



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra
Estación Regional del Noroeste

**“Geología y Termocronología a lo largo de un transecto en el
centro de la Sierra de Aconchi, Sonora, México”**

T E S I S

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

Víctor Salvador Almada Gutiérrez

JURADO EXAMINADOR:

Director de tesis: Dr. Thierry Calmus (ERNO, Instituto de Geología, UNAM)
Presidente: Dr. Carlos Manuel González León (ERNO, Instituto de Geología, UNAM)
Secretario: Dr. Thierry Calmus (ERNO, Instituto de Geología, UNAM)
Vocal: Dr. Fanis Abdullin (Centro de Geociencias, UNAM)
Suplente: Dra. Mélanie Noury (ERNO, Instituto de Geología, UNAM)
Suplente: Dr. Francisco Abraham Paz Moreno (Departamento de Geología, UNISON)

COMITÉ TUTORAL:

Dr. Thierry Calmus (Estación Regional del Noroeste, UNAM)
Dra. Mélanie Noury (Estación Regional del Noroeste, UNAM)
Dr. Martín Valencia Moreno (Estación Regional del Noroeste, UNAM)

HERMOSILLO, SONORA, NOVIEMBRE DE 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DECLARATORIA DE ÉTICA ACADÉMICA

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

Víctor Almada

Víctor Salvador Almada Gutiérrez

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de formarme en su Instituto de Geología dentro de la Estación Regional del Noroeste (ERNO). De igual forma, se agradece el apoyo brindado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) a través de una beca de posgrado.

Agradezco de forma muy especial al Dr. Thierry Calmus por su apoyo incondicional y su labor como director de esta tesis. De igual manera, agradezco a la Dra. Mélanie Noury por su valiosa asesoría y su apoyo en todo momento durante la realización de este trabajo. Asimismo, se agradece de manera muy cálida al Dr. Martín Valencia por su asesoría como parte de mi Comité Tutor y por brindarme su mano al inicio de mis estudios de posgrado. Les agradezco su paciencia y amistad.

Por otra parte, se agradece a los miembros del Jurado Examinador conformado por el Dr. Thierry Calmus, la Dra. Mélanie Noury, el Dr. Carlos González, el Dr. Fanis Abdullin y el Dr. Francisco Paz por la revisión y evaluación de este trabajo.

Agradezco al Dr. Gilby Jepson de la Universidad de Arizona por su importante colaboración en el procesamiento de los datos obtenidos para el fechamiento U-Pb y trazas de fisión en apatito. Asimismo, se agradece al Dr. Raúl Lugo y al Dr. Martín Wong por su apoyo en la aportación de datos termocronológicos para complementar los resultados obtenidos en este trabajo.

Agradezco al personal académico de la ERNO por su gran apoyo durante el tiempo de realización de mis estudios de maestría: al Dr. Carlos González, al Dr. Alberto Búrquez, al Dr. Rafael del Río, a la Dra. Verónica Moreno y al Dr. José Luis Rodríguez. De igual forma, se agradece al personal administrativo de la ERNO por su gestión en la realización de todos los trámites relacionados con el programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Se agradece a la M.C. Adriana Aimé Orci del Laboratorio de Corte y Laminación de la ERNO por su gran labor en la preparación de láminas delgadas. Asimismo, se agradece al M.C. Elizard González del Laboratorio de Preparación de Muestras por su colaboración en la preparación de las muestras obtenidas en este estudio.

Agradezco a mis padres y hermanos por brindarme siempre su apoyo en todo momento de mi vida y por enseñarme el valor del trabajo, todo es gracias a ustedes. Agradezco de forma muy especial a mi hermano Manuel por acompañarme en todos mis viajes, fuiste parte clave de este trabajo. Agradezco a mi novia por su paciencia y apoyo en el transcurso de mis estudios.

Agradezco a mis compañeros y amigos que me brindaron su apoyo y su compañía: Manuel Almada, Diego Rodríguez, Miguel, Bernardo García, Carlos Castro, Oswaldo Espinoza, Iván Espinoza, Elizard González, Jairo Treviño y a todos mis compañeros de la ERNO.

Finalmente me gustaría agradecer las facilidades brindadas por los dueños de los diferentes ranchos de los municipios de Rayón, Ures, Aconchi y San Felipe de Jesús para el ingreso a sus propiedades. Su colaboración fue muy importante para el desarrollo de esta investigación.

ÍNDICE

1. Introducción	5
1.1. Objetivo	8
1.2. Hipótesis	8
2. Evolución geológica de Norteamérica occidental	8
2.1. Evolución previa al Cretácico	8
2.2. Orogénesis Sevier-Laramide.....	9
2.3. Extensión <i>Basin and Range</i> y formación de los complejos de núcleo metamórfico.....	13
2.4. Apertura del Golfo de California.....	17
3. Marco geológico y tectónico del área de estudio	18
3.1. Estratigrafía del área de estudio	19
3.1.1. Basamento cristalino	19
3.1.2. Estratos metasedimentarios del Neoproterozoico	20
3.1.3. Estratos metasedimentarios del Paleozoico	20
3.1.4. Grupo Bisbee.....	23
3.1.5. Rocas ígneas intrusivas del Cretácico Superior al Eoceno	24
3.1.6. Formación Tarahumara.....	33
3.1.7. Rocas ígneas del Oligoceno-Mioceno	34
3.1.8. Secuencias sedimentarias del Oligoceno-Mioceno	36
3.2. Estructura del área de estudio	38
3.2.1. Estructuras Mesozoicas	39
3.2.2. Estructuras <i>Basin and Range</i>	40
3.2.3. Diques pegmatíticos y máficos.....	41
4. Principios de termocronología y métodos utilizados	42
4.1. Principios de termocronología.....	42
4.1.1. Ley de decaimiento radioactivo.....	42
4.1.2. Fechamiento por trazas de fisión en apatito (LA-ICP-MS)	43
4.1.3. Temperatura de cierre/zona de borrado parcial.....	48
4.1.4. Parámetros cinéticos asociados al borrado de las trazas de fisión	51
4.1.5. Distribución de la longitud de trazas en función de la historia térmica	53
4.1.6. Modelación inversa de la historia térmica	55
4.2. Aplicaciones de la termocronología a ambientes tectónicos extensionales	56
4.2.1. Determinación del tiempo del fallamiento extensional.....	57
4.2.2. Estimación de tasas de deslizamiento de las fallas normales	60
4.3. Metodología y preparación de muestras.....	62

4.3.1. Separación mineral	62
4.3.2. Montado y pulido de la muestra	62
4.3.3. Determinación de la densidad de trazas	62
4.3.4. Determinación de la distribución de longitud de trazas	64
4.3.5. Determinación del contenido en U y Pb por medio de LA-ICP-MS	66
4.3.6. Parámetros utilizados para la modelación inversa en HeFTy.....	67
5. Resultados	69
5.1. Grupos de familias de fallas normales	69
5.1.1. Grupo 1.....	70
5.1.2. Grupo 2.....	71
5.1.3. Grupo 3.....	80
5.1.4. Diques pegmatíticos y máficos.....	81
5.2. Esquema estructural	84
5.3. Doble datación U-Pb y trazas de fisión en apatito	87
5.3.1. Muestra VA-18-27	88
5.3.2. Muestra VA-18-31	88
5.3.3. Muestra VA-18-33	88
5.3.4. Muestra VA-18-34	88
5.3.5. Muestra VA-18-35	89
5.4. Historias tiempo-temperatura	93
5.4.1. Muestra VA-18-27	93
5.4.2. Muestra VA-18-31	94
5.4.3. Muestra VA-18-33	94
5.4.4. Muestra VA-18-34	95
5.4.5. Muestra VA-18-35	95
6. Discusión.....	97
6.1. Metamorfismo vinculado a la orogenia Laramide	97
6.2. Una estructura mayormente vinculada a la extensión <i>Basin and Range</i>	98
6.2.1. Fallas de dirección E-W	98
6.2.2. Fallas de dirección NNW-SSE	100
6.2.3. Zona de acomodación de la Sierra de Aconchi	102
6.3. Historia térmica en el transecto Puerta del Sol	106
6.3.1. Enfriamiento post-emplazamiento de los plutones Meso-Cenozoicos	107
6.3.2. Enfriamiento vinculado a la extensión durante el Oligoceno-Mioceno	109
6.4. Características cinemáticas de la falla Puerta del Sol	112
6.5. Comparaciones de la cinemática de la falla Puerta del Sol a escala local y regional	113

6.5.1. La falla Puerta del Sol–Mazatán: una sola estructura	113
6.5.2. Características de la extensión <i>Basin and Range</i> en Sonora.....	115
7. Conclusiones	117
8. Bibliografía	119
Anexo A: Tablas de datos para el método trazas de fisión en apatito.....	130
Anexo B: Método de datación U-Pb en apatito.....	135
Anexo C: Tablas de datos para el método U-Pb en apatito.....	137

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Elementos tectónicos principales de la Cordillera Norte Americana.....	6
Figura 2. Evolución cinemática en cuatro etapas del margen occidental de la placa Norteamericana desde el Cretácico Tardío a la actualidad.....	12
Figura 3. Modelo geométrico de la estructura de un complejo de núcleo metamórfico.....	14
Figura 4. Modelos conceptuales propuestos para el desarrollo de fallas normales de bajo ángulo o “ <i>detachment</i> ” dentro de la Provincia <i>Basin and Range</i>	16
Figura 5. Esquema estructural del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos.....	19
Figura 6. Mapa geológico del área de estudio.....	22
Figura 7. Aspecto general de los afloramientos de posible edad Cretácico Temprano en el área de estudio.....	23
Figura 8. Características macro y microscópicas del granito El Babizo.....	26
Figura 9. Características de los afloramientos tonalíticos.....	27
Figura 10. Aspecto de un afloramiento del granito Huépac y relaciones de corte asociadas.....	30
Figura 11. Rasgos megascópicos y microscópicos de la granodiorita Puerta del Sol.	32
Figura 12. Aspecto de los afloramientos de la Formación Tarahumara en el área de estudio.....	34
Figura 13. Afloramiento de la Formación Báucarit en las cercanías de la localidad de Puerta del Sol.....	38
Figura 14. Representación gráfica del modelo del “ <i>ion explosión spike</i> ” de Fleischer et al. (1965a).....	44
Figura 15. Trazas de fisión reveladas mediante el ataque químico en un cristal de apatito.....	45
Figura 16. Características del ataque químico en un cristal de apatito.....	48
Figura 17. Ilustración del concepto de difusión en un sistema termocronológico..	49

Figura 18. Ilustración de la temperatura de cierre de diferentes sistemas minerales y la zona de retención o borrado parcial para varios tipos de apatitos y zircones.....	51
Figura 19. Formas geométricas de los huecos de ataque químico.....	52
Figura 20. Historias tiempo-temperatura y distribución de trazas esperada utilizando el modelo de borrado de Laslett et al. (1987).....	54
Figura 21. Ilustración gráfica de los procesos que interactúan en un contexto tectónico extensional.....	56
Figura 22. Historia térmica integrada de una sola muestra ubicada en el bloque de piso de la falla de bajo ángulo “Cañada David” en la Sierra El Mayor, México utilizando diversos termocronómetros.....	58
Figura 23. Ilustración del muestreo sistemático que se realiza en las rocas del bloque de piso de una falla normal de alto ángulo para llevar a cabo un estudio termocronológico.....	60
Figura 24. Determinación de la tasa de deslizamiento de una falla normal gracias a un análisis termocronológico.....	61
Figura 25. Ilustración gráfica del interfaz del <i>software</i> Fast Tracks® utilizado para el conteo y determinación de la densidad de trazas para cada grano de apatito en este estudio.....	64
Figura 26. Determinación de la longitud de trazas confinadas dentro de un cristal de apatito utilizando el <i>software</i> Track Works®.....	65
Figura 27. Espectrómetro de masas acoplado a ablación láser de la Universidad de Arizona.....	67
Figura 28. Ejemplo de una historia térmica generada por el <i>software</i> HeFTy (Ketcham, 2005).....	68
Figura 29. Grupos de familias de fallas normales reconocidos en el área de estudio.....	70
Figura 30. Aspectos de las fallas normales del grupo 1.....	71
Figura 31. Aspectos e indicadores del sentido de desplazamiento de las fallas del grupo 2.....	72
Figura 32. Afloramiento de la falla Puerta del Sol.....	73

Figura 33. Aspecto de las fábricas miloníticas desarrolladas en las rocas del bloque de piso de la falla Puerta del Sol en conjunto con sus indicadores cinemáticos.....	75
Figura 34. Aspecto de la deformación de la falla Puerta del Sol en la localidad del rancho El Tepuchi.....	76
Figura 35. Aspecto microscópico de la deformación desarrollada en los intrusivos tonalíticos-granodioríticos.....	77
Figura 36. Aspectos de los afloramientos de la falla Los Amoles.....	78
Figura 37. Afloramiento de la falla El Amol en la margen occidental de la Sierra de Aconchi.....	78
Figura 38. Superficies estructurales de la falla El Amol y zonas de brecha asociadas.....	79
Figura 39. Aspecto de la deformación de las rocas intrusivas del bloque de piso de la falla El Amol.....	80
Figura 40. Aspecto de las fallas normales del grupo 3.....	81
Figura 41. Polos de los diques pegmatíticos y máficos que intrusionan a las rocas del bloque de piso de los CNM de Puerta del Sol y Aconchi.....	82
Figura 42. Diques del bloque de piso de las fallas El Amol y Puerta del Sol.....	83
Figura 43. Esquema estructural de las Sierras de Mazatán, Puerta del Sol, El Jaralito y Aconchi.....	86
Figura 44. Mapa de ubicación de las muestras analizadas en este estudio.....	87
Figura 45. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg de las edades U-Pb en apatito para las muestras analizadas en este estudio.....	91
Figura 46. <i>Radial plots</i> de las edades individuales de los granos analizados por medio de trazas de fisión en apatito.....	92
Figura 47. Historias tiempo-temperatura (<i>t-T paths</i>) utilizando diversos geotermocronómetros en conjunto con el análisis de trazas de fisión y U-Pb en apatito realizado en este estudio.....	96
Figura 48. Modelos geométricos conceptuales de los límites de dominios de fallas normales conocidos como zonas de transferencia (A, B y C) y zonas de acomodación (D y E).....	104

Figura 49. Modelo geométrico de la zona de acomodación de la Sierra de Aconchi.....	106
Figura 50. Esquema estructural en conjunto con la recopilación de edades termocronológicas e historias de enfriamiento obtenidas por medio de modelación inversa con datos de trazas de fisión en apatito.....	111
Figura 51. Gráfica de edad trazas de fisión en apatito del bloque de piso contra distancia en dirección del deslizamiento (ENE) de la falla Puerta del Sol (línea color azul) y su comparación con las estimaciones en la Sierra de Mazatán (líneas color naranja y negro).	114
Figura 52. Historias de enfriamiento de los CNM en el estado de Sonora.....	116

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Tabla de edades U-Pb (edad de intercepto inferior) y trazas de fisión en apatito (edad central)	90
--	----

RESUMEN

El batolito de Aconchi en Sonora central está compuesto por una serie de plutones calcoalcalinos con un rango de edades del Cretácico Tardío al Eoceno (71-49 Ma, U-Pb en zircón), asociados al arco magmático Laramide. Estos plutones se emplazaron en un basamento ígneo-metamórfico de edad Precámbrica que está cubierto discordantemente por secuencias sedimentarias de plataforma del Neoproterozoico y Paleozoico. Estas secuencias son cubiertas a su vez en discordancia por secuencias sedimentarias del Cretácico Temprano y por rocas volcanosedimentarias del Cretácico Tardío.

Los flancos suroeste y noreste del batolito coinciden con dos fallas normales de bajo ángulo (falla de *detachment* "Puerta del Sol" y falla "El Amol", respectivamente). Dichas estructuras de vergencias opuestas, son producto de la extensión "*Basin and Range*" que ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno en el noroeste de México. Se propuso que el cambio de vergencia entre estas dos fallas está controlado por una zona de acomodación. Este estudio tiene como objetivo definir la geometría y los mecanismos que controlan el cambio de vergencia de estas dos estructuras. Por este motivo, se realizó un estudio estructural de la zona ubicada entre los CNM de Mazatán-Puerta del Sol y Aconchi. Además, se realizó un estudio termocronológico por trazas de fisión en apatito para constreñir la evolución térmica de las rocas del bloque de piso de las fallas. Mostramos que la falla Puerta del Sol se caracteriza por la presencia de milonitas dentro de la zona de cizalla con indicadores cinemáticos que muestran un desplazamiento del bloque de techo hacia el suroeste. Hacia el norte, la deformación dúctil se vuelve más escasa a lo largo de la falla Puerta del Sol y deja lugar a una deformación frágil-dúctil caracterizada por un sistema de fallas normales de bajo ángulo con orientaciones NNW-SSE. En la porción noreste del batolito, la falla El Amol se caracteriza por el desarrollo de una deformación frágil-dúctil, que presenta una disminución del grado de deformación hacia el sur con el desarrollo de una falla normal de alto ángulo en un régimen frágil. Los indicadores cinemáticos muestran un desplazamiento del bloque de techo en dirección E-NE. Una zona de acomodamiento controla la

variación en las tasas de extensión y, sobre todo, el cambio de vergencia entre los flancos suroeste y noreste. La zona de acomodación entre las dos estructuras de vergencias opuestas se asemeja geométricamente a un “*horst*” y se ubica en la zona de traslape de las terminaciones de las fallas El Amol y Puerta del Sol en la zona más elevada de la Sierra de Aconchi.

Un total de cinco muestras fueron analizadas por medio de doble datación U-Pb y trazas de fisión en apatito en las rocas intrusivas que componen el bloque de piso de la falla de *detachment* de Puerta del Sol, con el objetivo de constreñir las últimas etapas de la exhumación del batolito. Las edades U-Pb en apatito indican un rango de edad entre 74.5 y 22 Ma. Las edades de enfriamiento aparente obtenidas por medio de trazas de fisión en apatito se ubican entre 26 y 16 Ma con una distribución de trazas relativamente largas (14.2 a 14.8 μm). La distribución unimodal de la longitud de trazas en conjunto con la modelación inversa sugiere un enfriamiento relativamente rápido para las rocas del bloque de piso entre ~26 a ~15 Ma con tasas de enfriamiento de ~4-7°C/Ma. Las edades e historias de enfriamiento se asocian a la actividad de la falla de *detachment* de Puerta del Sol en conjunto con la erosión.

Palabras clave: falla de *detachment*; Puerta del Sol; Aconchi; extensión; complejo de núcleo metamórfico; *Basin and Range*; termocronología; apatito; U-Pb; trazas de fisión.

ABSTRACT

The Aconchi batholith in central Sonora consists in calc-alkaline plutons associated to the Laramide magmatic arc whose ages range from Late Cretaceous to Eocene (71-49 Ma, U-Pb in zircon). These plutons were emplaced in an igneous-metamorphic basement of Precambrian age unconformably overlain by Neoproterozoic and Paleozoic platform sedimentary sequences, in turn, unconformably covered by sedimentary sequences from Early Cretaceous age and by the volcanic counterpart of the Aconchi batholith of Late Cretaceous.

The southwest and northeast flanks of the batholith coincide with two low angle normal faults ("Puerta del Sol" *detachment* fault and "El Amol" fault, respectively). These structures which exhibit opposite vergencies developed during the "*Basin and Range*" extension which occurred during the Oligocene-Miocene in northwestern México. It has been proposed that the vergency between the two normal faults is due to an accommodation zone. This study aims at defining the geometry and the mechanism controlling the change of vergency along the Aconchi batholith. To do so, a structural study of the zone located between the metamorphic core complex of Puerta del Sol at south and Aconchi at north was conducted. Moreover, a thermochronological study was realized to better constrain the thermal evolution of the normal faults footwall rocks. We show that the Puerta del Sol fault is characterized by the presence of mylonites within the shear zone with kinematic indicators that show a southwest displacement of the hanging wall block. Towards the north, ductile deformation becomes scarcer along the Puerta del Sol fault and evolves progressively to brittle-ductile deformation characterized by a low angle normal fault system with NNW-SSE orientations. In the northeast portion of the batholith, the El Amol fault is characterized by the development of a brittle-ductile deformation, which presents a decrease of the degree of deformation to the south with the development of a high angle normal fault in a fragile regime. The kinematic indicators show an east-northeast displacement of the hanging wall block. An accommodation zone controls the variation in extension rates and the change in vergency between the southwest and northeast flanks. The accommodation zone

between the two opposite dipping structures is geometrically similar to a “*horst*” and is located in the overlapping zone of the terminations of the El Amol and Puerta del Sol faults in the highest area of the Sierra de Aconchi.

A total of five samples were analyzed by means of double U-Pb and fission track dating in apatite in the intrusive rocks that compose the footwall block of the Puerta del Sol *detachment* fault, in order to constrain the last stages of exhumation of the batholith. The U-Pb ages in apatite indicate an age range between 74.5 and 22 Ma. The apparent cooling ages obtained by means of fission tracks in apatite are between 26 and 16 Ma with relatively long track distribution (14.2 to 14.8 μm). The unimodal distribution of track length in conjunction with inverse modeling suggests relatively rapid cooling for the footwall rocks between ~26 and ~15 Ma with cooling rates of ~4-7 $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Cooling ages and histories are associated with the activity of the Puerta del Sol *detachment* fault in conjunction with erosion.

Keywords: detachment fault; Puerta del Sol; Aconchi; extension; metamorphic core complex; *Basin and Range*; thermochronology; apatite; U-Pb; fission tracks.

