
EGB12-44-6	427	344	0.68	0.05617	0.00303	0.08765	0.00491	0.01142	0.00017	0.00376	0.00016	0.27	73	1	85	5	459	115	76	3	73	1.0	14.1	87.566	1.304	0.05617	0.00303	-0.000027
EGB12-44-7	765	486	0.54	0.05202	0.00213	0.07941	0.00337	0.01114	0.00012	0.0036	0.00011	0.26	71.4	0.8	78	3	286	89	73	2	71	0.8	8.5	89.767	0.967	0.05202	0.00213	-0.000019
EGB12-44-8	273	207	0.64	0.05915	0.00461	0.08414	0.00674	0.01072	0.00019	0.00383	0.00015	0.23	69	1	82	6	573	165	77	3	69	1.0	15.9	93.284	1.653	0.05915	0.00461	-0.000042
EGB12-44-9	359	276	0.65	0.06046	0.00666	0.09128	0.01091	0.01095	0.00022	0.00338	0.00007	0.2	70	1	89	10	620	227	68	1	70	1.0	21.3	91.321	1.815	0.06046	0.00666	-0.000231
EGB12-44-10	168	106	0.53	0.0477	0.00446	0.0806	0.00837	0.01226	0.00026	0.00389	0.00024	0.21	79	2	79	8	84	180	79	5	79	2.0	0.0	81.591	1.719	0.0477	0.00446	-0.000137
EGB12-44-11	347	398	0.97	0.06556	0.0038	0.10428	0.00622	0.01159	0.00016	0.00366	0.00015	0.24	74	1	101	6	792	117	74	3	74	1.0	26.7	86.281	1.191	0.06556	0.00380	-0.000036
EGB12-44-12	360	334	0.78	0.05205	0.00307	0.07443	0.00461	0.0106	0.0002	0.00348	0.00012	0.31	68	1	73	4	288	128	70	2	68	1.0	6.8	94.34	1.78	0.05205	0.00307	-0.000024
EGB12-44-13	1117	1713	1.30	0.05188	0.00233	0.08139	0.00373	0.01133	0.0001	0.00355	0.0001	0.2	72.6	0.6	79	4	280	98	72	2	73	0.6	8.1	88.261	0.779	0.05188	0.00233	-0.000023
EGB12-44-14	156	66	0.36	0.05312	0.00393	0.0817	0.00624	0.01124	0.00021	0.00393	0.00026	0.25	72	1	80	6	334	161	79	5	72	1.0	10.0	88.968	1.662	0.05312	0.00393	-0.000035
EGB12-44-15	213	150	0.60	0.05629	0.00388	0.08715	0.00619	0.01133	0.00019	0.00348	0.00013	0.24	73	1	85	6	464	148	70	3	73	1.0	14.1	88.261	1.48	0.05629	0.00388	-0.000036
EGB12-44-16	213	113	0.45	0.05744	0.00551	0.08817	0.00866	0.01161	0.00024	0.00382	0.00022	0.21	74	2	86	8	509	199	77	4	74	2.0	14.0	86.133	1.781	0.05744	0.00551	-0.000053
EGB12-44-17	1480	1158	0.66	0.05224	0.00167	0.08105	0.0027	0.01132	0.0001	0.00362	0.0001	0.28	72.6	0.6	79	3	296	70	73	2	73	0.6	8.1	88.339	0.78	0.05224	0.00167	-0.000016
EGB12-44-18	206	109	0.45	0.04959	0.00397	0.07357	0.00599	0.01097	0.00016	0.00358	0.00018	0.18	70	1	72	6	176	163	72	4	70	1.0	2.8	91.158	1.33	0.04959	0.00397	-0.000037
EGB12-44-19	675	518	0.65	0.06254	0.00331	0.09577	0.0052	0.0111	0.00013	0.00359	0.00012	0.22	71.2	0.8	93	5	693	103	72	2	71	0.8	23.4	90.09	1.055	0.06254	0.00331	-0.000031
EGB12-44-20	214	121	0.48	0.05712	0.00371	0.088	0.00594	0.01127	0.0002	0.0036	0.00017	0.27	72	1	86	6	496	132	73	3	72	1.0	16.3	88.731	1.575	0.05712	0.00371	-0.000034
EGB12-44-21	171	100	0.49	0.05529	0.00409	0.09094	0.00695	0.01218	0.00023	0.0043	0.00024	0.25	78	1	88	6	424	152	87	5	78	1.0	11.4	82.102	1.55	0.05529	0.00409	-0.00004