1. Introducción

La provincia *Basin and Range*, una vasta región fisiográfica ubicada en la cordillera occidental de Estados Unidos y el noroeste de México (Eaton, 1982; Figura 1) es el resultado de un importante evento de extensión continental ocurrido durante el Cenozoico (Hamilton y Myers, 1966; Stewart, 1971; Wernicke, 1992). Esta región presenta una morfología típica de sierras paralelas y cuencas intermedias vinculadas estructuralmente a familias de fallas normales paralelas entre ellas (Figura 1). La provincia *Basin and Range* se puede subdividir en tres subprovincias que son las sub-provincias Norte (BRN), Centro (BRC) y Sur (BRS) (Jones et al., 1992; Wernicke, 1992). En la provincia Norte se tiene el mayor promedio de elevación y de flujo de calor, así como un espesor de la corteza menor. La provincia Central representa la transición entre las dos otras sub-provincias y se encuentra tectónicamente activa en la actualidad, principalmente a lo largo de su límite occidental (Sonder y Jones, 1999). La provincia Sur se caracteriza por un promedio de elevación, así como por un flujo de calor y de actividad tectónica menores en comparación con las otras dos sub-provincias.

La generación de las fallas normales que controlan la topografía de la provincia *Basin and Range* presenta dos mecanismos principales de deformación. El primero, de tipo frágil, ocurre en la parte superior de la corteza y genera fallas normales conjugadas de alto ángulo que delimitan bloques levantados (*“horsts”*) y hundidos (*“grabens”*) paralelos, dando a la región su morfología característica en Sierras y Valles. El segundo ocurre en la corteza media (a una profundidad superior a 10 km). Se caracteriza por la generación de fallas normales de bajo ángulo, a lo largo de las cuales se desarrollan estructuras de tipo dúctil. La separación entre ambos dominios es progresiva y se puede observar una evolución entre ambos regímenes de deformación a lo largo del cinturón de complejos de núcleo metamórfico (CNM) que corresponde a las franjas que presentan la más alta tasa de extensión y de exhumación.

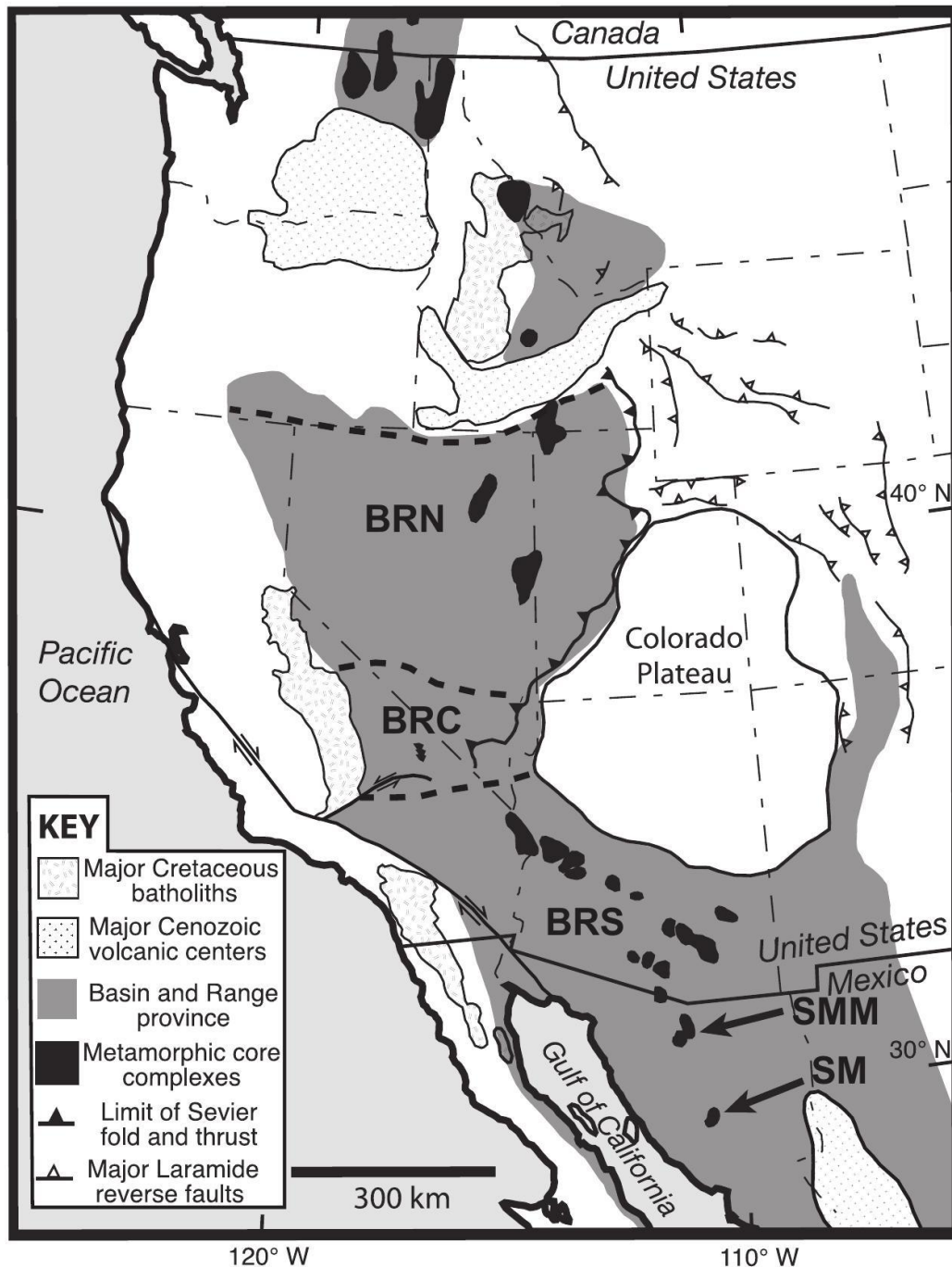


Figura 1. Elementos tectónicos principales de la Cordillera Norte Americana. El límite este de las sub-provincias del *Basin and Range* Norte y Central coincide con el límite del cinturón de pliegues y cabalgaduras (*fold and thrust belt*) Sevier y la sub-provincia Sur coincide con el borde suroeste y sur de la meseta del Colorado. En color negro se encuentran los complejos de núcleo metamórfico que forman un cinturón a lo largo de la Cordillera Norteamericana desde Canadá hasta el noroeste de México. Las líneas punteadas representan los límites aproximados de las sub-provincias *Basin and Range* Norte, Centro y Sur. SM: Complejo de núcleo metamórfico de la Sierra de Mazatán; SMM: Complejo de núcleo metamórfico de la Sierra Magdalena-Madera; BRN: *Basin and Range* Norte; BRC: *Basin and Range* Centro; BRS: *Basin and Range* Sur. Modificado de Wong y Gans (2008).

El cinturón de CNM se encuentra en las tres sub-provincias y se sigue desde Columbia Británica en el sur de Canadá (BRN) hasta Sonora, México (e.g. Crittenden et al., 1980; Coney, 1980), que corresponde a su extensión más meridional dentro de la sub-provincia *Basin and Range* Sur (Figura 1). Se considera que, en esta área, la extensión al origen del desarrollo de los CNM ocurrió entre ~26 Ma a ~16 Ma (Coney, 1980; Nourse et al., 1994; Calmus et al., 1995; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Lugo-Zazueta, 2006 y 2012; Wong y Gans, 2008; Wong et al., 2010; González-Becuar et al., 2017).

En el noroeste de México, se han identificado siete estructuras con características de complejos de núcleo metamórfico: son los CNM de Magdalena-Madera, Jarillas-Potrero-Tortuga, Tubutama-Mezquital, Cerro Carnero, Pozo Verde, Aconchi y Mazatán-Puerta del Sol. Los CNM de Mazatán-Puerta del Sol y Aconchi son objetivo de estudio de esta investigación. En los siete CNM, el núcleo corresponde a plutones de dimensión batolítica de edad Cretácico Tardío a Eoceno. Estos siguen aproximadamente una orientación general NNW-SSE, paralela a la dirección de las sierras y valles, aún si la estructura dómica, cuando existe, oculta localmente esta dirección. Los CNM presentan los dos estilos de deformación (frágil y dúctil), así como una variación latitudinal de las tasas de extensión (e.g. Calmus et al., 2011). Así, los CNM Magdalena-Madera y Mazatán-Puerta del Sol que son los más meridionales de la cordillera Norteamericana presentan tasas de exhumación importantes con desplazamientos horizontales del bloque de techo de ~10 a ~30 km hacia el SW (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008; Wong et al., 2010) mientras que el CNM de Aconchi, ubicado entre estos dos, presenta una tasa de extensión menor.

Con base en lo anterior, esta investigación se enfoca en el estudio termotectónico de la zona que registra el cambio entre las tasas de extensión entre los CNM de Aconchi y Mazatán-Puerta del Sol. El área de estudio registra un cambio en la vergencia del desplazamiento de los bloques de techo de los CNM de Aconchi en el norte y Mazatán en el sur, así como una variación en sus tasas de extensión. En este estudio se propone estudiar la geometría del mecanismo que controla dicho

cambio de vergencia, así como constreñir la edad de la última etapa de exhumación de las rocas que componen el bloque de piso de la falla de *detachment* Puerta del Sol, por medio de un análisis termocronológico por trazas de fisión y U-Pb en apatito.

1.1. Objetivo

El objetivo principal de este trabajo es realizar un estudio geológico-estructural acoplado a un estudio termocronológico de mediana y baja temperatura utilizando la técnica U-Pb y trazas de fisión en apatito en la zona que separa a los CNM de Aconchi y Mazatán-Puerta del Sol con la finalidad de:

- Conocer la geometría del mecanismo que controla el cambio de vergencia entre las dos estructuras.
- Constreñir la evolución térmica de las rocas del bloque de piso de la falla de *detachment* de Puerta del Sol, a partir de un modelo de la evolución térmica de las rocas desde su cristalización hasta su exhumación.

1.2. Hipótesis

El área de estudio presenta un cambio en las condiciones de extensión, con el desarrollo de una falla de bajo ángulo a lo largo del flanco oeste del batolito o a una zona de acomodación con la inversión de la polaridad de la extensión.

2. Evolución geológica de Norteamérica occidental

2.1. Evolución previa al Cretácico

Durante el Precámbrico (específicamente en el Paleoproterozoico) ocurre una serie de eventos orogénicos (e.g. orogenia Yavapai y Mazatzal) que produjeron colisiones entre arcos de islas y el continente que amalgamaron cortezas juveniles (oceánicas) al cratón de América del Norte (Whitmeyer y Karlstorm, 2007). Estos procesos de acreción llevaron a la formación del basamento cristalino Precámbrico compuesto que aflora actualmente en el noroeste de México (e.g. Anderson y Silver, 2005; Iriondo y Premo, 2011). Posteriormente, durante el Neoproterozoico y el Paleozoico temprano ocurre un evento de "*rifting* continental" que estableció un margen continental pasivo en el SW del paleocontinente Laurencia y que

corresponde actualmente al SW de Estados Unidos y NW de México (Li et al., 2008). Este evento de separación continental propició el depósito de potentes secuencias clásticas y carbonatadas en la porción occidental de América del Norte durante el Precámbrico tardío y el Paleozoico (Stewart, 1972).

A partir del Paleozoico tardío (probablemente desde el Pérmico) y durante el Mesozoico se estableció un margen continental activo en el borde occidental de América del Norte. Dicho margen continental se vincula con el inicio del proceso de subducción de las extintas placas oceánicas Farallón y Kula (o Vancouver) debajo de la placa de Norteamérica (Stock y Molnar, 1988). La subducción produjo el desarrollo de arcos magmáticos, así como la acreción de bloques que dieron origen a una serie de eventos orogénicos que, en conjunto, llevaron a la formación de las cadenas montañosas que conforman a la Cordillera Norteamericana. En el noroeste de México dicho proceso de subducción se manifestó con el desarrollo de arcos magmáticos (e.g., arco magmático Jurásico; Tosdal et al., 1989) y cuencas sedimentarias (e.g., San Antonio; Rodríguez-Castañeda y Anderson, 2011) durante el Mesozoico. Particularmente durante el Cretácico Temprano se desarrolla una intensa actividad magmática acompañada por una deformación de tipo compresiva en la porción occidental de América del Norte.

2.2. Orogénesis Sevier-Laramide

Durante el Cretácico Temprano y hasta ca. 80 Ma se tiene el desarrollo de un periodo de deformación compresiva denominado orogenia Sevier (Armstrong, 1974). Históricamente, este periodo de deformación es descrita como de tipo “capa delgada” (*thin-skin*), es decir que la deformación involucra solamente la sucesión sedimentaria y no el basamento cristalino. La orogenia Sevier es seguida durante el Cretácico Tardío y hasta el Terciario temprano (~80 a 55 Ma) por una deformación compresiva que combina deformación de tipo “capa gruesa” de la corteza (*thick-skin*), es decir, involucrando bloques de basamento y “capa delgada” (e.g. *Laramide fold and thrust belt* de la Sierra Madre Oriental y las Montañas Rocallosas). Este periodo fue denominado orogenia Laramide (Tweto, 1975; Figura 2A). Las estructuras de esta última orogenia se caracterizan por un núcleo conformado de

basamento Precámbrico y el desarrollo de cuencas sintectónicas delimitadas por fallas inversas en la región de Wyoming, Colorado y Nuevo México en el suroeste de Estados Unidos (Dickinson et al., 1978). Además, a dichos eventos se les atribuye la generación del cinturón de pliegues y cabalgaduras (*fold and thrust belt*; Figura 1) en Canadá, al oeste de Estados Unidos y el Noroeste de México.

Durante la orogenia Laramide, el acortamiento cortical provocó un engrosamiento importante de la corteza, así como un magmatismo de naturaleza calcoalcalina de manera sincrónica como producto del proceso de subducción de la placa Farallón. De manera global la dirección de acortamiento principal ha sido definida con una dirección NE-SW (Dickinson et al., 1978; Krantz, 1989). También durante el Cretácico Tardío y Paleoceno ocurre la migración del arco magmático hacia el este sobre una distancia de ~1000 km en el interior del continente (Figura 2A). Esta migración típicamente se atribuye a una disminución del ángulo de subducción hasta la horizontalización de la placa subducida (*flat-slab*) y a un aumento en la velocidad de convergencia entre la placa Farallón y la placa Norteamérica (Engebreston et al., 1985; Stock y Molnar, 1988). Sin embargo, los mecanismos que actuaron durante la orogenia Laramide a escala continental siguen siendo un tema de debate debido a los cambios en el estilo de deformación y las variaciones latitudinales del magmatismo. No obstante, en las zonas de subducción modernas se ha demostrado que el régimen de esfuerzos de la placa superior aparentemente está controlado por una combinación lineal entre la geometría y edad del “*slab*” en subducción (placa inferior) y las tasas de convergencia, además del movimiento absoluto de la placa superior (Jarrard, 1986; English y Johnston, 2004).

En Sonora, la deformación compresiva Laramide estuvo activa al menos hasta el Eoceno (Iriondo et al., 2005). En la porción centro-este de Sonora, la migración del arco magmático hacia el este arrojó tasas de 8.5 km/Ma (Valencia-Moreno et al., 2006). Esta migración (al menos en su última etapa) fue acompañada por la generación de los principales depósitos tipo pórfido de cobre de Norteamérica distribuidos en el sur de Arizona, Nuevo México y Sonora (Coney y Reynolds, 1977).

Posteriormente, inició un evento de intensa actividad volcánica (*“flare-up”*) entre ~34 y 27 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé y Demant, 1991; Figura 2B) que genera la Sierra Madre Occidental (SMO) en el noroeste de México (McDowell y Clabaugh, 1979; Ferrari et al., 2005). Dicho volcanismo es catalogado como una de las grandes provincias ígneas silícicas (*“silicic large igneous provinces”* (SLIP); Bryan et al., 2002) del mundo. En esta provincia, afloran extensas secuencias de rocas volcánicas félsicas del Cenozoico medio (*“upper volcanic supergroup”*) que sobreyacen a las rocas plutónicas y volcánicas del arco magmático de edad Cretácico Temprano al Eoceno (*“Lower Volcanic Complex”*). Los modelos propuestos para explicar el origen de este *“flare-up”* a escala continental incluyen un aumento en la inclinación de la placa oceánica subducida, dispuesta anteriormente en una configuración “plana” acompañada de rompimientos de la parte subducida de la placa oceánica (*“slab tears”*; e.g. Best et al., 2016).

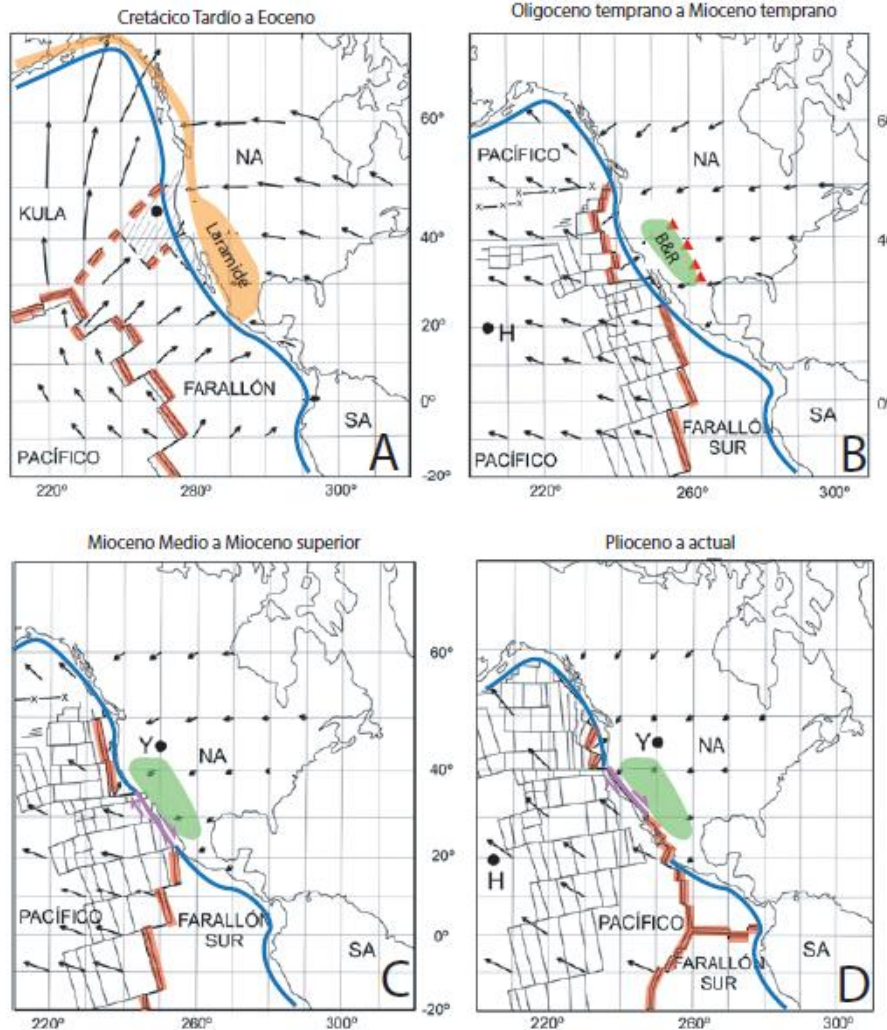


Figura 2. Evolución cinemática en cuatro etapas del margen occidental de la placa Norteamericana desde el Cretácico Tardío a la actualidad. A: Durante el Cretácico Tardío hasta el Terciario temprano ocurre la orogenia Laramide, evento de deformación compresiva de tipo “capa gruesa” y “capa delgada”. B: Durante el Oligoceno-Mioceno se produce la extensión *Basin and Range* en el noroeste de México, acompañada de volcanismo máfico. Los triángulos rojos representan la localización de los centros volcánicos al este de la provincia *Basin and Range* durante el “flare up” del arco magmático de entre ~34 y 27 Ma. C: Durante el Mioceno Medio a Tardío, el límite occidental de la placa Farallón (dorsal Farallón-Pacífico) entró en subducción debajo de la placa Norteamérica ocasionando el cese de la subducción y la migración hacia el norte y hacia el sur de los puntos triples Mendocino y Rivera respectivamente (Stock y Molnar, 1988). Este proceso modificó el régimen tectónico convergente del límite de placas convergente a un régimen transformante con el desarrollo de una nueva frontera de placas a través de la falla transformante Tosco-Abrejos-San Benito (Spencer y Normark, 1979; Michaud et al., 2004 y 2007). D. Apertura del Golfo de California desde el Plioceno y límite de placas en la actualidad. FA: Placa Farallón; H: Punto caliente de Hawaii; Y: Punto caliente de Yellowstone; KU: Placa Kula; NA: Placa Norteamericana; SA: Placa Sur América; B&R: Provincia *Basin and Range*. Los límites de placas divergentes (dorsal), convergente (subducción) y transformante están representados por las líneas continuas rojas, azules y púrpuras respectivamente. Modificado de Engebreston et al. (1985).

2.3. Extensión *Basin and Range* y formación de los complejos de núcleo metamórfico.

Posterior a la orogenia Laramide, a partir del Eoceno y hasta el Mioceno (y siempre bajo un contexto geodinámico de subducción) la porción occidental de la Cordillera Norteamericana sufrió un adelgazamiento litosférico. En efecto, la inestabilidad gravitacional generada por el espesor cortical del orógeno Laramide provocó su colapso (Coney y Harms, 1984; Wernicke, 1992), lo cual generó una extensión, en particular de la franja perteneciente al orógeno. Esta extensión continental se concentra en regiones con engrosamiento cortical previo en donde la corteza todavía presenta espesores de hasta ~25-35 km, a pesar de haber sufrido un adelgazamiento (Thompson y Zoback, 1979; Braile et al., 1989). El noroeste de México experimenta dicho evento extensional durante el Oligoceno-Mioceno, al cual se vincula genéticamente la morfología *Basin and Range* (Figura 2B). Este proceso generó diferentes episodios de magmatismo máfico que se expresa por la presencia de enjambres de diques lamprofídicos o derrames de lava basálticos intercalados en los sedimentos detríticos en las cuencas.

Además, la extensión *Basin and Range* se caracteriza por el desarrollo contemporáneo de dos estilos de deformación caracterizados por: (1) deformación frágil con la presencia de fallas normales de alto ángulo en la corteza superior; y (2) desarrollo de zonas de cizalla dúctil (“fallas de *detachment*”) en la parte profunda de la corteza que se expresa mediante los CNM cuyas características se describen a continuación.

Los CNM o “*metamorphic core complexes*” se definen gracias a un conjunto de estructuras que se desarrollan en dominios sobre-extendidos, es decir en las zonas que registran mayor extensión, en particular dentro de la Provincia *Basin and Range*. Los CNM se caracterizan por tener una forma cómica y rocas profundas exhumadas desde altas profundidades de la corteza (>10 km) por medio de una falla normal de bajo ángulo o “*detachment fault*” (Coney, 1980; Crittenden et al., 1980) con una gran magnitud de desplazamiento horizontal. Esta zona de falla de bajo ángulo está caracterizada por una deformación dúctil, con la presencia de

milonitas (Figura 3) con indicadores cinemáticos de un cizallamiento normal. En el bloque de piso de la falla de *detachment*, la zona con deformación dúctil típicamente presenta metamorfismo dinámico de alto grado con el desarrollo de estructuras S-C y C/S-C' en rocas milonitizadas de la corteza media. Las rocas del bloque de techo no presentan metamorfismo dinámico (o de grado metamórfico mucho menor a las del bloque de piso) y registran únicamente deformación frágil con la presencia de fallas normales principalmente de alto ángulo.

El estudio de las estructuras de tipo CNM se ha realizado mediante estudios estructurales detallados en conjunto con análisis termocronológicos de bajas temperaturas en el bloque de piso de las fallas normales (e.g. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión en apatito – cf. capítulo de metodología), así como estudios estratigráficos y sísmicos. Estas herramientas se utilizaron en conjunto para proponer diversos modelos conceptuales, analógicos y numéricos con el fin de explicar los mecanismos de formación de los CNM en particular dentro de la Provincia *Basin and Range*.

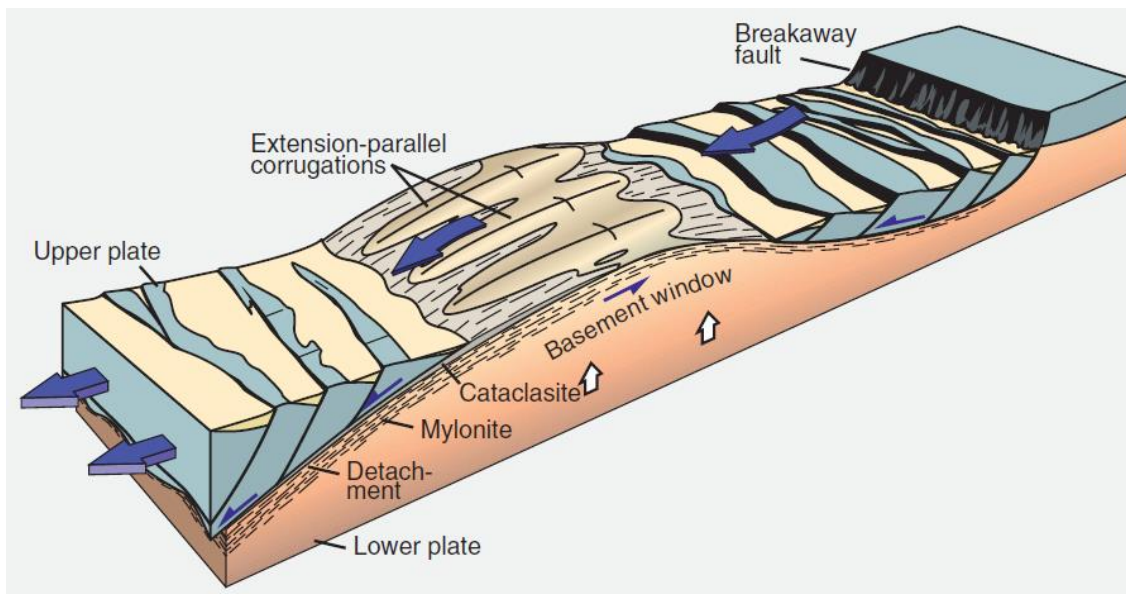


Figura 3. Modelo geométrico de la estructura de un complejo de núcleo metamórfico. Tomado de Fossen, (2010).

Desde que los CNM fueron interpretados como el producto de un proceso extensional (Armstrong, 1972; Davis y Coney, 1979), su mecanismo de formación ha sido un tema controversial. En primer lugar, hay que destacar que hasta los años ochenta, las fallas de *detachment* eran consideradas como fallas inversas, debido a que presentaban ángulos de buzamiento muy bajos (~10-35°). Desde el descubrimiento de este tipo de fallas normales, unas de las preguntas centrales sobre su formación se relacionan a la factibilidad del movimiento mecánico a lo largo de una superficie de bajo ángulo (e.g. modelo de cizalla simple de Wernicke, 1985), así como el buzamiento inicial de la falla de *detachment*. Existen varios modelos conceptuales que concilian el inicio de una falla normal en ángulos bajos, mientras que otros proponen la rotación de una sucesión de fallas normales de alto ángulo (e.g. “*Large-scale low angle detachment*” vs “*Rolling Hinge*”, Figura 4).

En la cordillera Norteamericana, el modelo del “*Rolling Hinge*” es uno de los más aceptados para explicar la formación de las fallas de bajo ángulo en los CNM (e.g. Buck 1988; Wernicke y Axen, 1988). En este modelo geométrico, las fallas de *detachment* inactivas rotan pasivamente de ángulos altos a ángulos bajos debido a un reajuste isostático, mientras que la falla maestra mantiene un alto ángulo al continuar activa. La aceptación de este modelo se debe a la compatibilidad teórica que vincula a la generación de fallas normales de bajo ángulo con los típicos mecanismos “Andersonianos” de fallamiento.

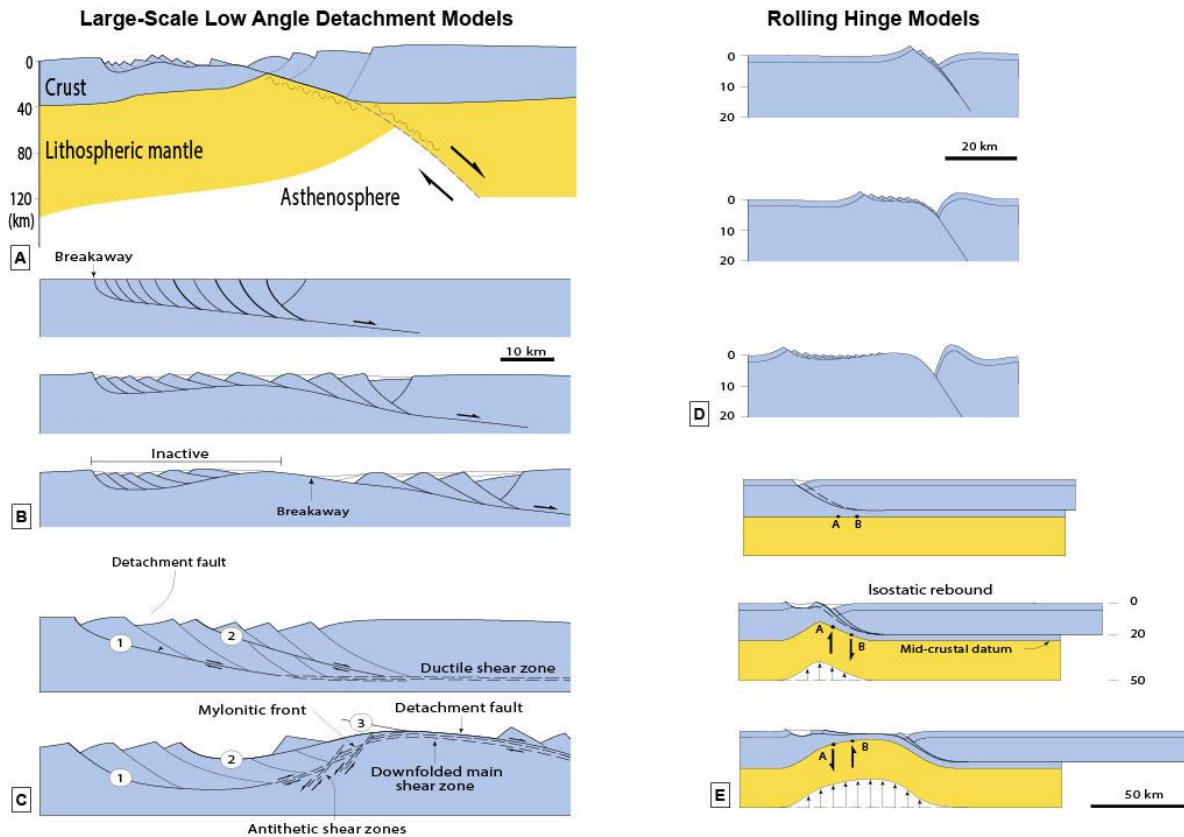


Figura 4. Modelos conceptuales propuestos para el desarrollo de fallas normales de bajo ángulo o “*detachment*” dentro de la Provincia *Basin and Range*. Modelos “*Large-scale low angle detachment*” vs modelos “*Rolling Hinge*”. En la columna izquierda se ilustran los modelos de “*Large-scale low angle detachment*” representados por: A) Modelo de cizallamiento simple en una zona de *detachment* que penetra profundamente dentro de la litosfera (Wernicke, 1981 y 1985). En este modelo la extensión es controlada por una falla de *detachment* que corresponde a un cizallamiento de tipo simple a escala cortical, llevando incluso a un desplazamiento del límite corteza-manto superior (“*Moho offset*”). B) Modelo de levantamiento (“*uplift*”) y arqueo (“*warping*”) de una falla de *detachment* en respuesta a la denudación tectónica y al reajuste isostático (Spencer, 1984). La cantidad de “arqueo” depende mayormente de la geometría inicial de la falla, la topografía de la superficie y la cantidad de extensión. C) Modelo de fallas de *detachment* sucesivas (1, 2, 3) en la parte frágil de la corteza enlazada a una zona de cizalla horizontal ubicada en la parte superior de la corteza dúctil (Reynolds y Lister, 1990). Este proceso resulta en la exhumación de la zona de transición frágil-dúctil (“zona de *decollement*”) de la corteza ubicada en la parte superior del bloque de piso. De un lado, la falla de *detachment* activa y la zona milonítica buzan de manera suave en la dirección del transporte tectónico del bloque de techo. En el lado opuesto, la falla de *detachment* pasa a ser inactiva a través del frente milonítico, el cual experimenta un “*roll over*” de manera opuesta a la dirección de transporte tectónico ocasionando un plegamiento de dicho frente y la formación de zonas de cizalla antitéticas en una geometría “sinforme”. En la columna derecha se tienen los modelos propuestos del “*Rolling Hinge*”: D. Modelo de rotación por flexión de fallas normales de alto ángulo debido a una respuesta isostática (Buck, 1988). La imagen representa diversas magnitudes de desplazamiento horizontal de la placa superior (15, 30 y 60 km respectivamente) durante la extensión continental. E. Modelo de evolución de la zona de ruptura o “*breakaway*” (Wernicke y Axen, 1988). En este modelo, el bloque de techo se desplaza de manera horizontal a lo largo de la zona de transición frágil-dúctil. Los puntos A y B representan la inversión del sentido de cizallamiento sub-vertical a medida que ocurre el reajuste isostático y la migración de la deformación en el bloque de piso. Modificado de Brun et al. (2018).

2.4. Apertura del Golfo de California

En el Mioceno Medio el límite occidental de la placa Farallón (dorsal Farallón-Pacífico) entró en subducción debajo de la placa Norteamérica ocasionando el cese de la subducción y la migración hacia el norte y hacia el sur de los puntos triples Mendocino y Rivera respectivamente (Figura 2C). Este cambio condujo a la reorganización del límite de placas de un margen convergente a un sistema de desplazamiento lateral derecho y al inicio de un régimen tectónico de tipo “*rift*” continental (Stock y Molnar, 1988).

En Sonora, este cambio cinemático se expresa mediante el desarrollo de fallas transtensionales en el límite occidental del estado, además de un cambio en la geoquímica del vulcanismo, asociado a la erupción de ignimbritas peralcalinas con edades de ca. 12.5 Ma en la región centro-oriental del estado (e.g. McDowell et al., 1997; Vidal-Solano et al., 2005). A su vez, este evento de “*rifting*” llevó a la reactivación de estructuras heredadas *Basin and Range* (e.g. Roldan-Quintana et al., 2004) y a la posterior apertura del Golfo de California durante el Plioceno (Figura 2D).

3. Marco geológico y tectónico del área de estudio

El área de estudio se localiza en la región central del estado de Sonora a aproximadamente 80 km al este de la ciudad de Hermosillo, Sonora (Figura 5). La base topográfica se tomó de las cartas topográficas a escala 1:50,000 de Rayón H12D22, Puerta del Sol H12D33 y Baviácora H12D23 proporcionadas por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Esta región se caracteriza por la presencia de abundantes afloramientos de intrusivos de edad Cretácico Tardío-Eoceno que componen al batolito de Aconchi.

El batolito de Aconchi es un complejo intrusivo ubicado en la porción central del estado de Sonora. Dicho batolito se extiende desde la porción norte de la Sierra de Aconchi hasta la Sierra de Mazatán en el sur y forma parte del Batolito Laramide de Sonora (Damon et al., 1983; Figura 5A). Es un batolito compuesto, constituido por rocas ígneas intrusivas cuya composición varía de granitos a dioritas. Las edades de los intrusivos que forman el batolito de Aconchi van del Cretácico Tardío (~71 Ma) al Eoceno (~42 Ma) (Roldán-Quintana, 1989; Valencia-Moreno et al., 2001 y 2006; González-León et al., 2011; González-Becuar et al., 2017). Este batolito intrusióna rocas metamórficas y sedimentarias del Proterozoico al Cretácico Inferior y a las rocas volcánicas de arco magmático del Cretácico Superior.

La porción sur-occidental del batolito de Aconchi se encuentra afectada por una deformación de tipo dúctil con el desarrollo de rocas miloníticas a lo largo de la falla de *detachment* de Mazatán la cual tiene una orientación ~N170° y una vergencia de desplazamiento del bloque de techo hacia el SW (Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2003 y 2008). La porción nororiental del batolito presenta características de una deformación frágil-dúctil con el desarrollo de una deformación cataclástica (Calmus et al., 1996) asociada a la falla de bajo ángulo El Amol con vergencia hacia el NE (Figura 5B). Ambas estructuras están asociadas al evento de extensión continental del Oligoceno-Mioceno (*Basin and Range*) durante el cual se desarrollaron los complejos de núcleo metamórfico de la Cordillera Norteamericana.

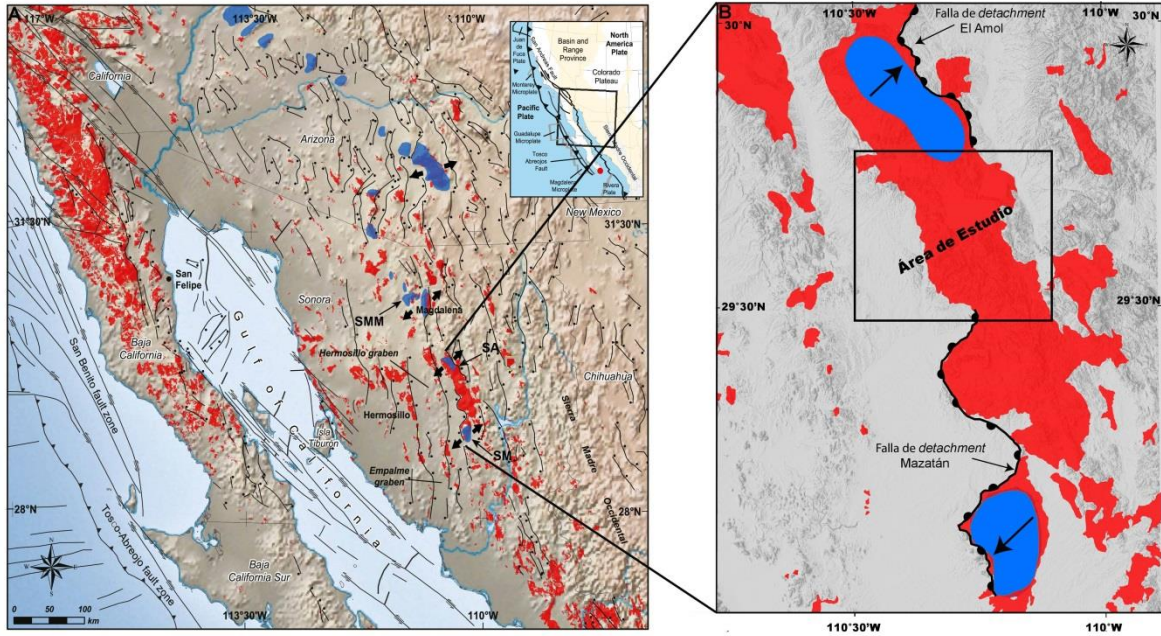


Figura 5. Esquema estructural del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. A: Esquema estructural simplificado del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos en el cual se observa la distribución de los intrusivos laramídicos impuesta por la fase extensiva del Oligoceno-Mioceno (*Basin and Range*). Los cuerpos intrusivos son delimitados por fallas normales de alto y bajo ángulo con una orientación general NNW-SSE vinculadas al evento de extensión *Basin and Range*. En color azul, se ilustran los CNM desarrollados en los estados de Sonora y Arizona. Las flechas negras, indican la dirección principal de extensión, es decir, la dirección del deslizamiento del bloque de techo de los CNM. B: Localización del área de estudio. Se observa la posición de los dos CNM al sur y norte del batolito de Aconchi. La porción sur-occidental del batolito se encuentra afectada por deformación de tipo dúctil con el desarrollo de rocas miloníticas a lo largo de la falla de *detachment* de Mazatán y tiene una vergencia de desplazamiento del bloque de techo hacia el SW (Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2003 y 2008). La porción nororiental del batolito presenta características de una deformación frágil-dúctil con el desarrollo de una deformación cataclástica (Calmus et al., 1996) asociada a la falla de bajo ángulo El Amol con vergencia hacia el NE. SMM: CNM de Magdalena-Madera; SM: CNM de Mazatán; SA: CNM de Aconchi. Modificado de Calmus et al. (2015).

3.1. Estratigrafía del área de estudio

3.1.1. Basamento cristalino

En el área de estudio, el basamento cristalino es compuesto de rocas intrusivas de edad Precámbrica. Aproximadamente a 12 km al sur del poblado de Puerta del Sol aflora una sección de rocas metamórficas con una edad U/Pb en zircón de ~1680 Ma (González-Becuar et al., 2017). Este afloramiento corresponde a una unidad de ortogneises cuarzo-feldespáticos nombrado ortogneis El Palofierral (Radelli, 1986; González-Becuar et al., 2017; Figura 6). En la porción norte de la Sierra de Aconchi afloran la Diorita El Jacalón y el Granito Santa Margarita de edad Proterozoica. Ambos presentan una textura micrográfica (Rodríguez-Castañeda,

1994). Estos intrusivos tienen una edad reportada U/Pb en zircones de 1702 Ma y 1104 Ma respectivamente (Anderson y Silver, 2005). Estas unidades en conjunto con el ortogneis El Palofierral son posiblemente correlacionables con el basamento Precámbrico del terreno Caborca (Anderson y Silver, 1974 y 1981) o de la provincia Paleoproterozoica Yavapai (Iriondo y Premo, 2011).

3.1.2. Estratos metasedimentarios del Neoproterozoico

Las rocas del basamento cristalino se encuentran sobreyacidas discordantemente por rocas sedimentarias Neoproterozoicas del Grupo Las Víboras (González-León y Jacques Ayala, 1988; Stewart et al., 2002). Esta secuencia sedimentaria consiste de areniscas, cuarcitas, dolomías y menormente conglomerados con un espesor total de ~2400 m. Dicha secuencia está dividida en tres formaciones: (1) Formación El Tápiro, compuesta por cuarcita fluvial, eólica y litoral y menor conglomerado; (2) Formación El Álamo, constituida por arenisca arcósica y menor limolita y; (3) Formación Año Nuevo, compuesta por cuarcita y dolomías estromatolíticas de un ambiente marino somero. En particular, la Formación El Álamo contiene zircones detríticos con una edad U/Pb de 1112 Ma (Gross et al., 2000; Stewart et al., 2001).

Estratos correlacionables con rocas del Grupo Las Víboras afloran en la porción occidental y norte del área de estudio, específicamente en el Cerro Las Moras (Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde, 1988), El Garrote y El Carrizo (Figura 6). En esta área, las rocas del Grupo Las Víboras consisten en cuarcita laminar de color gris amarillento y rojo grisáceo de grano fino a medio con estratificación cruzada y en un conglomerado de ~300 m de espesor que Stewart et al. (2002) correlacionan con la Formación El Tápiro.

3.1.3. Estratos metasedimentarios del Paleozoico

En Sonora central, las rocas Neoproterozoicas son sobreyacidas por depósitos carbonatados Paleozoicos de plataforma que se depositaron en un contexto geodinámico de margen continental pasivo (Stewart et al., 1984; Stewart et al., 1999). En la región de Aconchi, estas rocas se presentan como techos colgantes en los intrusivos del batolito El Jaralito principalmente (Roldán-Quintana,

1989; Figura 6). En esta zona, aflora una secuencia sedimentaria de ~800 m de espesor que consiste de la base a la cima en esquisto cuarzofeldespático de ~100 m, cuarcita de color gris claro de ~200 m y metaconglomerados intercalados con mármol, cuarcita y skarn de ~500 m de espesor (Peabody, 1979). La edad precisa de estas rocas es desconocida debido a la ausencia de fósiles. Roldán-Quintana (1989) correlaciona a esta secuencia de manera tentativa con las rocas del Paleozoico temprano que afloran en la Sierra Agua Verde (Stewart et al., 1999), aproximadamente a 60 km al SW de la región de El Jaralito.