EGB12-44-22	474	283	0.51	0.04671	0.00229	0.06796	0.00344	0.0106	0.00014	0.00334	0.00011	0.25	68	0.9	67	3	34	93	67	2	68	0.9	-1.5	94.34	1.246	0.04671	0.00229	-0.000017
EGB12-44-23	205	106	0.44	0.05129	0.00385	0.11199	0.00969	0.01584	0.00036	0.00498	0.00014	0.32	101	2	108	9	254	155	100	3	101	2.0	6.5	63.149	1.443	0.05129	0.00385	-0.000138
EGB12-44-24	412	239	0.49	0.04875	0.00283	0.07482	0.00443	0.01131	0.00014	0.00352	0.00012	0.2	72.5	0.9	73	4	136	117	71	2	73	0.9	0.7	88.417	1.094	0.04875	0.00283	-0.000024
EGB12-44-25	241	157	0.55	0.05463	0.00382	0.08489	0.0061	0.01135	0.00018	0.00368	0.00012	0.23	73	1	83	6	397	144	74	2	73	1.0	12.0	88.106	1.397	0.05463	0.00382	-0.000037
EGB12-44-26	488	502	0.87	0.05777	0.00306	0.09132	0.00498	0.01142	0.00015	0.00375	0.00013	0.24	73.2	1	89	5	521	107	76	3	73	1.0	17.8	87.566	1.15	0.05777	0.00306	-0.000027
EGB12-44-27	363	361	0.84	0.0505	0.00313	0.07291	0.00463	0.01049	0.00015	0.00324	0.0001	0.22	67.3	1	71	4	218	129	65	2	67	1.0	5.2	95.329	1.363	0.0505	0.00313	-0.000025
EGB12-44-28	220	161	0.62	0.05796	0.0033	0.08386	0.00501	0.01069	0.00019	0.00338	0.00014	0.3	69	1	82	5	528	115	68	3	69	1.0	15.9	93.545	1.663	0.05796	0.00330	-0.000027
EGB12-44-29	178	131	0.62	0.06304	0.00618	0.09065	0.00915	0.01102	0.00026	0.00371	0.00016	0.24	71	2	88	9	710	194	75	3	71	2.0	19.3	90.744	2.141	0.06304	0.00618	-0.000055
EGB12-44-30	385	322	0.71	0.05411	0.00292	0.08421	0.0047	0.01146	0.00016	0.00349	0.00013	0.26	73	1	82	4	376	111	70	3	73	1.0	11.0	87.26	1.218	0.05411	0.00292	-0.000027
EGB12-44-31	252	169	0.57	0.05831	0.00414	0.08899	0.00646	0.01118	0.00017	0.00365	0.00017	0.21	72	1	87	6	541	143	74	3	72	1.0	17.2	89.445	1.36	0.05831	0.00414	-0.000037
EGB12-44-32	532	412	0.66	0.05093	0.00224	0.07996	0.00365	0.01147	0.00014	0.00356	0.00011	0.27	73.5	0.9	78	3	238	92	72	2	74	0.9	5.8	87.184	1.064	0.05093	0.00224	-0.00002
EGB12-44-33	321	184	0.49	0.05141	0.00324	0.08016	0.00519	0.01138	0.00017	0.00367	0.00015	0.23	73	1	78	5	259	132	74	3	73	1.0	6.4	87.873	1.313	0.05141	0.00324	-0.000029
EGB12-44-34	158	81	0.44	0.06615	0.01517	0.10182	0.02482	0.01116	0.00036	0.00341	0.00033	0.19	72	2	98	23	811	462	69	7	72	2.0	26.5	89.568	2.907	0.06615	0.01517	-0.000593
EGB12-44-35	273	264	0.82	0.04759	0.00338	0.07251	0.00528	0.01119	0.00018	0.00353	0.00014	0.22	72	1	71	5	79	140	71	3	72	1.0	-1.4	89.366	1.438	0.04759	0.00338	-0.00003
EGB12-44-36	633	838	1.12	0.04917	0.00251	0.0751	0.00395	0.01105	0.00014	0.00346	0.00011	0.24	70.8	0.9	74	4	156	105	70	2	71	0.9	4.3	90.498	1.147	0.04917	0.00251	-0.000022
EGB12-44-37	163	114	0.59	0.05767	0.0045	0.09077	0.00731	0.01152	0.00023	0.00407	0.00017	0.25	74	1	88	7	517	158	82	3	74	1.0	15.9	86.806	1.733	0.05767	0.00450	-0.00004