La secuencia Paleozoica en la zona El Jaralito es afectada por un metamorfismo térmico en facies de anfibolita generando depósitos minerales de tungsteno de tipo skarn (Peabody, 1979; Roldán-Quintana, 1989). Las condiciones de formación de este depósito fueron estimadas por Duun (1980) en la Mina San Antonio en presiones de 1.0 a 1.5 kbars y temperaturas de 480°C a 600°C para el skarn progrado y de 440°C a 300°C para el skarn retrogrado. Mead et al. (1988) interpretan una edad de mineralización con el método $^{40}\text{A}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 46.6 Ma para la Mina San Antonio (Figura 6). Esta edad corresponde a una granodiorita que aflora en la mina. A su vez, esta roca presenta una edad de enfriamiento de 37.1 ± 0.1 Ma con el método $^{40}\text{A}/^{39}\text{Ar}$ en biotita.

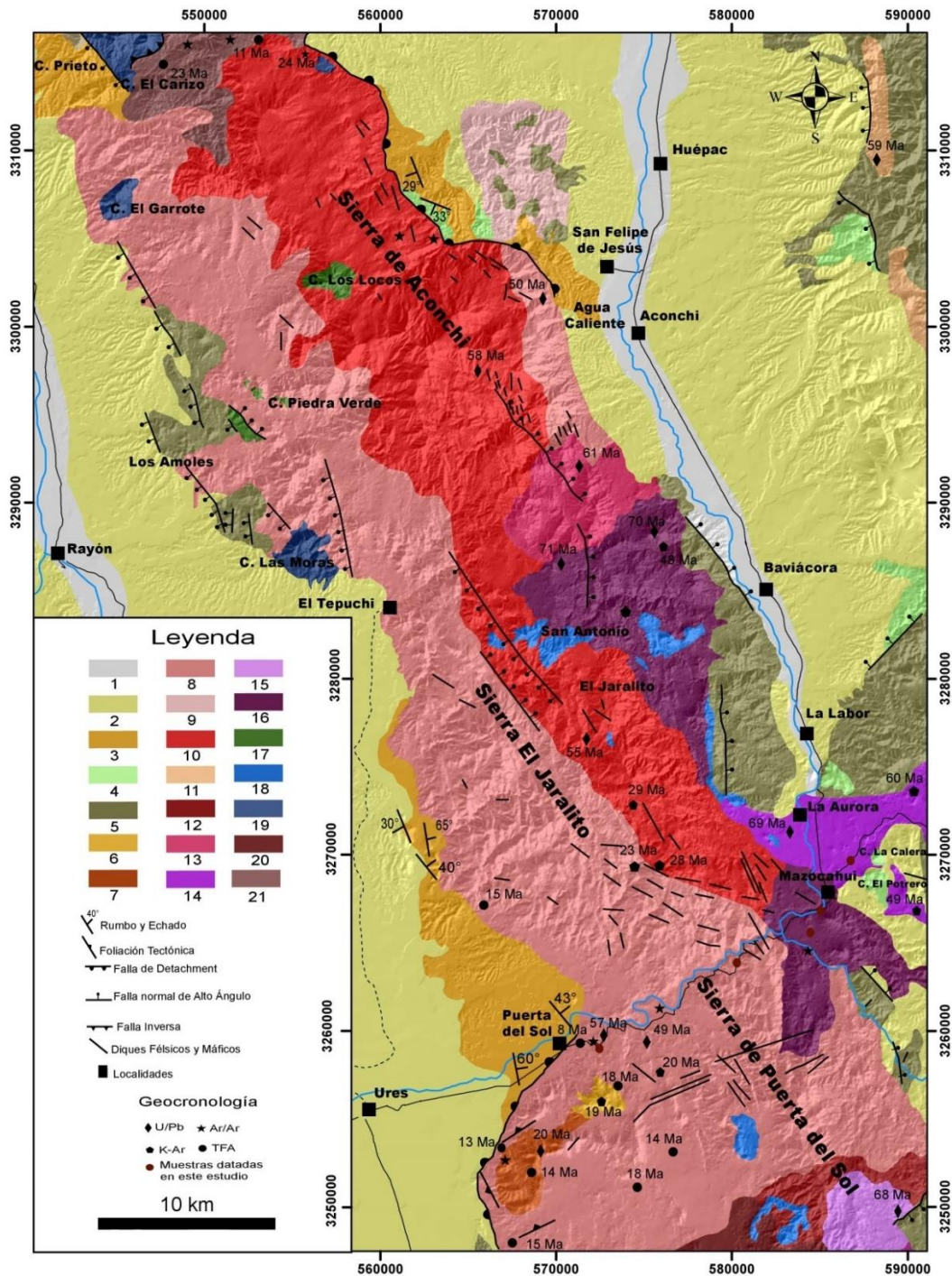


Figura 6. Mapa geológico del área de estudio. (1) aluvi3n; (2) Grupo Sonora; (3) Formaci3n Báucaarit; (4) rocas volcánicas del Oligoceno; (5) Formaci3n Tarahumara; (6) granodiorita Las Mayitas; (7) gabro El Garambulo; (8) granodiorita Puerta del Sol; (9) P3rfido de San Felipe; (10) granito Huépac; (11) rocas plut3nicas laramídicas indiferenciadas incluyendo la granodiorita El Jaralito; (12) migmatitas; (13) tonalita La Alamedita; (14) granito El Pajarito; (15) tonalita La Aurora; (16) granito El Babizo; (17) Calizas del Cretácico Inferior; (18) Metasedimentos Paleozoicos; (19) sedimentos Neoproterozoicos del Grupo Las Víboras; (20) Ortogneis El Palofierral; (21) granito-gneis. Modificado de Roldán-Quintana, (1976, 1989 y 1991), Chávez-Aguirre, (1978), Calmus et al. (1996), Lugo-Zazueta, (2006), González-Le3n et al. (2011) y González-Becuar et al. (2017).

3.1.4. Grupo Bisbee

En el área de estudio, las rocas paleozoicas fueron cubiertas después de un periodo de erosión por rocas sedimentarias del Cretácico Inferior correlacionables con el Grupo Bisbee (Ransome, 1904). En esta región, el Grupo Bisbee está constituido de la base a la cima por las Formaciones Cerro de Oro, Morita, Mural y Cintura (Castro-Rodríguez y Morfín-Velarde, 1988; González-León y Jacques Ayala, 1988; Monreal-Saavedra, 1994). De manera general, su litología consiste en limolitas, areniscas, calizas fosilíferas y menor conglomerado con un rango de edad Aptiano-Albiano. En Sonora, estas formaciones son interpretadas como el producto de un proceso de extensión tipo “*riff*” activo durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (González-León, 1994).

Rocas tentativamente correlacionables con el Grupo Bisbee se encuentran como afloramientos aislados y techos colgantes (Figura 7) sobre las rocas graníticas del batolito de Aconchi principalmente al norte-oeste del área de estudio (Figura 6). Estas secuencias consisten en calizas y areniscas metamorfoseadas y afloran en el área de Cerro Los Locos (Figuroa-Valenzuela y Grijalva-Haro, 1989), Piedra Verde y Los Amoles (Figura 6).

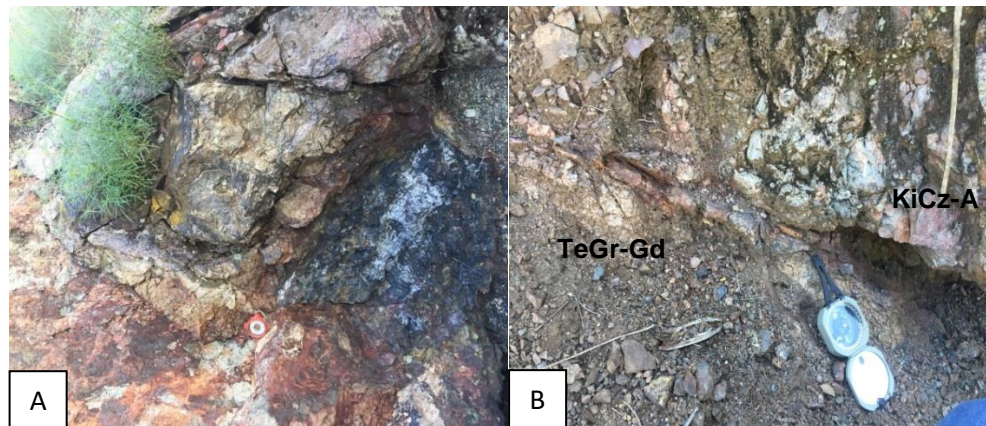


Figura 7. Aspecto general de los afloramientos de posible edad Cretácico Temprano en el área de estudio. A) Afloramiento de una secuencia calcárea afectada por metamorfismo de contacto. B) Contacto intrusivo entre la secuencia calcárea (KiCz-A) y el plutón de composición granodiorítica-granítica (TeGr-Gd).

3.1.5. Rocas ígneas intrusivas del Cretácico Superior al Eoceno

Los intrusivos del Cretácico Superior al Eoceno son el producto magmático de la deshidratación de la placa oceánica Farallón debajo de la placa Norteamericana. Estas rocas, en conjunto con las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (cf. más adelante) conforman el arco magmático Laramide en la porción centro-oriental del estado de Sonora.

En el batolito El Jaralito, Roldán-Quintana (1991) agrupó a los diversos cuerpos intrusivos con base en estudios petrográficos, geoquímicos, isotópicos y relaciones de campo en un grupo de cuerpos intrusivos y un grupo de stocks porfídicos. Define el batolito El Jaralito como un cuerpo compuesto litológicamente por facies que varían de granito a cuarzomonzonita, cuarzodiorita y granodiorita con edades K/Ar de 51.8 a 69.6 Ma en la Sierra El Jaralito (Figura 6). El mismo autor describe el batolito de Aconchi como un cuerpo compuesto exclusivamente por rocas graníticas alcalinas (i.e. granito peraluminoso de dos micas y granate) que incluyen cuerpos pegmatíticos asociados con edades K/Ar de 36.0 ± 0.7 Ma en la Sierra de Aconchi (Figura 6).

Posteriormente, Radelli et al. (1991) renombraron al batolito de Aconchi como el granito Huépac (Figura 6, número 10), reportando mineralización de Nb-Ta en las pegmatitas de dos micas asociadas al emplazamiento del granito. Recientemente, González-León et al. (2011) retoman las nomenclaturas propuestas por Roldán-Quintana (1991) y Radelli et al. (1991) para agrupar a los batolitos de Aconchi y El Jaralito como un solo ensamble plutónico que compone al batolito El Jaralito. Además, González-León et al. (2011), con base en estudios petrográficos, geocronológicos y geoquímicos, reconocen afloramientos del granito Huépac al sur de la Sierra de Aconchi (específicamente en la Sierra El Jaralito), así como facies de intrusivos que componen al batolito El Jaralito que no habían sido reportados previamente.

En este estudio, se emplea la nomenclatura informal propuesta por los autores anteriormente mencionados para describir los diferentes cuerpos intrusivos

presentes en el área de estudio. Dichos intrusivos representan un intervalo de actividad magmática laramídica de ~22 Ma (~71 a ~49 Ma) y conforman al batolito de Aconchi.

3.1.5.1. Granito El Babizo

El granito El Babizo (Figura 6, número 16) es el intrusivo laramídico más antiguo del área de estudio con edades U-Pb en zircón de 71.50 y 70.50 Ma, y 48.7 ± 1.0 Ma con el método K-Ar en biotita (González-León et al., 2011). Wong y Gans (2008) reportan una edad de enfriamiento aparente con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita de 34.9 ± 0.1 Ma para este intrusivo. Sus principales afloramientos se concentran en la región de Mazocahui y al oeste del poblado de Baviácora en la porción este del área de estudio (Figura 6). El granito El Babizo constituye una parte importante del flanco oriental de la Sierra El Jaralito. El granito presenta tonalidades de rojizas a grises claras (Figura 8A) y tiene una textura holocristalina e hipidiomórfica con un tamaño de grano medio a grueso. Su mineralogía consiste de cuarzo subhedral a anhedral, feldespato potásico (ortoclasa y microclina) de euhedral a subhedral y plagioclasa euhedral. Los minerales subordinados son biotita anhedral, muscovita subhedral y esfena. Los minerales accesorios son zircón, apatito y óxidos de hierro. El granito El Babizo presenta enclaves métricos de rocas metasedimentarias interpretadas como techos colgantes en la Sierra El Jaralito y es cortado por abundantes diques máficos y pegmatíticos (Roldán-Quintana et al., 1989; González-León et al., 2011).

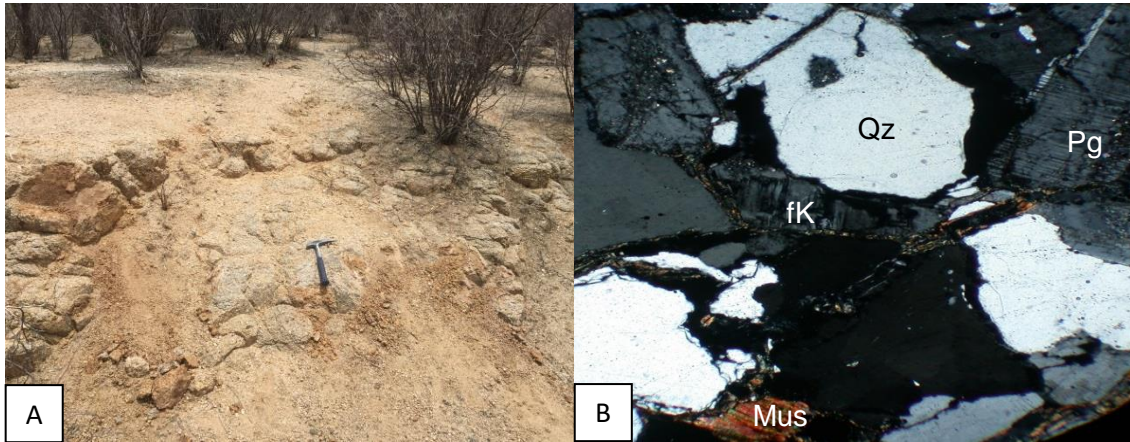


Figura 8. Características macro y microscópicas del granito El Babizo. A) Aspecto general de un afloramiento del granito El Babizo en la porción sur del área de estudio. B) Fotografía bajo el microscopio óptico. Qz: cuarzo; Pg: plagioclasa; fK: feldespato alcalino; Mu: muscovita. Nícoles cruzados con un objetivo de 4x.

3.1.5.2. Tonalitas La Aurora y La Alamedita

Las tonalitas La Aurora y La Alamedita constituyen las facies tonalíticas del batolito El Jaralito. La presencia de estos cuerpos intrusivos fue cartografiada y dividida con base a edades geocronológicas por González-León et al. (2011). La tonalita La Aurora arrojó una edad U-Pb en zircón de $69.65 \pm 1.05/-0.45$ Ma y tres edades K/Ar en biotita de 60.4 ± 1.2 , 57.2 ± 1.4 y 49.5 ± 1.1 Ma (González-León et al., 2011). La distribución de esta unidad se concentra en la localidad de La Aurora y en la porción norte-noreste del poblado de Mazocahui (Figura 6, número 15). Ambos intrusivos tonalíticos intrusionan al granito El Babizo (Figura 9A y B). La tonalita La Aurora presenta tonalidades oscuras con texturas equigranulares y un tamaño de grano fino. Presenta una textura holocristalina e hipidiomórfica con cuarzo anhedral, feldespato potásico (ortoclasa y microclina) subhedral y plagioclasa de euhedral a subhedral (Figura 9C). Los minerales subordinados son biotita, hornblenda y esfena. Los minerales accesorios son apatito, zircón y óxidos de hierro. La biotita presenta una alteración clorítica.



Figura 9. Características de los afloramientos tonalíticos. A) Contacto intrusivo entre las facies graníticas-granodioríticas del batolito (color claro) y la tonalita La Aurora (color oscuro). B) Zona de mezcla o “mingling” entre las facies tonalíticas y granodioríticas. C) Fotografía bajo el microscopio óptico de la tonalita La Aurora. Qz: cuarzo; Pg: plagioclasa; fK: feldespato alcalino; Bio: biotita y Esf: esfena. Nícoles cruzados con un objetivo de 4x.

La tonalita La Alamedita (Figura 6, número 13) tiene una edad U-Pb en zircón de 61.10 ± 0.90 Ma (González-León et al., 2011). Esta unidad presenta una textura holocristalina de grano medio y aflora en la porción oriental del batolito El Jaralito. Su mineralogía consiste en plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato alcalino, hornblenda, titanita, apatito, zircón y óxidos de hierro.

3.1.5.3. Granito El Pajarito

El granito El Pajarito (Figura 6, número 14) es el intrusivo laramídico más meridional del área de estudio y rinde una edad U-Pb en zircón de 67.9 ± 0.43 Ma (González-Becuar et al., 2017). Dicho intrusivo fue nombrado de manera informal como el granito El Pajarito por Radelli (1986). Mineralógicamente es descrito como un intrusivo con una textura holocristalina e hipidiomórfica compuesto mayormente por cuarzo, microclina y plagioclasa (González-Becuar et al., 2017).

3.1.5.4. Migmatitas Laramídicas

Un evento de migmatización contemporáneo al emplazamiento del granito El Pajarito ocurre entre ca. 68 y 59 Ma (González-Becuar, 2013). Este evento metamórfico se caracteriza por el desarrollo de migmatitas con bandas de leucosoma y melanosoma en la zona central de la Sierra El Pajarito (Figura 6). La migmatización afecta de manera notable al ortogneis El Palofierral. Este proceso alcanza un grado metamórfico de facies de anfibolita y está asociado al engrosamiento cortical producido durante la orogenia Laramide en esta porción del estado de Sonora (González-Becuar, 2013).

3.1.5.5. Granito Huépac

El granito Huépac (i.e. batolito de Aconchi) fue primeramente descrito por Roldán-Quintana (1979 y 1991) en base a estudios petrográficos, geoquímicos e isotópicos en la Sierra de Aconchi. Posteriormente Radelli et al. (1991) lo renombran como granito Huépac, nomenclatura informal que decidieron tomar González-León et al. (2011) para incluir a este cuerpo intrusivo dentro de la suite plutónica que compone al batolito El Jaralito. La distribución de esta unidad se extiende desde la porción norte de la Sierra de Aconchi hacia la porción central de la Sierra El Jaralito (Figura 6, número 10). Este cuerpo ígneo intrusióna al granito El Babizo.

El granito Huépac, tiene dos edades U-Pb en zircón reportadas en 58 ± 0.90 y 54.95 ± 1.6 Ma (González-León et al., 2011). Una edad K-Ar de 36.0 ± 0.7 Ma es reportada por Damon (*in* Roldán-Quintana, 1979). Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre 39.8 ± 0.1 Ma y 20.66 ± 0.02 Ma en muscovita y de 33.8 a 20.7 ± 0.1 Ma en feldespato potásico son reportadas por Wong et al. (2010). Además, González-León et al. (2011)

obtuvieron edades K-Ar en biotita de 29.5 ± 0.9 y 28.7 ± 1.0 Ma y Lugo-Zazueta (2006) reporta edades por trazas de fisión en apatito de 23 ± 4 Ma y 11 ± 1 Ma con una longitud promedio de las trazas $>14 \mu\text{m}$ para ambas muestras. Estas edades de enfriamiento son interpretadas como el reflejo del proceso de exhumación rápida de las rocas del bloque de piso del CNM de Aconchi (cf. el capítulo anterior).

En campo, los afloramientos del granito Huépac presentan tonalidades grisáceas y café claro (Figura 10A). El granito Huépac es cortado por la granodiorita Puerta del Sol y múltiples diques pegmatíticos de dos micas y máficos (Figura 10B). Este intrusivo presenta una textura holocristalina e hipidiomórfica de grano fino a medio. Su mineralogía consiste de cuarzo anhedral, feldespatos potásico anhedral (ortoclasa y microclina) y plagioclasa de euhedral a subhedral (Figura 10C). Los minerales subordinados son biotita, esfena y muscovita subhedral. Los minerales accesorios son zircón y óxidos de hierro. El cuarzo presenta una ligera recristalización y una extinción ondulante. El feldespato potásico presenta inclusiones tardías de cuarzo, plagioclasa y muscovita, así como alteración arcillosa (sericítica).

El granito Huépac presenta una deformación de tipo cataclástica en el borde oriental de la Sierra de Aconchi con el desarrollo de planos de cizalla y estrías (cf. capítulo siguiente). Esta deformación se asocia al proceso de exhumación de la Sierra de Aconchi por medio de la falla de bajo ángulo El Amol (Calmus et al., 1996).



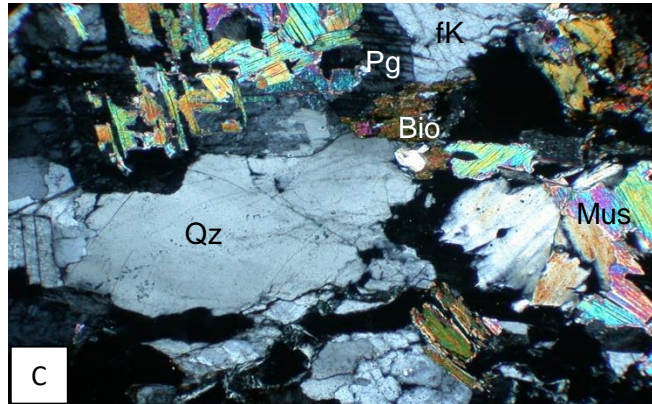


Figura 10. Aspecto de un afloramiento del granito Huépac y relaciones de corte asociadas. A) Afloramiento del granito Huépac en la Sierra de Aconchi. B) Diques pegmatíticos cortando al granito Huépac. C) Fotografía bajo el microscopio óptico. Qz: cuarzo; Pg: plagioclasa; fK: feldespato alcalino; Bio: biotita; Mus: muscovita. Fotografía tomada con nicoles cruzados con un objetivo de 4x.