EGB12-44-38	615	422	0.58	0.04942	0.00237	0.07565	0.00373	0.01108	0.00012	0.0035	0.00011	0.23	71	0.8	74	4	168	100	71	2	71	0.8	4.1	90.253	0.977	0.04942	0.00237	-0.000023
EGB12-44-39	192	93	0.41	0.05009	0.00416	0.07803	0.0066	0.01144	0.00018	0.00408	0.0002	0.19	73	1	76	6	199	170	82	4	73	1.0	3.9	87.413	1.375	0.05009	0.00416	-0.00004
EGB12-44-40	339	271	0.68	0.05311	0.00324	0.08159	0.00513	0.01127	0.00017	0.00359	0.00013	0.24	72	1	80	5	333	127	72	3	72	1.0	10.0	88.731	1.338	0.05311	0.00324	-0.000029
EGB12-44-41	584	647	0.94	0.04906	0.00211	0.07435	0.00336	0.01108	0.00016	0.00339	0.0001	0.31	71	1	73	3	151	90	68	2	71	1.0	2.7	90.253	1.303	0.04906	0.00211	-0.000016
EGB12-44-42	275	229	0.71	0.04741	0.00327	0.0733	0.00516	0.01127	0.00016	0.0034	0.00013																	

TABLA IX. Resultados de análisis U-Pb de la muestra EGB12-42.

Análisis	Proporciones isotópicas											Edades corregidas (Ma)																
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s	ρ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1s	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1s	Best age (Ma)	±1s	% disc	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s	rTW
EGB12-42-1	460	312	0.58	0.04999	0.0023	0.07223	0.0034	0.01051	0.00013	0.00336	0.00012	0.25	67.4	0.8	71	3	195	103	68	2	67	1	5.1	95.147	1.177	0.04999	0.0023	-0.000017
EGB12-42-2	632	504	0.69	0.04829	0.002	0.07101	0.0031	0.01072	0.00012	0.00342	0.00009	0.25	68.7	0.8	70	3	114	94	69	2	69	1	1.9	93.284	1.044	0.04829	0.002	-0.000016
EGB12-42-3	541	469	0.75	0.05282	0.0024	0.07721	0.0037	0.01077	0.00014	0.00344	0.00009	0.27	69.1	0.9	76	3	321	102	69	2	69	1	9.1	92.851	1.207	0.05282	0.0024	-0.00002
EGB12-42-4	890	691	0.67	0.06276	0.0026	0.09573	0.0041	0.0109	0.00008	0.00334	0.00008	0.16	69.9	0.5	93	4	700	87	67	2	70	1	24.8	91.743	0.673	0.06276	0.0026	-0.000022
EGB12-42-5	625	423	0.58	0.05186	0.0028	0.07842	0.0043	0.0109	0.00012	0.0037	0.0001	0.2	69.9	0.8	77	4	279	120	75	2	70	1	9.2	91.743	1.01	0.05186	0.0028	-0.000025
EGB12-42-6	558	659	1.02	0.04905	0.0024	0.07346	0.0037	0.01087	0.00012	0.00331	0.00008	0.23	69.7	0.8	72	3	150	109	67	2	70	1	3.2	91.996	1.016	0.04905	0.0024	-0.000022
EGB12-42-7	265	140	0.45	0.0591	0.0041	0.0908	0.0065	0.01139	0.00019	0.00361	0.00015	0.24	73	1	88	6	571	146	73	3	73	1	17.0	87.796	1.465	0.0591	0.0041	-0.000037
EGB12-42-8	976	577	0.51	0.05058	0.0016	0.074	0.0024	0.0106	0.00009	0.00328	0.00009	0.24	68	0.6	72	2	222	72	66	2	68	1	5.6	94.34	0.801	0.05058	0.0016	-0.000012
EGB12-42-9	575	422	0.63	0.05194	0.0024	0.07622	0.0036	0.01071	0.00012	0.00337	0.00009	0.23	68.7	0.8	75	3	283	102	68	2	69	1	8.4	93.371	1.046	0.05194	0.0024	-0.000019