3.1.5.6. Granodiorita Puerta del Sol

La granodiorita Puerta del Sol fue nombrada informalmente por primera vez por Anderson et al. (1980) en su localidad tipo en el poblado de Puerta del Sol (Figura 6, número 8). En el área de estudio, esta roca se extiende desde la porción noroccidental y nororiental de la Sierra de Aconchi hacia la porción más meridional de la Sierra El Jaralito, siendo el cuerpo intrusivo de mayores dimensiones dentro del área.

Este intrusivo arrojó edades U-Pb en zircón de 57 ± 3 Ma, 49.1 ± 0.8 Ma, 51.3 ± 1.0 Ma y $49.95 + 1.05/-0.45$ Ma (Anderson et al., 1980; González-León et al., 2011; González-Becuar, 2013). Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son reportadas por Mead et al. (1988) y Wong y Gans (2008) en hornblenda, biotita, feldespato potásico y muscovita con un rango de 46.6 Ma (hornblenda) a 17.5 Ma (feldespato potásico). Las edades por el método K-Ar en biotita arrojan resultados de 39.5 Ma, 23.6 Ma y 20.2 ± 0.6 (Mead et al., 1988; González-León et al., 2011; González-Becuar et al., 2017). Fechamientos de dos muestras por medio de trazas de fisión en apatitos y U-Th/He son reportados por Lugo-Zazueta (2012) con un rango de edades de 17.7 ± 2.2 Ma a 8 ± 1 Ma y de 17.7 ± 1.4 Ma a 9.4 ± 0.6 Ma, respectivamente. El rango de edades obtenidas con los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar y trazas de fisión son consideradas por Wong y Gans (2008), Lugo-Zazueta (2012) y González-Becuar et al. (2017) como

edades de enfriamiento aparentes asociados al proceso de exhumación del CNM de Puerta del Sol (cf. capítulo anterior).

En campo, la granodiorita Puerta del Sol presenta tonalidades grisáceas (Figura 11A) con una textura holocristalina e hipidiomórfica de grano medio a grueso con fenocristales de feldespato potásico de hasta 5 cm de longitud (Figura 11B). Su mineralogía consiste de cuarzo subhedral a anhedral, feldespato potásico (ortoclasa y microclina) de euhedral a subhedral y plagioclasa anhedral. Los minerales subordinados son biotita, esfena y muscovita. Los minerales accesorios son zircón, apatito y óxidos de hierro. El cuarzo presenta extinción ondulante con recristalización en los afloramientos occidentales de este cuerpo (Figura 11C). El feldespato potásico presenta inclusiones tardías de cuarzo y plagioclasa con intercrecimiento peritéticos. La biotita presenta una ligera alteración clorítica.



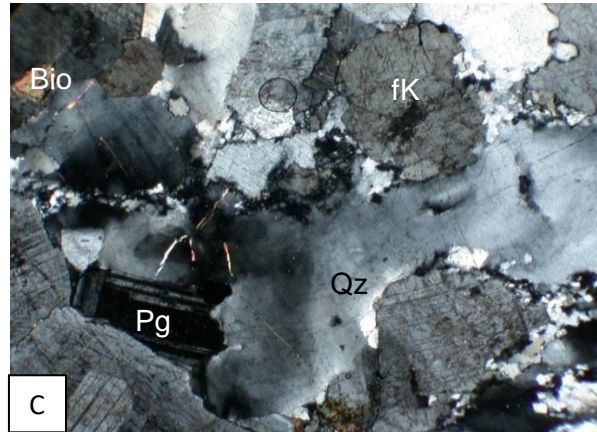


Figura 11. Rasgos megascópicos y microscópicos de la granodiorita Puerta del Sol. A) Aspecto de un afloramiento de la granodiorita Puerta del Sol en su localidad tipo ubicada al este del poblado de Puerta del Sol. B) Vista a detalle del afloramiento. Nótese los fenocristales de feldespato potásico de hasta 5 cm de longitud. C) Vista bajo el microscopio óptico. Nótese las zonas de incipiente recrystalización de cuarzo en contacto con los bordes de cristales de cuarzo y feldespato potásico. Qz: cuarzo; Pg: plagioclasa; fK: feldespato potásico; Bio: biotita. Nicoles cruzados con un objetivo de 4x.

Este intrusivo muestra deformación del tipo dúctil a frágil-dúctil con el desarrollo de una falla normal de bajo ángulo en el borde occidental y suroccidental de la Sierra El Jaralito (cf. capítulo de resultados). En esta zona se observa una foliación milonítica y protomilonítica acompañada del desarrollo de microestructuras tipo S-C y S-C', recrystalización de cuarzo y lineación mineral. Esta deformación se asocia al proceso de exhumación de las rocas del bloque de piso del CNM del dominio Mazatán-Puerta del Sol (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008; González-Becuar et al., 2017; cf. capítulo anterior). En campo, se observan múltiples diques aplíticos, pegmatíticos y máficos cortando a la granodiorita Puerta del Sol.

3.1.5.7. Stock de San Felipe

El stock de San Felipe representa el cuerpo intrusivo de menor dimensión dentro del área de estudio. Dicho cuerpo se ubica en la porción nororiental del área de estudio, específicamente en el municipio de San Felipe de Jesús (Figura 6, número 9). Una edad K-Ar en biotita de 50.5 ± 1.7 Ma fue reportada por Roldán-Quintana (1976). Corresponde a una roca ígnea intrusiva de textura porfídica compuesta por cuarzo, feldespato potásico y biotita dentro de una matriz cuarzo-feldespática (Roldán-Quintana, 1991).

3.1.6. Formación Tarahumara

Las rocas sedimentarias y metamórficas del Paleozoico y Cretácico Temprano son cubiertas en discordancia por rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Cretácico Tardío al Paleoceno. Estas rocas son correlacionables con la Formación Tarahumara (Figura 6, número 5) que aflora ampliamente en la parte central y nororiental del estado de Sonora (Wilson y Rocha, 1949; McDowell et al., 2001). De manera general, esta formación se compone en su parte inferior por riolitas ignimbríticas y tobas de caída de ceniza, flujos andesíticos y estratos volcanoclásticos intercalados; en su parte superior, predominan ignimbritas riolíticas a dacíticas, tobas de cenizas y rocas volcanoclásticas. El espesor total de la Formación Tarahumara se estima mayor a 4 km en algunas localidades de Sonora (González-León et al., 2011). Dicha formación es considerada como el producto volcánico del arco magmático Laramide debido a su composición geoquímica de naturaleza calcoalcalina y a su rango de edades entre ca. 90 Ma a ca. 59 Ma en la porción centro-norte del estado de Sonora (McDowell et al., 2001; González-León et al., 2011).

En el área de estudio, la Formación Tarahumara consiste en derrames volcánicos de composición andesítica a riolítica, tobas andesíticas y flujos intercalados con calizas fosilíferas, areniscas y conglomerados (Roldán-Quintana, 1989 y 1991). Estas rocas se encuentran intrusionadas y alteradas hidrotermalmente por los intrusivos del batolito de Aconchi actuando como la roca encajonante más común de los intrusivos principalmente en su borde oriental. Su distribución se concentra principalmente en la parte oriental del área de estudio, en los poblados de La Labor, Baviácora y San Felipe. En la porción occidental del área, afloramientos de esta formación se encuentran mayormente en la zona de Los Amoles (Figura 12).

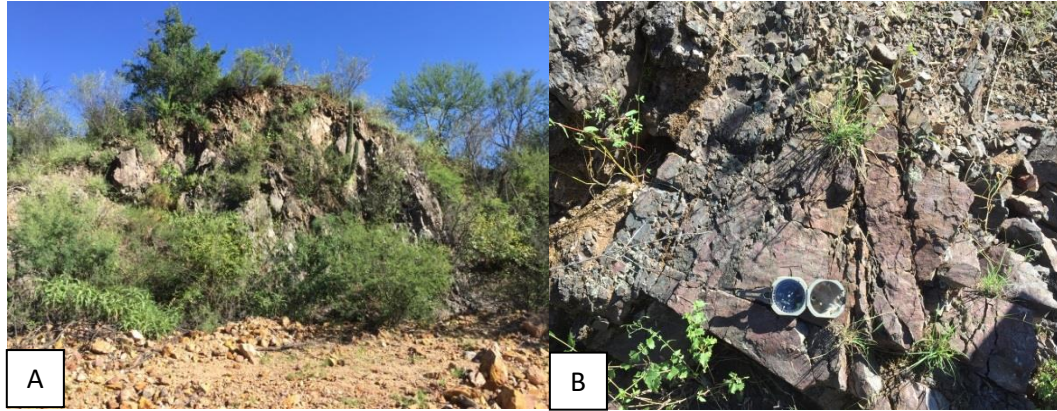


Figura 12. Aspecto de los afloramientos de la Formación Tarahumara en el área de estudio. A) Afloramiento de rocas volcánicas de composición andesítica en el área de Los Amoles. B) Vista a detalle del afloramiento.

3.1.7. Rocas ígneas del Oligoceno-Mioceno

En la Sierra de Puerta del Sol, cuerpos de composición máfica a granodiorítica intrusionan a los afloramientos suroccidentales de la granodiorita Puerta del Sol en el área de estudio (Figura 6, número 6 y 7). Dichos cuerpos intrusivos se consideran plutones emplazados durante el evento *Basin and Range* y son asociados genéticamente al vulcanismo bimodal intercalado en los depósitos sedimentarios que rellenan las cuencas formadas durante la exhumación del CNM de Mazatán-Puerta del Sol (González-Becuar et al., 2017). Dicho vulcanismo bimodal se expresa mediante derrames volcánicos con edades de entre 18 a 15 Ma, intercalados en las secuencias sedimentarias sintéctonicas tipo Báucarit (cf. sección siguiente) en el sur del área de estudio (Wong y Gans, 2008).

3.1.7.1. Gabro El Garambullo

El plutón melanocrático nombrado informalmente por Radelli et al. (1986) como gabro El Garambullo intrusiona a la granodiorita Puerta del Sol y presenta xenolitos de rocas miloníticas en las zonas cercanas al contacto intrusivo. Dicho intrusivo rinde una edad U-Pb en zircón de $19.8 \text{ Ma} \pm 0.2 \text{ Ma}$ y una edad de 17.4 ± 1.0 con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa. Mineralógicamente este intrusivo máfico consiste en plagioclasa, hornblenda, biotita, ortopiroxeno y minerales opacos (González-Becuar, 2013; González-Becuar et al., 2017).

3.1.7.2. Granodiorita Las Mayitas

En contacto con el gabro El Garambullo dentro de una zona de “*mingling*” aflora un cuerpo de composición granodiorítica con una edad K-Ar en biotita de 19.2 ± 1.2 Ma nombrado granodiorita Las Mayitas (González-Becuar, 2013). Por su edad y ubicación, este cuerpo granodiorítico se considera como una facies diferenciada del gabro El Garambullo, considerando que ambos cuerpos cristalizaron dentro de una cámara magmática somera (González-Becuar, 2013).

3.1.7.3. Rocas volcánicas Oligoceno-Mioceno(?)

En el área de estudio, rocas volcanoclásticas de posible edad Oligoceno-Mioceno Temprano se encuentran cubriendo discordantemente a las rocas vulcanosedimentarias de la Formación Tarahumara y a las rocas intrusivas del batolito El Jaralito. De manera general, esta secuencia se compone de la base a la cima por conglomerado basal con clastos de granito y riolita, sobreyacido por derrames basálticos-andesíticos, areniscas tobáceas, tobas y derrames riolíticos para culminar con depósitos ignimbríticos en la cima con espesor estimado de 500 m (Roldán-Quintana, 1989).

Estas rocas se encuentran dispersas en afloramientos puntuales a lo largo del área de estudio. En la porción noroeste y noreste del área de estudio se encuentran afloramientos de tobas riolíticas y riolitas en el área de Cerro Pinto y el stock de San Felipe respectivamente (Figura 6). En el sureste del área de estudio, estas rocas afloran en los cerros La Calera y El Potrero aproximadamente a 3 km al este de la localidad de Mazocahui (Figura 6).

El origen de esta secuencia fue atribuido tentativamente por Roldán-Quintana (1989) al inicio del proceso extensional en la región, debido a su naturaleza clásica con intercalaciones de derrames volcánico. Sin embargo, hasta el momento no existen datos radiométricos que permitan constreñir la edad absoluta de las rocas volcánicas riolíticas que coronan esta secuencia. Por lo tanto, se podrían vincular con el volcanismo félsico asociado al arco magmático de la Sierra Madre Occidental, debido a sus características litológicas, posición geográfica y distribución espacial.

3.1.8. Secuencias sedimentarias del Oligoceno-Mioceno

En el presente estudio, las secuencias sedimentarias sintectónicas continentales relacionadas con el evento “*Basin and Range*” y que son contemporáneas con la subducción de la placa Farallón (antes de ~12.5 Ma) se denominarán “grupo Báucarit” según una nomenclatura informal. Además, se agrupa en el “grupo Sonora” (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998) a las secuencias clásticas continentales poco o no consolidadas, posteriores a 12.5 Ma que corresponden al relleno sedimentario de las cuencas pre-existentes asociadas a la extensión cenozoica previa del *Basin and Range*.

3.1.8.1. Grupo Báucarit

Depósitos sintectónicos del grupo Báucarit afloran en los flancos suroeste, noreste y noroeste del batolito El Jaralito, y son asociados al proceso de exhumación de los CNM de Mazatán-Puerta del Sol y Aconchi (Figura 6, número 3). Estas rocas sedimentarias corresponden a secuencias continentales con contribuciones volcánicas desarrolladas en ambientes fluviales y fluvio-lacustres. En la región de Mazatán, Vega-Granillo y Calmus (2003) reportan depósitos sintectónicos compuestos por conglomerados, areniscas, limolitas, capas de yeso y brechas sedimentarias intercalados con flujos volcánicos en la cuenca adyacente al CNM de Mazatán-Puerta del Sol. Estas secuencias sedimentarias fueron inicialmente nombradas como Formación Belleza de manera informal por Richard (1991). Posteriormente, Calles-Montijo (1998) realiza una diferenciación de las unidades clásticas presentes en dicha cuenca extensional y describe sedimentos de la Formación Belleza como sedimentos tipo Tubutama (cf. párrafo siguiente) y como Báucarit a los sedimentos que sobreyacen discordantemente a dicha formación. Además, este autor realiza un estudio petrológico de las intercalaciones volcánicas las cuales muestran una naturaleza calcoalcalina, alcalina y shoshonítica para el volcanismo que estuvo activo durante el evento extensional. Wong y Gans (2008) reportan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ~18 a 14 Ma para los flujos volcánicos intercalados en rocas correlacionables con la Formación Belleza (es decir a la base de la secuencia).

En Sonora, secuencias correlacionables con el grupo Báucarit están presentes en los dominios sobre-extendidos de Magdalena-Madera y Tubutama-Mezquitil al norte del área de estudio (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003). Estos depósitos sintectónicos se asocian a la formación de cuencas extensionales adyacentes a los CNM en Magdalena y Tubutama (Miranda y Quiroz, 1988; Miranda y De Jong, 1992; Miranda-Gasca et al., 1998). En Magdalena, las formaciones La Ventana, La Cuesta y Magdalena consisten en rocas volcánicas y sedimentarias con intercalaciones volcánicas cuyas edades varían entre 27 a 22.7 Ma (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988; Miranda-Gasca y De Jong, 1992). En particular, la Formación Magdalena consiste en su parte superior de un conglomerado formado por fragmentos de las rocas más antiguas de la cuenca, además de fragmentos de granito y milonitas de la placa inferior del CNM de Magdalena-Madera (Miranda-Gasca y De Jong, 1992). Facies lacustres en esta formación consisten en depósitos de yeso, celestita y colemanita intercalados. Esta formación es sobreyacida por la unidad volcánica El Torreón datada por el método K-Ar en 19.6 ± 0.9 Ma en una andesita alcalina basal (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988). En la región de Tubutama, rocas sedimentarias de ~750 m de espesor que consisten en areniscas con intercalaciones de lutita, yeso y colemanita son nombradas como Formación Tubutama. Una andesita basáltica con una edad de 22.3 Ma se encuentra intercalada con los sedimentos lacustres (Damon y Shafiqullah *in* Gómez-Caballero et al., 1981).

En la zona sur del área de estudio, específicamente en la cuenca de Ures (Calles-Montijo, 1998), las secuencias anteriormente descritas se encuentran cubiertas de manera discordante por una unidad compuesta por conglomerados de tonalidades rojizas con intercalaciones de derrames volcánicos de carácter bimodal nombrada informalmente como Formación Báucarit (Dumble, 1900; King, 1939). En el flanco noroccidental de la Sierra de Aconchi, Lugo-Zazueta (2006) reporta una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 21.7 ± 0.01 Ma para un basalto que se encuentra intercalado dentro de una secuencia correlacionable con la Formación Báucarit en el área de Cerro Prieto (Figura 6). La edad que arroja esta unidad la coloca de manera

contemporánea con la Formación Belleza y los depósitos sintectónicos de las cuencas de Magdalena y Tubutama.

En la región de Aconchi, la Formación Báucarit forma parte del bloque de techo del CNM de Aconchi con echados en dirección W-SW, sugiriendo un carácter sintectónico para esta unidad. En Puerta del Sol y hacia el norte, esta secuencia consiste de una brecha con una matriz rojiza con clastos de rocas volcánicas y menor cantidad de clastos plutónicos con intercalaciones de rocas volcánicas. Esta unidad representa el bloque de techo de la falla de *detachment* de Puerta del Sol y muestra echados en abanico de entre 40 a 65° hacia el E-NE evidenciando un carácter sintectónico en su depósito (Figura 13).



Figura 13. Afloramiento de la Formación Báucarit en las cercanías de la localidad de Puerta del Sol. Nótese el basculamiento (~65°NE) de los niveles conglomeráticos en dirección NE.

3.1.8.2. Grupo Sonora

Cubriendo discordantemente a las rocas del grupo Báucarit, se encuentra una serie de unidades clásticas continentales constituidas por gravas, arenas y arcillas poco o no consolidadas, acompañadas por derrames basálticos, cuyo conjunto define el grupo Sonora (Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana, 1998; Figura 6, número 2). Esta sedimentación corresponde al relleno progresivo de las cuencas formadas previamente durante la extensión *Basin and Range*.

3.2. Estructura del área de estudio

En el área de estudio, los rasgos estructurales corresponden en su mayoría a estructuras Terciarias que reflejan su posición geográfica dentro de la provincia

del *Basin and Range*. Sin embargo, una estructura de posible edad Mesozoica aflora en la porción norte del área de estudio (Figura 6). De manera general, la geología estructural está caracterizada por la presencia de sistemas de fallas normales de bajo y alto ángulo, fracturas y el emplazamiento de diques pegmatíticos-aplíticos y máficos asociados al proceso de extensión continental activo durante el Oligoceno-Mioceno. Este sistema de fallas normales, fracturas y diques tiene una orientación general NNW-SSE con echados hacia el WSW-ENE y un eje de extensión E-NE de manera general (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008). En el área de estudio las fallas, fracturas y diques pegmatíticos y máficos muestran una disposición ortogonal con respecto a la dirección de extensión principal reportada para Sonora. Dichas características estructurales han sido observadas previamente en los CNM de Magdalena-Madera, Mazatán y Aconchi (Nourse et al., 1994; Calmus et al., 1996; Wong y Gans, 2003 y 2008; Lugo-Zazueta, 2006).

Dentro del periodo compresivo del Mesozoico únicamente se reporta una estructura en la porción norte del área de estudio (e.g. Lugo-Zazueta, 2006). Por otra parte, las principales estructuras asociadas a la formación de los complejos de núcleo metamórfico son las fallas El Amol y Puerta del Sol, ubicadas al norte y sur del área de estudio respectivamente.

3.2.1. Estructuras Mesozoicas

Una estructura asociada al evento compresivo activo durante el Mesozoico se presenta en la porción norte del área de estudio (Figura 6). En esta zona, Lugo-Zazueta (2006) describe una falla inversa con rumbo NE y un echado entre 67° y 46° hacia el NW que sobrepone a las rocas sedimentarias Neoproterozoicas sobre las rocas del basamento cristalino.

3.2.2. Estructuras *Basin and Range*

3.2.2.1. Falla Puerta del Sol

La falla Puerta del Sol es una de las estructuras más importantes del área de estudio y se encuentra bordeando el límite occidental de la Sierra de Puerta del Sol (Figura 6). Dicha estructura ha sido descrita por diversos autores desde los años setentas hasta la actualidad. Peabody (1979) reporta lineaciones con dirección E-NE en las rocas metasedimentarias y en rocas graníticas en la mina El Jaralito. En las cercanías del poblado de Puerta del Sol, Anderson et al. (1980) describen rocas intrusivas con una foliación poco desarrollada de ángulo bajo y una lineación con dirección N30°E. Roldán-Quintana (1989) describe una foliación bien desarrollada y una lineación con dirección N35-50°E en los intrusivos graníticos de la zona El Jaralito. Con base en estos criterios estructurales (deformación de tipo dúctil, presencia de milonitas), Nourse et al. (1994) proponen el sector de Puerta del Sol como una zona con características de un CNM. Sin embargo, en todos los estudios anteriores en esta área no se había reconocido la presencia de fallas de *detachment* o distinguido las rocas del bloque de techo. Recientemente se ha descrito a esta estructura como una falla normal de bajo ángulo ("*detachment*") con una dirección de desplazamiento del bloque de techo hacia el SW. Dicha estructura ha sido interpretada como la continuación hacia el norte de la falla del CNM de Mazatán, reconocida por Coney (1980) y estudiada a detalle por Vega-Granillo y Calmus (2003), Wong y Gans (2008) y González-Becuar et al. (2017).

3.2.2.2. Falla El Amol

La falla El Amol fue mapeada por Roldan-Quintana (1991) y posteriormente nombrada y estudiada a detalle por Calmus et al. (1996). La falla El Amol se caracteriza por tener amplias superficies estructurales y un rumbo sinuoso que se puede seguir por al menos 40 km de distancia. En la porción nororiental de la Sierra de Aconchi dicha estructura está compuesta por una falla normal de bajo ángulo (falla de "*detachment*") con echados de entre 20 a 45° con dirección E-NE en contacto con rocas volcánicas y sedimentarias de edad Terciaria (Figura 6). Las rocas del bloque de piso pertenecen al granito Huépac y la granodiorita Puerta del Sol (cf. capítulo anterior). Las rocas del bloque de techo consisten en rocas

intrusivas hipabisales del stock riolítico de San Felipe, rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, rocas volcánicas del Oligoceno y rocas sedimentarias de la Formación Báucarit (Calmus et al., 1996; Lugo-Zazueta, 2006; Figura 6). El desplazamiento aproximado de las rocas del bloque de techo desde su posición original ha sido estimado entre 8 y 10 km en dirección NE (Calmus et al., 1996). Por estas razones, se ha propuesto que la falla El Amol corresponde a una falla de “*detachment*” controlando la exhumación del CNM de Aconchi (e.g. Calmus et al., 1996; Lugo-Zazueta, 2006; Wong et al., 2010).

3.2.3. Diques pegmatíticos y máficos

Numerosos diques pegmatíticos-aplíticos y máficos cortan a las rocas intrusivas que componen a la placa inferior de los CNM de Puerta del Sol y Aconchi. En las sierras de El Jaralito y Pajaritos los diques pegmatíticos-aplíticos muestran orientaciones NNW-SSE con echados hacia el NE de manera general (Roldán-Quintana et al., 1989; González-Becuar, 2013; Figura 6). Desde el punto de vista mineralógico las pegmatitas se componen de cuarzo, feldespato potásico, muscovita, biotita y granate. Edades radiométricas para pegmatitas son reportadas en la localidad de Mazocahui y en la Sierra de Mazatán con un rango de edad de entre 41.6 a 33 Ma por el método K-Ar (Damon et al., 1983; Damon en Vega-Granillo y Calmus, 2003).

A su vez, en las sierras de El Jaralito, Puerta del Sol y Los Pajaritos, diques máficos de composición andesítica tienen una dirección NW-SE con echados de 35 a 70° hacia el SW (Wong y Gans, 2008). Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 22.6 ± 0.4 Ma es reportada para un dique máfico en el transecto de la carretera Ures-Mazocahui (Wong y Gans, 2008).

4. Principios de termocronología y métodos utilizados

En este capítulo se describen los fundamentos que forman la base del método de termocronología por trazas de fisión y su aplicación a los ambientes tectónicos extensionales. Los datos obtenidos por el método de trazas de fisión en apatito se presentan en el anexo A de esta tesis. La descripción del método U-Pb en apatito se ubica en el anexo B. Los datos obtenidos por el método U-Pb en apatito se presentan en el anexo C. La metodología utilizada para los métodos de fechamiento por trazas de fisión y U-Pb en apatito son descritos en el apartado de metodología y preparación de muestras.

4.1. Principios de termocronología

4.1.1. Ley de decaimiento radioactivo

Los sistemas radioisotópicos que se utilizan en geo-termocronología están basados en la ley de decaimiento radioactivo. En este proceso físico, isótopos “padres” decaen por medio de emisiones radioactivas a un isótopo radiogénico “hijo” a lo largo del tiempo. La ley de decaimiento radioactivo se expresa de la siguiente manera:

$$N_h = N_p (e^{\lambda t} - 1)$$

Conociendo la constante de decaimiento radioactivo del elemento padre “ λ ” así como N_h y N_p (número de átomos de los isótopos hijos y padres en el sistema respectivamente) es posible determinar el tiempo “ t ” desde el cual el sistema se cerró. Los métodos geocronológicos (aquellos donde la temperatura de cierre es superior a la temperatura de cristalización del sistema) se basan entonces en la medición de la cantidad de los isótopos padre e hijo (N_p y N_h) para obtener la edad absoluta del sistema mineral, a diferencia de los métodos termocronológicos (aquellos donde la temperatura de cierre del sistema utilizado es inferior a la temperatura de cristalización) que dan una edad aparente de enfriamiento.

La mayor diferencia entre el fechamiento por trazas de fisión y los otros métodos isotópicos es que los productos radiogénicos son un daño físico en la matriz cristalina (resultado de la fisión nuclear) más que otro isótopo (Gallagher et

al., 1998). Así, en el caso de la termocronología por trazas de fisión, los parámetros medidos son la cantidad de ^{238}U y la densidad de trazas de fisión espontáneas dentro del cristal.

4.1.2. Fechamiento por trazas de fisión en apatito (LA-ICP-MS)

4.1.2.1. Fisión nuclear

La fisión nuclear es un proceso donde ocurre una reacción en la que el núcleo de un átomo pesado (e.g. ^{238}U) se divide en dos o más fragmentos compuestos por núcleos de átomos más ligeros generalmente de tamaños de aproximadamente 1/3 y 2/3 en masa del isótopo padre. Esta reacción involucra la liberación de neutrones y ~210 MeV de energía, de la cual ~170 MeV es energía cinética producto del desplazamiento de este par de fragmentos (e.g. Tagami y O'Sullivan, 2005). Al momento de la división nuclear, los fragmentos ionizados liberados se desplazan en direcciones opuestas e interactúan con la estructura del material, lo que deja un rastro que se denomina traza de fisión latente (Figura 14; Fleischer et al., 1965a, 1975). La fisión espontánea, ocurre de manera natural en los núcleos pesados pertenecientes a la serie de los actínidos (e.g. ^{232}Th , ^{234}U , ^{235}U , ^{238}U). Sin embargo, debido a que estos núcleos tienen una abundancia relativa muy pequeña, el ^{238}U es la única fuente de trazas de fisión espontáneas en el sistema solar. Dicho isótopo también decae por medio de una cadena de emisiones que comprende ocho emisiones α (^4He) y seis emisiones β^- . En promedio, ocurre solamente un evento de fisión espontánea por cada 1.8 millones de eventos de decaimiento por medio de emisiones α (Holden y Hoffman, 2000). Existen diferentes estimaciones de la constante de fisión espontánea para el ^{238}U que comprenden un rango de 7.9 a $8.7 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ y un valor de $8.45 \pm 0.10 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ recomendado por la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada (IUPAC) y por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS).

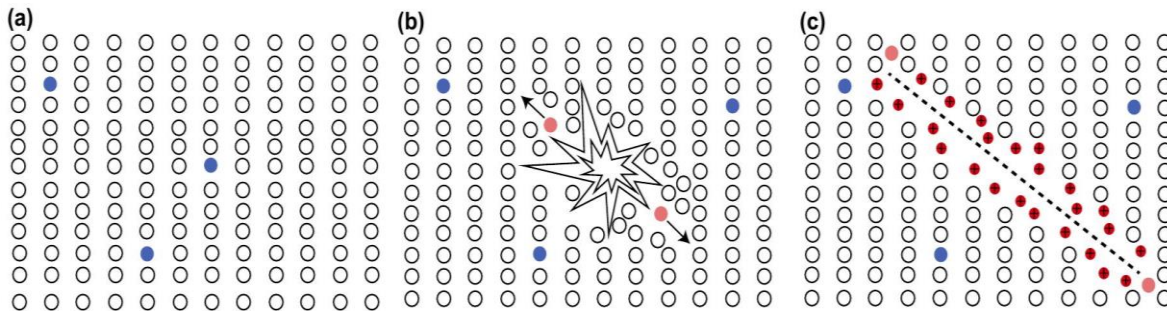


Figura 14. Representación gráfica del modelo del “ion explosión spike” de Fleischer et al. (1965a). (a) Trazas de ^{238}U (círculos azules) en la red cristalina de un mineral. (b) La fisión espontánea del ^{238}U produce dos partículas de tamaños semejantes (círculos rosas) altamente cargadas que se desplazan en direcciones opuestas. Esta reacción involucra la liberación de ~ 210 MeV de energía. (c) En el momento en que las partículas ionizadas interactúan con la estructura del material van capturando electrones y su velocidad disminuye dejando un rastro del daño que genera la fisión espontánea del ^{238}U en la matriz de la red cristalina del mineral. Este daño es conocido como traza de fisión latente (Fleischer et al., 1965a, 1975). Modificado de Gallagher et al. (1998).

4.1.2.2. Principios para el cálculo de la edad

El fechamiento por trazas de fisión se basa sobre el hecho de que la fisión ocurre de manera constante en el tiempo y que cada fisión produce un daño en la red cristalina a nivel atómico (la traza de fisión) que se puede observar por medio de un microscopio óptico después de realizar un ataque químico en el mineral (cf. ataque químico; Figura 15). Como se mencionó anteriormente, para determinar la edad por trazas de fisión de un cristal individual de apatito es necesario realizar la medición del ^{238}U que contiene el cristal en conjunto con la densidad de trazas presentes. La densidad de trazas de fisión espontáneas se obtiene realizando un conteo de las trazas en un área determinada del cristal con la ayuda de un microscopio óptico potente. Después, se mide la cantidad de ^{238}U por medio de ablación laser acoplada a un espectrómetro de masas (LA-ICP-MS: laser-ablation inductively coupled plasma mass-spectrometry) en el área donde fue determinada la densidad de trazas (Hasebe et al., 2004).



Figura 15. Trazas de fisión reveladas mediante el ataque químico en un cristal de apatito. La flecha indica una traza de fisión confinada dentro del cristal. Tomado de Gallagher et al. 1998.

4.1.2.3. Ecuación para el cálculo de la edad

La ecuación fundamental para el cálculo de edad trazas de fisión se expresa de la siguiente manera:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{\lambda}{\lambda_f} \frac{2\rho_s}{[^{238}\text{U}]L} \right) \quad (1)$$

donde λ es la constante de decaimiento del ^{238}U ($1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$; Jaffey et al., 1971), λ_f es la constante de fisión espontánea ($8.45 \pm 0.10 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$; Holden y Hoffman, 2000), ρ_s es la densidad de trazas de fisión dentro de un cristal, $[^{238}\text{U}]$ es la concentración de ^{238}U (en átomos por unidad de volumen) y L es longitud de las trazas de fisión que puede ser revelada (Galbraith y Laslett, 1988).

Las ecuaciones para el cálculo de la edad trazas de fisión por medio de la técnica LA-ICP-MS son variables y dependen de diversos factores (e.g. Hasebe et al., 2004; Vermeesch, 2017). En este estudio se utilizó el enfoque de “calibración zeta” de Vermeesch (2017). Dicho enfoque, utiliza un factor de calibración calculado a partir de un material de edad conocida (e.g. apatito Durango) denominado factor zeta. Utilizando este factor de calibración, los valores de los parámetros utilizados

en la ecuación fundamental de la edad (e.g. densidad de trazas de fisión, constante de fisión espontánea del ^{238}U y la longitud de trazas; ecuación 1) que pueden ser medidos de manera imprecisa, son removidos de la ecuación. El enfoque de “calibración zeta” utiliza la siguiente ecuación para el cálculo de la edad:

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left(1 + \frac{\lambda_{238} \zeta_{icp}}{2} \cdot \frac{N_s}{[^{238}\text{U}] A_s} \right)$$

donde t es la edad trazas de fisión del grano, λ_{238} es la constante de decaimiento total del ^{238}U ($1.55 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$; Jaffey et al., 1971), $[^{238}\text{U}]$ es la concentración de ^{238}U (en ppm), ζ_{icp} es la constante de calibración “zeta” obtenida de un material con una edad trazas de fisión conocida (e.g. apatito Durango), N_s es el número de trazas de fisión espontánea medidas sobre un área, A_s es el área de conteo de trazas de fisión espontáneas (en μm^2) y el factor 2 es un factor geométrico que se refiere al hecho de que el ataque químico (“*chemical etching*”) revela las trazas que están sobre y por debajo de la superficie pulida del cristal (Vermeesch, 2017).

4.1.2.4. Estimaciones de la edad de una muestra considerando los factores de error sobre las edades individuales

La edad trazas de fisión para muestras de rocas ígneas o metamórficas se obtiene comúnmente del análisis de la edad de 20 granos individuales. Regularmente, las edades individuales de cada grano presentan variaciones de un grano a otro. Debido a que este método se realiza mediante un conteo de las trazas de fisión espontáneas, la probabilidad de la distribución de edades obedece a una distribución de tipo Poissoniana (Gallagher et al., 1998). En consideración a esto es necesario realizar un análisis de la distribución de las edades de los granos individuales para determinar si dicha distribución es “normal”, es decir, que obedece a las variaciones Poissonianas y que representan una sola población (e.g. prueba estadística “ χ^2 ”). Las tres estimaciones de edad más utilizadas una vez que la distribución de probabilidad de los datos sea Poissoniana son las edades medias

("mean age"), agrupadas ("pooled age") y centrales ("central age") (Galbraith y Laslett, 1993). La edad media o "mean age" es la media aritmética de la distribución de edades individuales. La edad agrupada o "pooled age" es la edad calculada de la suma de las trazas espontáneas y del promedio de la concentración en ^{238}U . La edad central es la edad media ponderada de la distribución normal logarítmica de edades de un grano individual. En este estudio se utilizaron las edades centrales de los granos individuales.

4.1.2.5. Ataque químico o "chemical etching"

Como se mencionó anteriormente, para revelar las trazas de fisión es necesario realizar un ataque químico a los minerales a fechar. Este proceso consiste en sumergir un grano mineral en un reactivo químico para ampliar la visibilidad de las trazas de fisión. La geometría de las trazas reveladas es controlada por dos factores: la disolución química a lo largo de la traza a una velocidad (V_T) y el ataque general en la superficie del grano a una velocidad (V_G) (Fleischer y Price 1963a, b; Figura 16). La velocidad de revelado depende del grado de ionización de la traza y de la orientación cristalográfica del grano. Dicha velocidad siempre es mayor en las trazas que sobre la superficie del cristal.

Cuando el ataque químico avanza progresivamente, las trazas que se encuentran dispuestas en ángulos bajos con respecto a la superficie son erosionadas. El ángulo mínimo con respecto a la superficie sobre el cual se revelan las trazas de fisión se denomina ángulo crítico ϑ_c (Figura 16; Fleischer y Price, 1964; Fleischer et al., 1975). Este efecto del ataque químico debe ser tomado en cuenta en el cálculo de la edad.

El ataque químico se detiene una vez que todas las trazas que interceptan la superficie original sean visibles. El tiempo del ataque químico debe ser lo más corto posible para evitar la erosión de las trazas de fisión latentes en la superficie. Una determinación correcta de la edad depende de la aproximación entre la densidad de trazas observadas y la densidad real de trazas latentes. En algunos minerales anisotrópicos como el zircón y la esfena, el ataque químico se realiza por pasos. En minerales isotrópicos como el apatito, el ataque químico se realiza durante 20

segundos en una solución 5.5M de HNO_3 a una temperatura de 21° (e.g. Donelick et al., 2005).

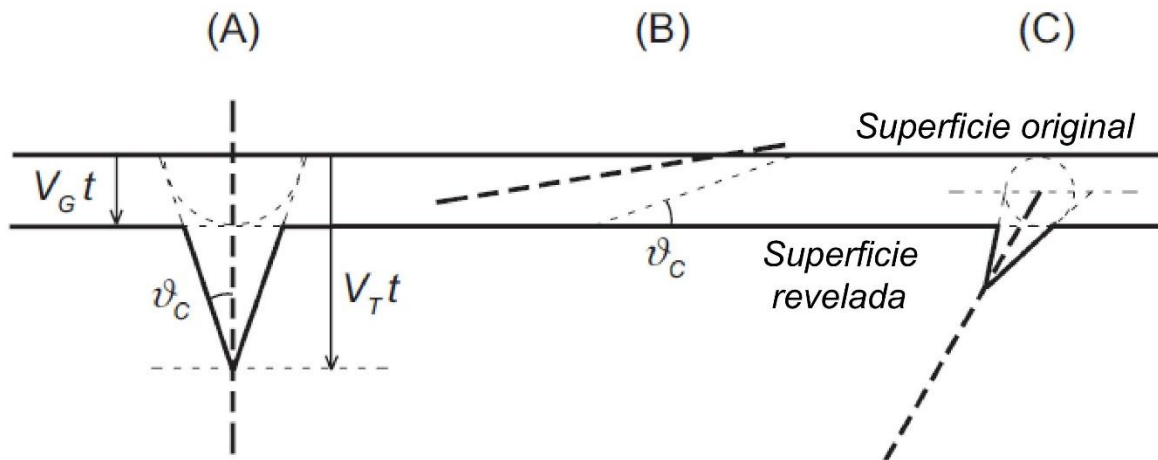


Figura 16. Características del ataque químico en un cristal de apatito. (A) La geometría de las trazas reveladas es controlada por tres factores: el tiempo de ataque químico (t), la disolución química a lo largo de la traza a una velocidad (V_T) y el ataque general en la superficie del grano a una velocidad (V_G) (Fleischer y Price, 1963a y b). (B) Las trazas que se encuentran dispuestas en ángulos bajos con respecto a la superficie son erosionadas. El ángulo mínimo con respecto a la superficie obre el cual se revelan las trazas de fisión se denomina ángulo crítico φ_c . (C) Las trazas que se encuentran debajo de la superficie original son reveladas por la remoción progresiva de la superficie. Modificado de Tagami y O'Sullivan (2005).

4.1.3. Temperatura de cierre/zona de borrado parcial

4.1.3.1. Concepto de temperatura de cierre

La temperatura de cierre (T_c) de un sistema termocronológico se puede definir como *“la temperatura de una roca dada por su edad de enfriamiento termocronológico aparente, asumiendo una historia de enfriamiento monótona y constante”* (Dodson, 1973; Reiners y Brandon, 2006). Así, un sistema mineral que experimenta un ambiente térmico por encima de su temperatura de cierre tendrá una difusión total de los isótopos hijos fuera del sistema (o un borrado total o parcial de las trazas de fisión en el mineral; Figura 17). Este concepto define la temperatura en la cual un sistema abierto pasa a ser un sistema cerrado.

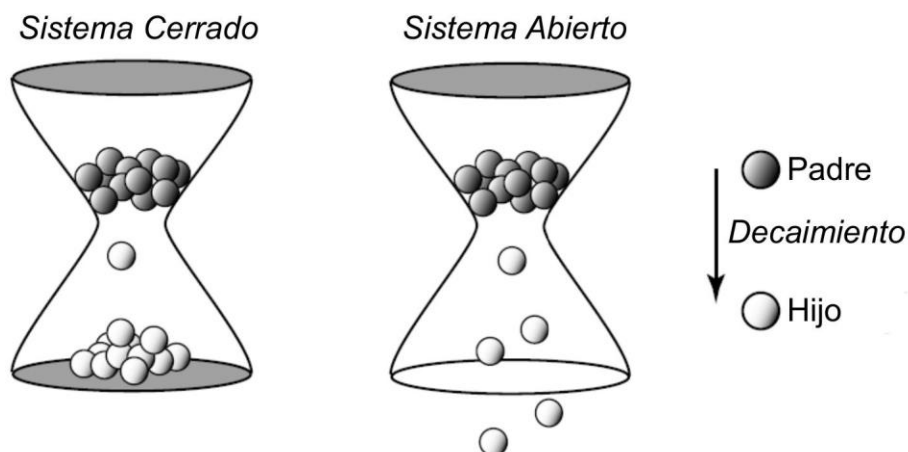


Figura 17. Ilustración del concepto de difusión en un sistema termocronológico. Cuando la temperatura del ambiente está debajo de la temperatura de cierre, el sistema está cerrado y registra el tiempo desde que alcanzó la temperatura de cierre. Por el contrario, cuando la temperatura del ambiente es superior a la temperatura de cierre del sistema, los átomos hijos se difunden afuera del sistema pasando entonces a ser un sistema abierto. Modificado de Braun et al. (2006).

El valor de la temperatura de cierre (T_c) es diferente para cada sistema termocronológico (Figura 18A) y depende mayormente de la tasa de enfriamiento de la roca fechada pero también de la composición química del sistema. Por eso, el concepto de T_c es en la mayoría de los casos demasiado simplista, pero funciona bien en el caso de rocas que experimentaron una tasa de enfriamiento monótona y relativamente rápida ($>10^\circ\text{C}/\text{Ma}$). Sin embargo, una tasa de enfriamiento muy lenta o un recalentamiento puede provocar retención o un borrado parcial o total. Por estas razones, el concepto de temperatura de cierre se está abandonando a favor del concepto de zona de retención (o de borrado) parcial.

4.1.3.2. Zona de borrado parcial (PAZ)

El daño generado por la fisión nuclear en la red cristalina comienza a restaurarse gradualmente al aumentar la temperatura, este concepto se conoce como "borrado térmico" (Fleischer et al., 1975). Esta habilidad de regeneración es producto probablemente de la difusión de los átomos intersticiales que se reorganizan por medio de la activación térmica debido al calentamiento (Tagami y O'Sullivan, 2005). Otros factores que influyen en el proceso de borrado térmico (cf. sección siguiente) son la composición química en el caso del apatito (Green et al., 1986; Crowley et al., 1991; Carlson et al., 1999; Barbarand et al., 2003a) y en menor medida la presión confinante (Wendt et al., 2002). Además, el borrado de las trazas

de fisión es dependiente de la orientación de la traza con el eje cristalográfico del apatito (Donelick, 1991; ver apartado 4.1.5.).