EGB12-42-10	1072	534	0.43	0.04949	0.0013	0.07344	0.0021	0.01081	0.00009	0.0035	0.00009	0.28	69.3	0.6	72	2	171	62	71	2	69	1	3.8	92.507	0.77	0.04949	0.0013	-0.00001
EGB12-42-11	474	355	0.64	0.05104	0.0021	0.07548	0.0033	0.01083	0.00012	0.00337	0.0001	0.26	69.4	0.8	74	3	243	94	68	2	69	1	6.2	92.336	1.023	0.05104	0.0021	-0.000019
EGB12-42-12	315	189	0.52	0.04801	0.0027	0.07152	0.0042	0.01078	0.00012	0.00349	0.00013	0.18	69.1	0.8	70	4	100	123	70	3	69	1	1.3	92.764	1.033	0.04801	0.0027	-0.000023
EGB12-42-13	364	211	0.50	0.05136	0.0032	0.07841	0.005	0.01113	0.00013	0.00362	0.00013	0.18	71.4	0.8	77	5	257	140	73	3	71	1	7.3	89.847	1.049	0.05136	0.0032	-0.00003
EGB12-42-14	1270	695	0.47	0.0667	0.0073	0.35796	0.0849	0.03062	0.00643	0.03135	0.01411	0.89	194	40	311	63	828	223	624	277	194	40	37.6	32.658	6.858	0.0667	0.0073	-0.000055
EGB12-42-15	427	258	0.52	0.04586	0.0024	0.0679	0.0036	0.01082	0.00013	0.00346	0.00011	0.23	69.4	0.8	67	3	-9	108	70	2	69	1	-3.6	92.421	1.11	0.04586	0.0024	-0.000021
EGB12-42-16	1494	1293	0.74	0.05223	0.0019	0.08058	0.0035	0.01124	0.00026	0.00375	0.0002	0.53	72	2	79	3	295	82	76	4	72	2	8.9	88.968	2.058	0.05223	0.0019	-0.000012
EGB12-42-17	880	296	0.29	0.0476	0.002	0.0653	0.0029	0.00999	0.00012	0.00335	0.0001	0.27	64.1	0.8	64	3	79	91	68	2	64	1	-0.2	100.1	1.202	0.0476	0.002	-0.000015
EGB12-42-18	1788	854	0.41	0.04713	0.0013	0.06912	0.0019	0.01067	0.00008	0.0033	0.00008	0.26	68.4	0.5	68	2	56	60	67	2	68	1	-0.6	93.721	0.703	0.04713	0.0013	-0.00001
EGB12-42-19	628	412	0.56	0.04562	0.0018	0.06819	0.0028	0.01089	0.00012	0.00337	0.00009	0.27	69.8	0.8	67	3	-22	80	68	2	70	1	-4.2	91.827	1.012	0.04562	0.0018	-0.000014
EGB12-42-20	574	488	0.73	0.05499	0.0032	0.0839	0.005	0.01108	0.00013	0.00409	0.00013	0.2	71	0.8	82	5	412	126	82	3	71	1	13.4	90.253	1.059	0.05499	0.0032	-0.00003
EGB12-42-21	499	415	0.71	0.05644	0.0032	0.08455	0.0049	0.01095	0.00015	0.00345	0.00011	0.24	70.2	1	82	5	470	120	70	2	70	1	14.4	91.324	1.251	0.05644	0.0032	-0.000028
EGB12-42-22	304	138	0.39	0.05082	0.003	0.07438	0.0045	0.01083	0.00017	0.00372	0.00014	0.27	69	1	73	4	233	128	75	3	69	1	5.5	92.336	1.449	0.05082	0.003	-0.000025
EGB12-42-23	1606	874	0.47	0.04919	0.0015	0.07435	0.0024	0.01097	0.00013	0.00343	0.00009	0.36	70.3	0.8	73	2	157	68	69	2	70	1	3.7	91.158	1.08	0.04919	0.0015	-0.000011
EGB12-42-24	1043	592	0.49	0.04879	0.0018	0.07004	0.0027	0.01045	0.00009	0.00327	0.00008	0.23	67	0.6	69	3	138	82	66	2	67	1	2.9	95.694	0.824	0.04879	0.0018	-0.000015
EGB12-42-25	754	886	1.01	0.08357	0.0043	0.12435	0.0068	0.01067	0.0002	0.00227	0.00014	0.35	68	1	119	6	1283	97	46	3	68	1	42.9	93.721	1.757	0.08357	0.0043	-0.000033

TABLA X. Resultados de análisis isotópicos de Sm-Nd y Rb-Sr presentados en este trabajo.