En altas profundidades de la corteza, las trazas de fisión “cicatrizan” dentro del cristal por la alta temperatura, acortando poco a poco su longitud inicial. En altas temperaturas, este proceso es instantáneo a escala geológica. Sin embargo, en profundidades más someras donde la temperatura es más baja, las trazas de fisión no se acortan y son acumuladas, registrando el tiempo. Entre estas dos zonas donde el borrado de las trazas es total o inexistente, existe una zona de borrado parcial o “*partial annealing zone*” (PAZ) (en el caso de termocronómetros diferentes a las trazas de fisión, se habla de zona de retención parcial). Esta zona se define como el rango de temperatura (o la zona en la corteza) donde entre un 90% y un 10% de las trazas de fisión producidas son borradas (Reiners y Brandon, 2006; Figura 18B). En el caso de las trazas de fisión en F-apatitos (apatitos ricos en fluor) la zona de borrado parcial se ubica generalmente entre los 60 y 110°C (e.g. Gleadow et al., 1986; Green et al., 1989). Por otra parte, en los Cl-apatitos (apatitos ricos en cloro) la zona de borrado parcial comprende un rango de temperatura más alta (~90-160°C; Ketcham et al., 1999; Donelick et al., 2005).

Los límites de estas zonas de borrado o de retención parcial son distintos para cada sistema termocronológico y dependen de la composición química del sistema y del tiempo durante el cual residió la muestra en el rango de temperatura de la PAZ (“*hold time*”, Figura 18B). Así, cuando un mineral experimenta una historia de enfriamiento muy lenta o un recalentamiento, un borrado importante de las trazas se ve reflejado en su edad aparente y en la distribución de la longitud de las trazas.

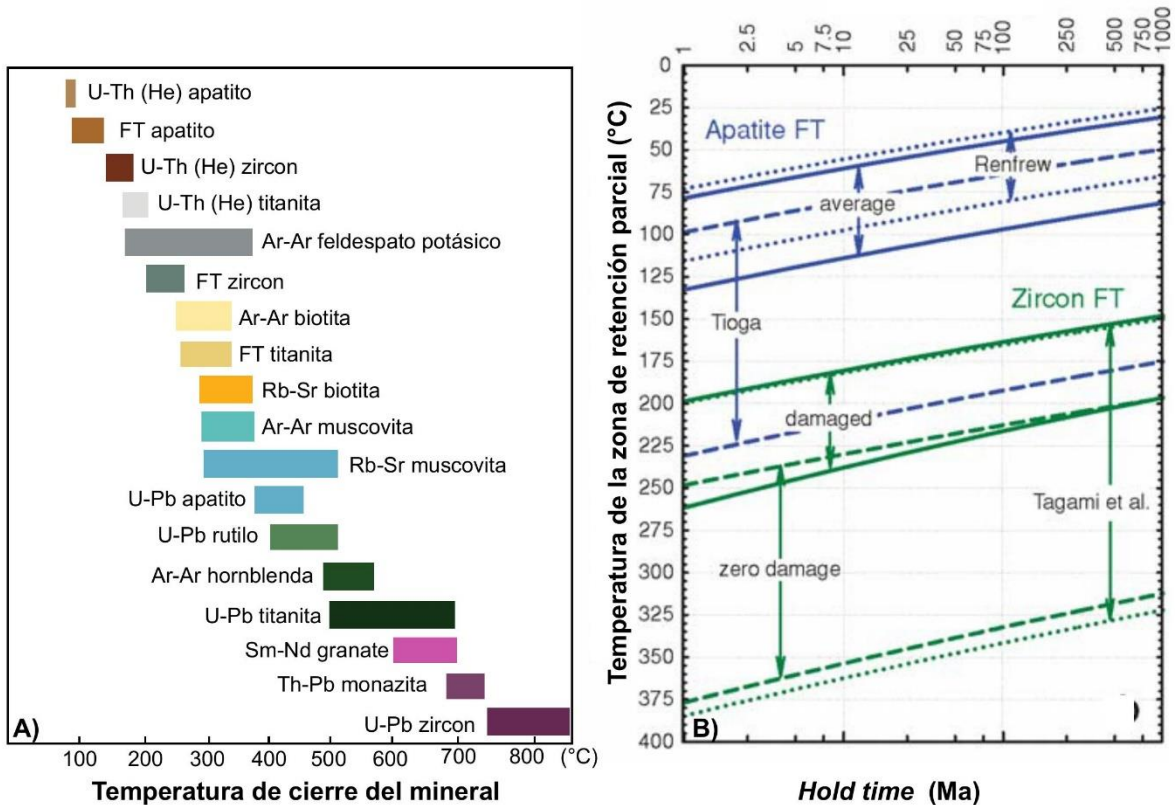


Figura 18. Ilustración de la temperatura de cierre de diferentes sistemas minerales y la zona de retención o borrado parcial para varios tipos de apatitos y zirrones. A: rangos de temperaturas de cierre de diferentes sistemas minerales utilizados en geo-termocronología. B: la zona de retención o borrado parcial de cada termocronómetro es definida por los límites superiores e inferiores que indican un 90% y 10% de borrado, respectivamente, después de mantenerse a una temperatura constante durante un lapso de tiempo específico. Modificado de Reiners y Brandon (2006).

4.1.4. Parámetros cinéticos asociados al borrado de las trazas de fisión

Como lo habíamos visto anteriormente, las trazas de fisión no son estables en altas temperaturas y se regeneran durante ciertas condiciones. Varios estudios han demostrado que el borrado de las trazas depende de diferentes factores como la composición del mineral. En particular, el D_{par} y el contenido en cloro del cristal de apatito son dos buenos indicadores de la velocidad de borrado en un grano. El D_{par} corresponde al diámetro medio máximo de la figura que se forma al realizar el ataque químico (“*etch figure*”) paralelo al eje cristalográfico “c”. Estas figuras de corrosión o “*etch figures*”, representan figuras geométricas formadas por la intersección de un “*etch pit*” o “*marcas de corrosión*” (traza de fisión o alguna otra imperfección cristalográfica) y la superficie pulida y revelada del apatito paralelo al

eje “c”. Cuando el apatito es sometido a un ataque químico las trazas de fisión que representan marcas de corrosión (“*etch pits*”) se alargan de manera paralela al eje “c” y tienden a representar formas hexagonales (Figura 19). Los apatitos con bajos valores de D_{par} tienden a ser borrados más rápidamente, mientras que los apatitos con un $D_{par} \geq 1.75$ tienden a ser más resistentes al borrado térmico (Figura 19). De la misma manera, los apatitos ricos en cloro (> 1 a 2 wt%) sufren un borrado térmico más lento que los fluorapatitos e hidroxiapatitos (Carlson et al., 1999; Barbarand et al., 2003a).

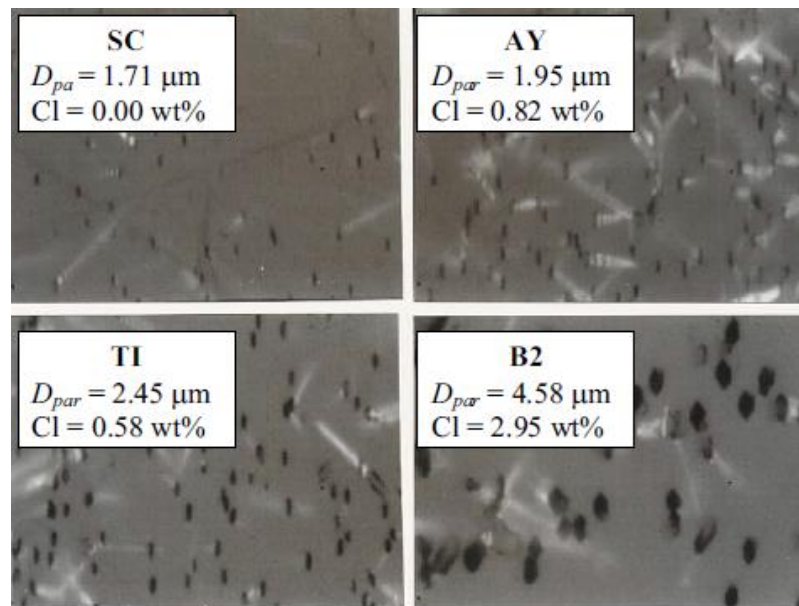


Figura 19. Formas geométricas de los huecos de ataque químico. Las imágenes muestran las formas que toma un “*etch pit*” o marca de corrosión en un cristal de apatito en función de su contenido en cloro (Cl). Tomado de Donelick et al. (2005).

4.1.5. Distribución de la longitud de trazas en función de la historia térmica

La medición sistemática de la longitud de las trazas de fisión es un parámetro utilizado en el fechamiento por trazas de fisión para constreñir la historia térmica de la muestra. Los trabajos pioneros de Wagner y Stozer (1972) acerca de la medición de la longitud de “semi-trazas” proyectadas llegaron a la conclusión de que la distribución de la longitud de trazas es indicativa del ambiente geológico y de su historia térmica. Por otra parte, Laslett et al. (1982) realizan un estudio donde demuestran que la medición de las trazas que se encuentran confinadas y horizontales dentro de la superficie interna del cristal es la manera más precisa para conocer la distribución real de las longitudes y evitar los sesgos durante su medición. En el caso del apatito, al realizar un ataque químico con una solución 5.5M de HNO₃ durante 20 segundos, la longitud inicial observada en las trazas de fisión confinadas es de ~16.3 μm (Gleadow et al., 1986).

La distribución de la longitud de trazas preserva un registro de la historia térmica de la roca en su paso por la zona de borrado parcial. Por ejemplo, cuando una roca experimenta un enfriamiento rápido al pasar por la zona de borrado parcial, la distribución de la longitud de trazas será dominada mayormente por trazas de fisión largas. Por el contrario, si la roca experimenta un periodo de enfriamiento lento dentro de la zona de borrado parcial, la distribución de trazas de fisión será mayormente de longitudes cortas (Figura 20).

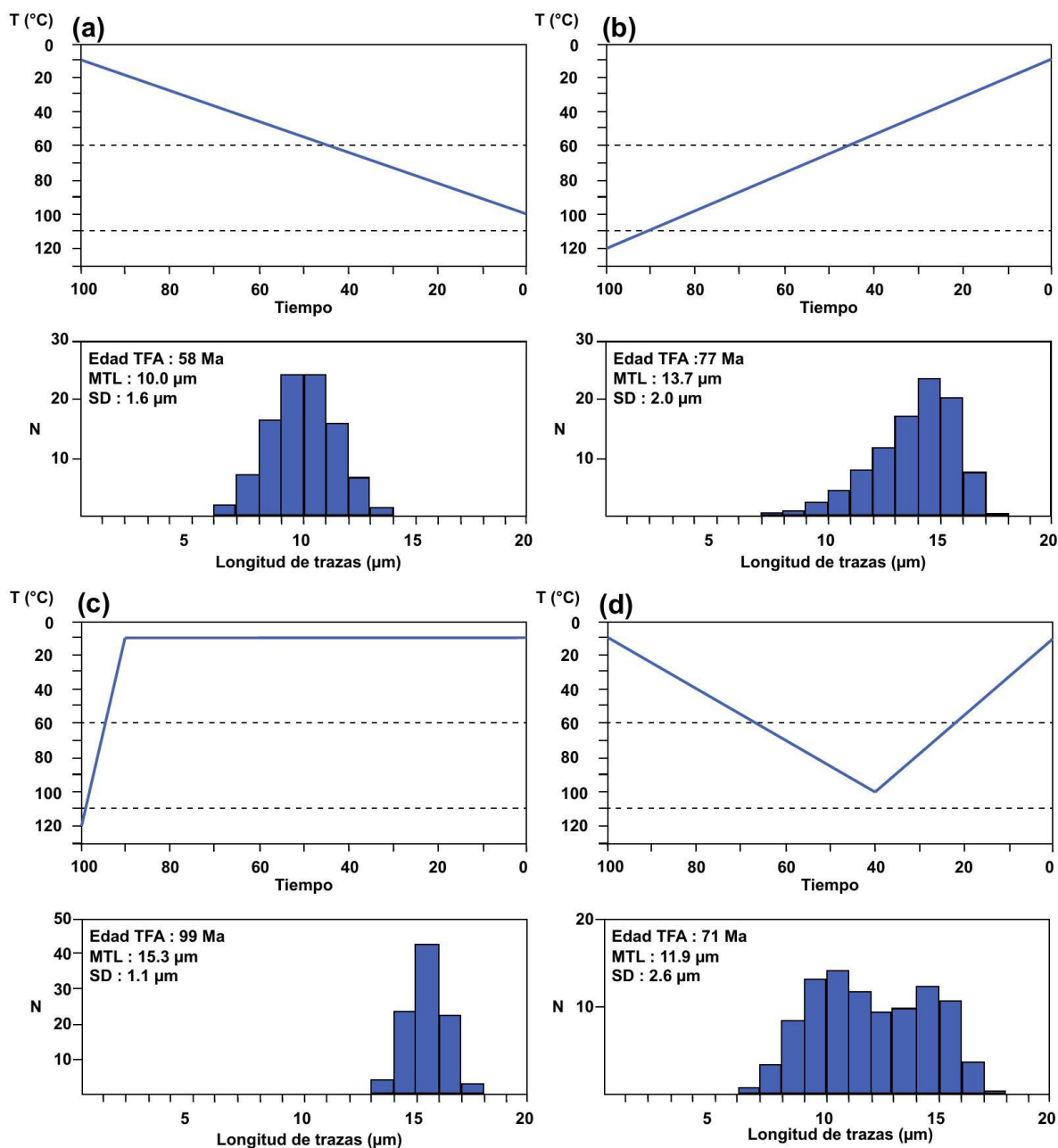


Figura 20. Historias tiempo-temperatura y distribución de trazas de fisión esperada utilizando el modelo de borrado de Laslett et al. (1987). Las dos líneas punteadas horizontales en las historias tiempo-temperatura, corresponden a las temperaturas típicas de la zona de borrado parcial del método trazas de fisión en apatito. En cada cuadro que muestra la distribución de la longitud de trazas se indican los valores esperados para la edad central de la muestra (edad TFA), la longitud promedio de las trazas (MTL) y su desviación estándar (SD). (a) Calentamiento lineal: la distribución de longitud de trazas es unimodal, simétrica y tiene una longitud promedio corta. (b) Enfriamiento lineal: la distribución de trazas es asimétrica con una longitud promedio media. (c) Enfriamiento rápido: las trazas presentan longitudes largas, es el único caso en el cual la edad central, corresponde al momento de enfriamiento. (d) Calentamiento seguido de un enfriamiento: las trazas formadas durante el episodio de calentamiento tuvieron el tiempo de acortarse mientras que las otras no. La distribución de longitud de trazas es bimodal y la edad central no refleja ningún evento térmico. Modificado de Gallagher et al. (1998).

4.1.6. Modelación inversa de la historia térmica

Utilizando métodos numéricos de modelación inversa (por ejemplo, de tipo “*Markov Chain Monte Carlo*”), se pueden reconstruir las historias térmicas de las rocas a partir de los datos de termocronología. Este tipo de modelación consiste en encontrar la(s) historia(s) térmica(s) que mejor se ajusta a los datos obtenidos. Por eso se generan caminos de tiempo-temperatura aleatoriamente. Se calcula después la edad central y la distribución de trazas esperada para cada uno de estos caminos tiempo-temperatura y los resultados son comparados estadísticamente a los datos obtenidos por el usuario. Así, se pueden determinar cuáles son los caminos tiempo-temperatura más probables seguidos por la muestra analizada.

Los dos *softwares* que más se utilizan para la modelación inversa son HeFTy (Ketcham, 2005) y QTQt (Gallagher, 2012). HeFTy utiliza un enfoque frecuentista para obtener el mejor ajuste de los datos de entrada y las predicciones del modelo térmico por medio de pruebas de hipótesis estadísticas formalizadas (cálculo del “*goodness of fit*”). En contraste, QTQt emplea un algoritmo de tipo bayesiano (“*Markov Chain Monte Carlo*”) para producir un modelado de las historias tiempo-temperatura “más probables” (cálculo del índice de “*likelihood*”) mediante la generación aleatoria de caminos tiempo-temperatura (“*t-T paths*”) para la muestra (Vermeesch et al., 2014). De manera general cada *software* se puede utilizar dependiendo del objetivo que tenga el análisis termocronológico. Comúnmente, HeFTy es utilizado para generar historias térmicas de muestras individuales, mientras que QTQt se utiliza más para modelar historias térmicas de muestras a lo largo de un perfil vertical. Similarmente, ambos programas permiten al usuario utilizar “cajas” para constreñir los caminos tiempo-temperatura. En estos casos, los caminos generados por el *software* están obligados a trazar su ruta aleatoria por dichas “cajas” durante el proceso de modelación. La implementación de las restricciones por medio de “cajas” debe tener una justificación geológica. Por ejemplo, se pueden añadir restricciones utilizando otras edades geotermocronológicas de mayor temperatura para construir un camino más completo o edades de discordancias.

4.2. Aplicaciones de la termocronología a ambientes tectónicos extensionales

En los ambientes tectónicos extensionales las rocas de la corteza superior y media se exhuman hacia la superficie. El principal mecanismo que favorece la exhumación durante la extensión son las fallas normales. Este proceso está acompañado del enfriamiento de las rocas del bloque de piso de las fallas normales en su ascenso hacia la superficie (Figura 21). Los métodos termocronológicos constituyen una variedad de herramientas que permiten cuantificar el inicio, la duración y la magnitud de la extensión en conjunto con sus variaciones espaciales, así como las tasas de exhumación y deslizamiento de las fallas normales por medio del estudio de la historia térmica de las rocas.

En particular, el método por trazas de fisión en apatito permite reconstruir la historia térmica de una roca desde su exhumación a temperaturas $<120^{\circ}\text{C}$ (i.e. ~ 4 km de profundidad), es decir en las últimas fases de su exhumación. El objetivo de esta sección es describir el método de fechamiento termocronológico por trazas de fisión en apatito y sus aplicaciones a los ambientes tectónicos extensionales (e.g. la provincia *Basin and Range*) para resolver problemas tectónicos.

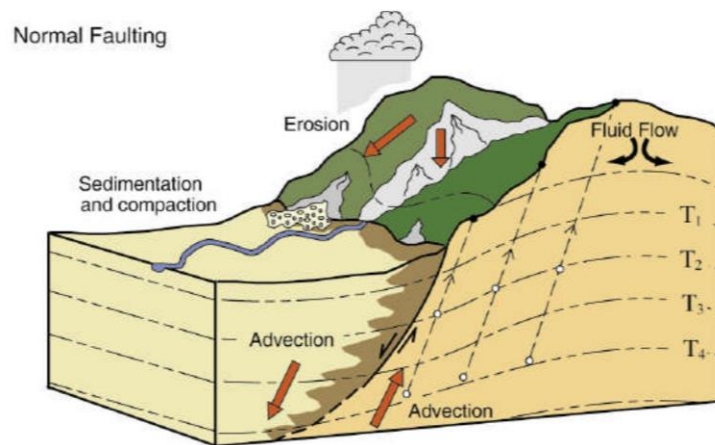


Figura 21. Ilustración gráfica de los procesos que interactúan en un contexto tectónico extensional. En este tipo de contexto, se desarrollan fallas normales que permiten la exhumación ("uplift") de sus bloques de piso (en naranja) y la subsidencia de los bloques de techo (amarillo). En el bloque de piso, se genera un relieve que va erosionándose mediante las condiciones climáticas. Las líneas punteadas indican la posición de las isotermas en la corteza, donde la temperatura incrementa de T_1 a T_4 . Nótese que las isotermas no son horizontales debido a la topografía y a la advección de las rocas. Los círculos blancos indican la posición y la trayectoria que seguirá la roca durante su exhumación a la superficie. La posición final de la roca está representada por los círculos negros. Tomado de Ehlers (2005).

4.2.1. Determinación del tiempo del fallamiento extensional

Antes el advenimiento de las técnicas de termocronología de baja temperatura en los años noventa, la forma tradicional de constreñir el tiempo y la duración de los eventos extensionales era mediante la documentación de marcadores geológicos como la cronoestratigrafía de los estratos volcánicos y sedimentarios pre-extensionales, sin-extensionales y post-extensionales (Stockli, 2005 y referencias adentro). Sin embargo, en muchas ocasiones no se cuenta con el registro estratigráfico suficiente (Foster y John, 1999). Los métodos termocronológicos son una alternativa muy útil para resolver este problema. En efecto, permiten conocer el tiempo y la duración del fallamiento normal porque posibilitan la reconstrucción de las historias térmicas (tiempo-temperatura) de las rocas del bloque de piso (Fitzgerald y Gleadow, 1988; Fitzgerald et al., 1991; Omar y Steckler 1995; Harrison et al., 1995). Existen diversas formas de determinar con precisión el tiempo y la duración de un evento extensional utilizando termocronología de bajas temperaturas. Además de la modelación térmica de los datos sobre muestras individuales (e.g. modelación de la historia térmica por trazas de fisión en apatito gracias a la distribución de la longitud de trazas confinadas; e.g. Ketcham, 2005), se pueden subdividir de manera general las opciones que se ofrecen al termocronólogo en dos enfoques: edad-temperatura y edad-profundidad.