Análisis	7-25-09-3	9-27-09-2	11-21-09-3
Litología	Granito Oquimonis	Grd. Las Mayitas	Granito Oquimonis
Sm	4.671	5.083	8.75
Nd	30.383	33.811	47.339
Sm/Nd	0.1537	0.1503	0.1848
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.092945	0.090883	0.111743
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(0)}$	0.512476	0.512419	0.512397
std err%	0.0015	0.0014	0.001
Rb	84.892	99.373	26.93
Sr	521.63	566.935	1374.36
Rb/Sr	0.1629	0.1753	0.0196
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.468555	0.503998	0.056342
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$	0.708255	0.707047	0.70726
std err%	0.0022	0.0021	0.0021

TABLA XI. Resultados de análisis isotópicos de Pb presentados en este trabajo.

Análisis	Litología	Unspiked								²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		
		²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	measured	absolute std error 2σ	measured	absolute std error 2σ	measured	absolute std error 2σ	
EGB12-33	Ortogneis Palofierral	Mean	5.40E-02	2.08E+00	8.07E-01	1.99E+00	5.16E-02	1.94E+01	1.56E+01	3.86E+01	19.4022	0.0020	15.6721	0.0022	38.7070	0.0074
		StdErr (%)	9.41E-01	9.39E-01	5.69E-04	1.00E-03	2.34E-03	2.34E-03	2.57E-03	2.93E-03						
		StdErr (abs)	5.08E-04	1.96E-02	4.60E-06	1.99E-05	1.21E-06	4.53E-04	4.02E-04	1.13E-03						
		StdDev (%)	1.03E+01	1.03E+01	6.11E-03	1.10E-02	2.51E-02	2.51E-02	2.75E-02	3.12E-02						
		StdDev (abs)	5.56E-03	2.14E-01	4.93E-05	2.18E-04	1.29E-05	4.86E-03	4.29E-03	1.21E-02						
		Valid Values	120(120)	120(120)	115(120)	120(120)	115(120)	115(120)	114(120)	114(120)						
Análisis	Litología	Unspiked								²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb		²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb		
		²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	measured	absolute std error 2σ	measured	absolute std error 2σ	measured	absolute std error 2σ	
EGB12-23	Granodiorita migmatítica	Mean	7.10E-02	2.74E+00	8.13E-01	2.01E+00	5.21E-02	1.92E+01	1.56E+01	3.85E+01	19.2197	0.0022	15.6482	0.0024	38.6758	0.0084
		StdErr (%)	3.85E-01	3.83E-01	7.97E-04	1.59E-03	2.40E-03	2.40E-03	2.86E-03	3.59E-03						
		StdErr (abs)	2.74E-04	1.05E-02	6.48E-06	3.20E-05	1.25E-06	4.61E-04	4.45E-04	1.38E-03						
		StdDev (%)	4.22E+00	4.20E+00	8.66E-03	1.75E-02	2.58E-02	2.58E-02	3.05E-02	3.87E-02						
		StdDev (abs)	3.00E-03	1.15E-01	7.04E-05	3.51E-04	1.34E-05	4.95E-03	4.76E-03	1.49E-02						
		Valid Values	120(120)	120(120)	118(120)	120(120)	115(120)	115(120)	114(120)	116(120)						
Análisis	Litología	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb										
112109-3	Gabro Garambullo	0.8204	2.0314	19.0911	15.6663	38.7825										
92709-2	Grd. Las Mayitas	0.81916	2.02994	19.1046	15.6562	38.7810										
72509-3	Granito Oquimonis	0.81385	2.01923	19.2643	15.6842	38.8977										