Edad-temperatura. En este enfoque, se utilizan diversos termocronómetros en conjunto para determinar las historias de enfriamiento completas de una muestra o de un arreglo de muestras provenientes de distintos niveles estructurales de la corteza (Figura 22). Cada uno de los termocronómetros tiene una sensibilidad térmica (temperatura de cierre) distinta por lo que permiten construir caminos de tiempo-temperatura completos. Estos caminos de tiempo-temperatura se utilizan para definir los eventos de enfriamiento que experimentó la roca durante su exhumación a la superficie en términos de su evolución magmática y tectónica. Por ejemplo, el tiempo en el que ocurre una aceleración en el enfriamiento de la roca se podría interpretar como el inicio del fallamiento normal en el caso de un evento extensional. Por otra parte, un enfriamiento lento y una residencia isothermal prolongada de la roca se interpretaría como un tiempo de quietud tectónica. En el

caso de las trazas de fisión en apatito estos eventos se verían reflejados por la distribución de la longitud de las trazas confinadas.

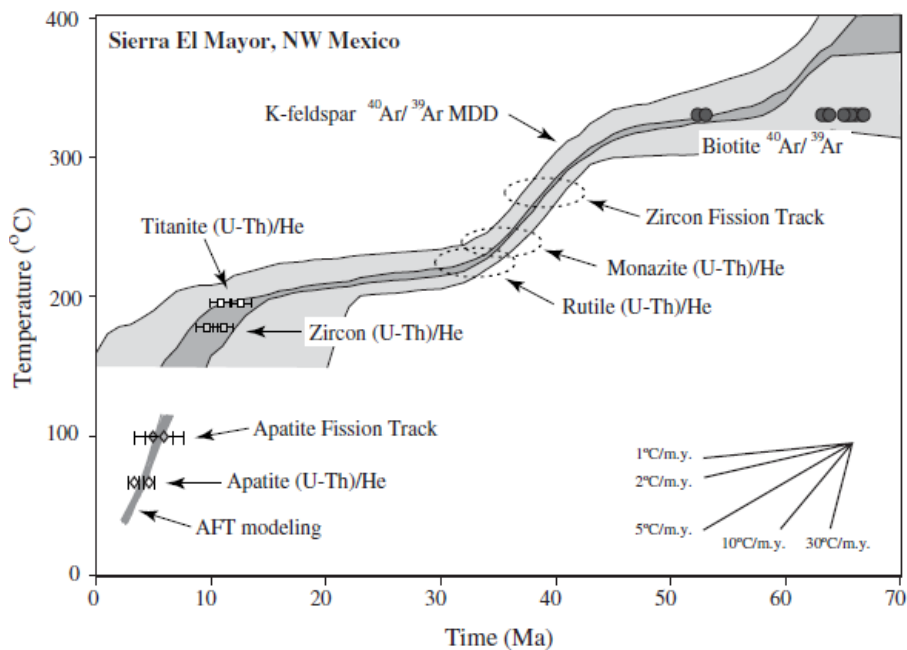


Figura 22. Historia térmica integrada de una sola muestra ubicada en el bloque de piso de la falla de bajo ángulo “Cañada David” en la Sierra El Mayor, México utilizando diversos termocronómetros. Cada termocronómetro posee una ventana de sensibilidad térmica distinta (distintas temperaturas de cierre o zonas de borrado/retención parcial) lo cual permite realizar una historia térmica completa de la muestra en su paso por los distintos niveles estructurales de la corteza. Las pendientes de las rectas observadas en la esquina inferior derecha de la imagen muestran las pendientes de los caminos tiempo-temperatura por medio de diferentes tasas de enfriamiento ($^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$), indicando los periodos de enfriamiento acelerado o de quietud tectónica en la gráfica. Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita entre ~ 65 y ~ 52 Ma reflejan un periodo de lento enfriamiento a través de la isoterma de $\sim 350^{\circ}\text{C}$. Un enfriamiento acelerado de $\sim 315^{\circ}\text{C}$ a 215°C entre ~ 45 y ~ 33 Ma registra una denudación tectónica de al menos 3-4 km (considerando un gradiente geotérmico de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$) relacionada con la tectónica Terciaria. Esta roca residió en la isoterma de $\sim 215^{\circ}\text{C}$ desde ~ 30 Ma hasta ~ 12 - 10 Ma cuando inicia un segundo evento de rápido enfriamiento ($33 \pm 17^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). En conjunto con las edades de trazas de fisión en apatito y (U-Th)/He de ~ 5 y 4 Ma, respectivamente, esta muestra registra un enfriamiento progresivo y continuo a través de las isotermas de $\sim 110^{\circ}\text{C}$ a $\sim 70^{\circ}\text{C}$ (Stockli, 2005). Tomado de Stockli (2005).

Edad-profundidad/distancia. Este segundo enfoque, a diferencia del anterior puede utilizar uno o varios termocronómetros realizando un arreglo sistemático de las muestras para interpretar el inicio de la exhumación extensional. En este caso, el método consiste en realizar un muestreo sistemático en el bloque de piso con el fin de obtener el rango máximo de paleopropiedades expuestas. Por esto, se muestrea a lo largo de un perfil paralelo a la dirección del

desplazamiento (en el caso de fallas no rotacionales, se realiza un muestreo vertical) en las rocas del bloque de piso (Figura 23). Por esto, es necesario tener una comprensión detallada de la geometría y cinemática de las fallas.

Distinto a la construcción de caminos tiempo-temperatura basados en temperaturas de cierre y modelado térmico, esta técnica utiliza los datos de edades aparentes como función de la paleoprofundidad. Este enfoque se basa en el concepto de retención/borrado parcial: los resultados se representan en diagramas de edad contra paleoprofundidad lo que permite identificar puntos de inflexión que definen la posición de los límites de la zona de retención/borrado parcial antes del evento de exhumación rápida (Stockli, 2005). Por ejemplo, cuando una falla se desplaza rápidamente con una magnitud considerable (e.g. fallas rotacionales de bajo ángulo) genera una exhumación importante y rápida. Las rocas justo debajo de la zona de borrado total pasarán rápidamente la zona de borrado parcial y las edades termocronométricas de dichas muestras datarán el inicio de la extensión (Figura 23). En este caso, las edades por debajo del punto de inflexión tienden a ser sistemáticamente más jóvenes en dirección al echado de la falla (“*down-dip direction*”) registrando el enfriamiento progresivo de la muestra durante el deslizamiento de la falla y la rotación del bloque de piso. Este tipo de aproximaciones se utilizan frecuentemente para fechar los bloques de piso de las fallas de *detachment* en los CNM de la provincia extensional *Basin and Range*.

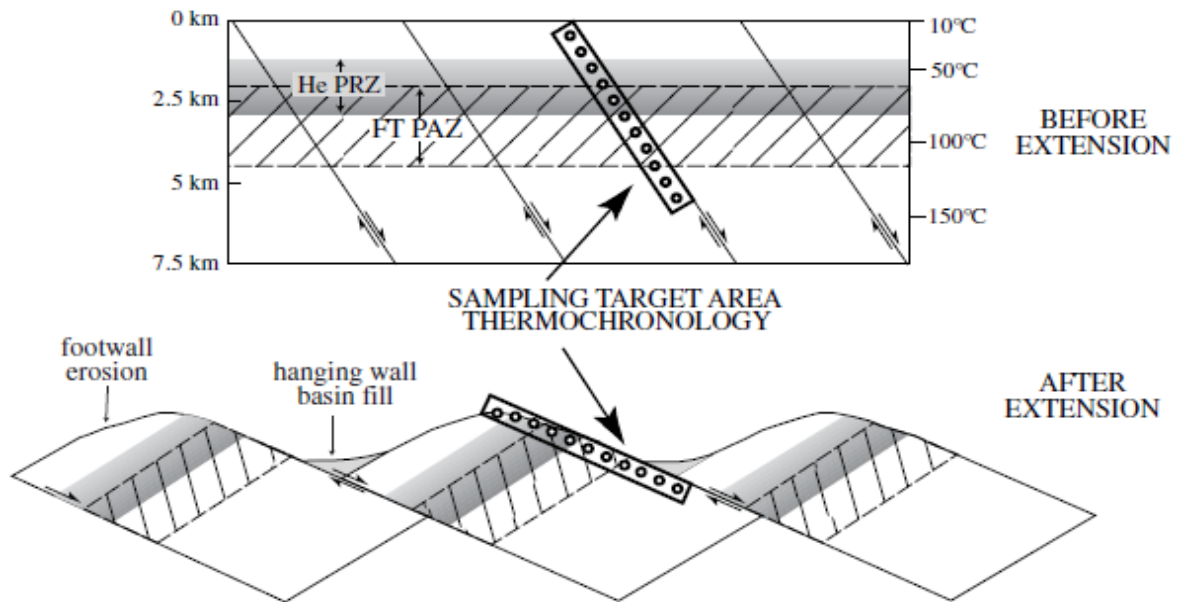


Figura 23. Ilustración del muestreo sistemático que se realiza en las rocas del bloque de piso de una falla normal de alto ángulo para llevar a cabo un estudio termocronológico. La imagen superior muestra la ubicación de las muestras a distintas paleopropiedades anteriores a la extensión, así como las zonas de retención/borrado parcial de los métodos (U-Th)/He y trazas de fisión en apatito. El muestreo está diseñado para obtener muestras en el bloque de piso con el mayor rango de paleopropiedades posibles. Las muestras que se ubican debajo de la zona de retención/borrado parcial antes de la extensión, registrarán el inicio de la extensión en el momento que comience el deslizamiento de la falla normal, mientras que las que se ubicaban arriba de la PAZ registran la historia térmica pre-extensión. Tomado de Stockli (2005).

4.2.2. Estimación de tasas de deslizamiento de las fallas normales

Los métodos termocronológicos son también utilizados para estimar las tasas de deslizamiento de las fallas normales durante la extensión. Como se mencionó anteriormente en las fallas normales existe una relación sistemática entre las edades de enfriamiento y la distancia en dirección al deslizamiento del plano de falla. Esta relación se interpreta como el enfriamiento progresivo de las rocas del bloque de piso durante la exhumación (Foster et al., 1993; Wells et al., 2000). Para calcular la tasa de deslizamiento sobre la falla estudiada, se muestrea un perfil paralelo a la dirección de deslizamiento y se representan los resultados en un diagrama edad contra elevación/paleopropiedad. En este diagrama, si el enfriamiento es debido al deslizamiento a lo largo de la falla, los datos deben alinearse y el inverso del pendiente de la regresión lineal por mínimos cuadrados

corresponde a la tasa de deslizamiento a lo largo de la falla (Figura 24). En estos casos, se considera que las paleoisotermas fueron cercanas a la horizontal, estacionarias (Ketcham, 1996) y que el enfriamiento de las rocas del bloque de piso se atribuye únicamente a la exhumación (Wells et al, 2000; Figura 24). Utilizando esta aproximación, si la diferencia de edad entre las muestras más cercanas y las más lejanas a la falla es suficientemente grande, es posible, suponiendo un ángulo de la falla, estimar la tasa de exhumación (Naeser et al., 1983; Kowallis et al., 1990).

Sin embargo, cuando hay topografía, erosión y/o advección de calor de las rocas que se exhuman, las isotermas no son horizontales ni estacionarias (Ehlers, 2005; Figura 21). En estos casos, la modelación directa o inversa de los datos obtenidos es necesaria. Por ejemplo, existen softwares como Pecube (Braun, 2003) que resuelven la ecuación del calor en la corteza y calculan las edades termocronológicas en función del camino tiempo-temperatura de una partícula en el modelo.

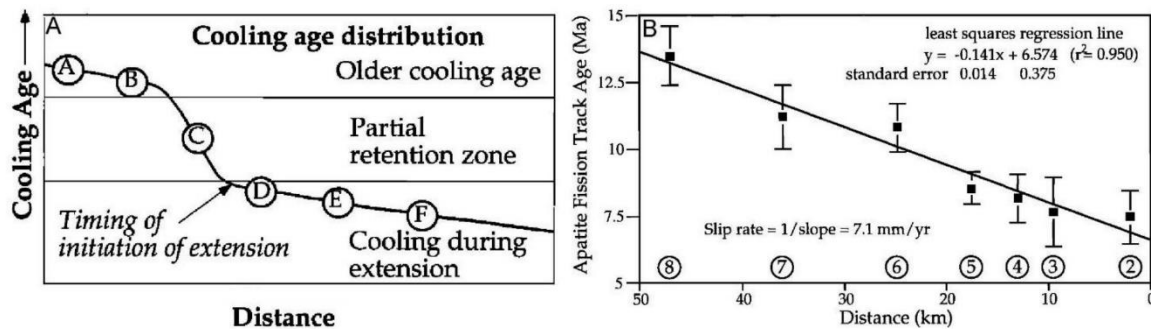


Figura 24. Determinación de la tasa de deslizamiento de una falla normal gracias a un análisis termocronológico. A. En un diagrama edad de enfriamiento contra distancia a la falla normal, las muestras ubicadas entre los dos puntos de inflexión de la curva estaban ubicadas dentro de la zona de retención parcial antes de la rápida exhumación (extensión). Además, las edades de los puntos de inflexión indican el inicio y el fin del evento extensional. Para determinar la velocidad de enfriamiento durante la extensión, se calcula el inverso de la regresión lineal por mínimos cuadrados en el segmento lineal que forman las muestras que estaba debajo de la zona de retención parcial (muestras D, E y F en este caso). B. Edades trazas de fisión del bloque de piso de la falla de *detachment* "Raft River" en el estado de Utah, Estados Unidos. Todas las muestras se encontraban debajo de la PAZ antes del inicio de la extensión debido a que no se observa un punto de inflexión. Para determinar la tasa de deslizamiento de la falla se calculó una regresión lineal de la distribución de edades trazas de fisión en apatito contra la distancia con respecto a la falla. En este caso el inverso de la pendiente de la recta que se obtuvo con la regresión lineal arroja una tasa de deslizamiento de 7.1 mm/yr. Tomado de Wells et al. (2000).

4.3. Metodología y preparación de muestras

4.3.1. Separación mineral

El apatito ocurre comúnmente como un mineral accesorio de una gran variedad de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas en cantidades generalmente <1% del volumen total de la roca. Para realizar termocronología en este mineral se debe recolectar una muestra de 4-8 kg de roca que será posteriormente triturada hasta el tamaño de arena. Una vez triturada, la muestra es tamizada para recolectar las fracciones de entre 125 y 250 μm de tamaño de grano (tamaño ideal para realizar estudios por trazas de fisión). El apatito posee una densidad de $\sim 3.1\text{-}3.2 \text{ g/cm}^3$ considerándose como un mineral pesado. Para recolectar a los apatitos, la fracción de tamaño 125-250 μm es separada con una mesa vibradora tipo Wifley por medio de su densidad y se recolecta la fracción conteniendo los minerales pesados. Luego esta fracción se separa utilizando un separador magnético isodinámico Frantz configurado a una pendiente e inclinación de 15° . Con esta configuración se obtiene la fracción no-magnética a 1.6 A de intensidad. Finalmente, los apatitos y zircones son separados de los feldespatos ($d=2.5 \text{ g/cm}^3$ a 2.8 g/cm^3) y cuarzos ($d=2.7 \text{ g/cm}^3$) remanentes usando líquidos pesados (LST de densidad $d=2.9 \text{ g/cm}^3$).

4.3.2. Montado y pulido de la muestra

El montado de la muestra se hace en resina epoxy y tiene como finalidad colocar una cantidad suficiente de granos de apatito ($\sim 30\text{-}40$ granos) con un espaciado que permita identificarlos individualmente. El pulido tiene como objetivo exponer de manera clara la superficie interna del cristal. Una vez que se realizó el montado y pulido, la muestra se sumerge en una solución 5.5M de HNO_3 durante 20 segundos a 21°C para revelar las trazas de fisión espontáneas en el cristal.

4.3.3. Determinación de la densidad de trazas

Como se mencionó anteriormente, determinar la densidad de trazas en granos individuales de apatito es necesario para calcular una edad por trazas de fisión. Esta densidad se obtiene mediante un conteo de trazas en un área determinada del cristal. El número de trazas que fueron interceptadas en la

superficie del cristal durante el ataque químico (las “trazas reveladas”) son contadas utilizando un microscopio óptico con una magnificación de 1000x. En la ERNO se cuenta con un microscopio de última generación Axio Imager Z2m que permite capturar una serie de imágenes de alta resolución. La captura de imágenes se realizó mediante el *software Track Works*®. En este estudio, el conteo de las trazas se realizó mediante el *software Fast Tracks*® (Figura 25). Para determinar la densidad de trazas de manera confiable es necesario considerar los siguientes puntos (cf. Green, 1981):

- Los granos deben estar libres de rasgos que no sean trazas de fisión, tales como dislocaciones o inclusiones. Además, los granos que presenten un gran número de imperfecciones deben ser evitados.
- Las trazas de fisión deben ser claramente visibles después de haber sido atacas químicamente.
- La distribución del uranio debe ser homogénea dentro del cristal. Esta distribución se puede observar generalmente con la variación de la densidad de trazas en la superficie del cristal.

Considerando estos puntos, se selecciona una región de interés para realizar el conteo de trazas de fisión y se usan las mismas reglas de conteo para cada grano y cada muestra (Figura 25). El número de trazas contadas es dividido por el área de la región para determinar la densidad de trazas de fisión espontáneas en esa área particular del cristal.

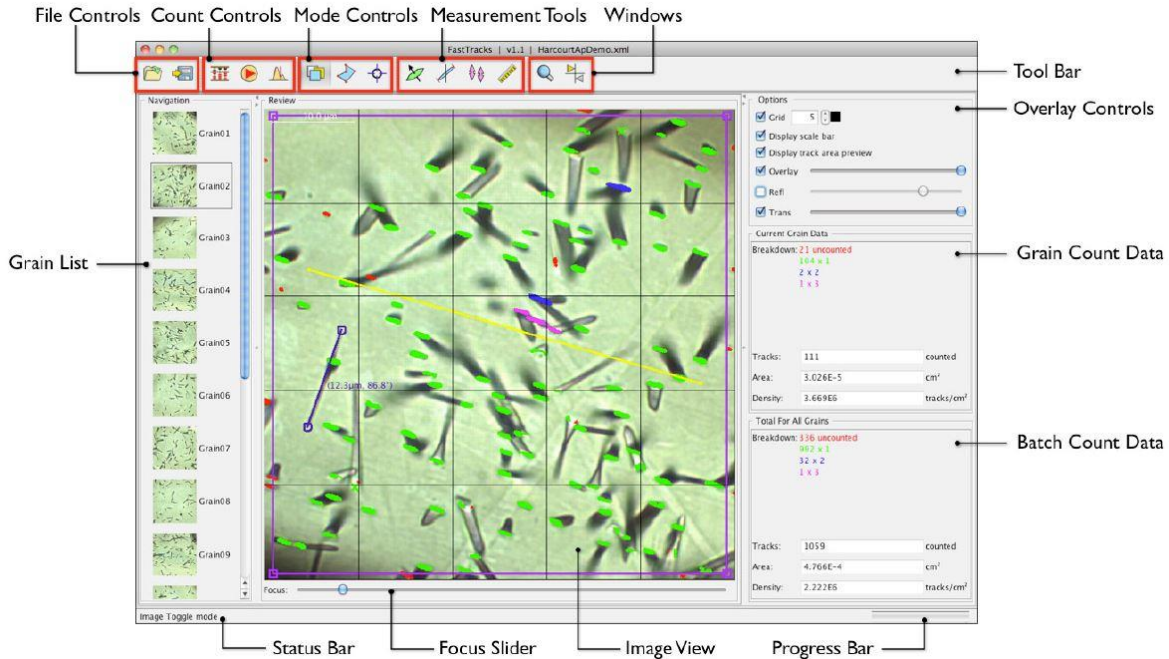


Figura 25. Ilustración gráfica del interfaz del *software Fast Tracks*[®] utilizado para el conteo y determinación de la densidad de trazas para cada grano de apatito en este estudio. En primer lugar, se realiza una serie de capturas de imágenes de alta resolución de cada uno de los granos de apatito seleccionados para el análisis termocronológico utilizando el *software Track Works*[®]. Estas imágenes son exportadas al *software Fast Tracks*[®] para comenzar el conteo. Una vez desplegadas las imágenes, se selecciona una región de interés (cuadro púrpura) que representará el área donde serán contadas las trazas. Posteriormente se procede a realizar el conteo de manera automática o manual utilizando los controles de conteo (“*count controls*”). En el apartado “*grain count data*” se registran el número de trazas de fisión contadas en conjunto con el área para determinar la densidad de trazas de fisión de la región de interés seleccionada.

4.3.4. Determinación de la distribución de longitud de trazas

Para determinar la distribución de longitud de las trazas de fisión se miden de manera rutinaria aproximadamente 50-100 trazas de fisión confinadas. Estas trazas son reveladas durante el ataque químico por medio de distintas vías que interceptan la superficie del cristal, como el clivaje (*Tracks in Cleavage* =TINCLE), por medio de una traza de fisión (*Tracks in tracks*=TINT) o por defectos en el cristal (*Tracks in defect*=TINDEF). En un microscopio electrónico es difícil conocer la diferencia de altura entre dos puntos de enfoque. Por eso generalmente se miden únicamente las trazas de fisión confinadas horizontales (para las cuales el enfoque es el mismo para cada extremidad de la traza confinada). En la ERNO, el microscopio está equipado con una platina que permite conocer con gran precisión cual es la diferencia de enfoque. Gracias a esta tecnología, se pueden medir trazas

confinadas no-horizontales, lo que permite obtener más mediciones y mejorar estadísticamente la definición de la distribución de las trazas (Figura 26).

Los parámetros que son tomados en consideración durante la medición de la longitud de las trazas se mencionan a continuación (cf. Donelick et al., 2005):

- La longitud completa de cada una de las trazas de fisión confinada.
- El ángulo de cada traza de fisión confinada relativo al eje cristalográfico “c”. Este parámetro es importante porque las trazas de fisión que están orientadas perpendicularmente al eje “C” sufren un borrado térmico acelerado (Donelick, 1991). Conociendo el ángulo entre la traza y el eje c, se puede corregir este efecto.
- Considerar la vía de acceso por la cual fue alcanzada la traza de fisión confinada durante el ataque químico (TINT, TINCLE Y TINDEF).

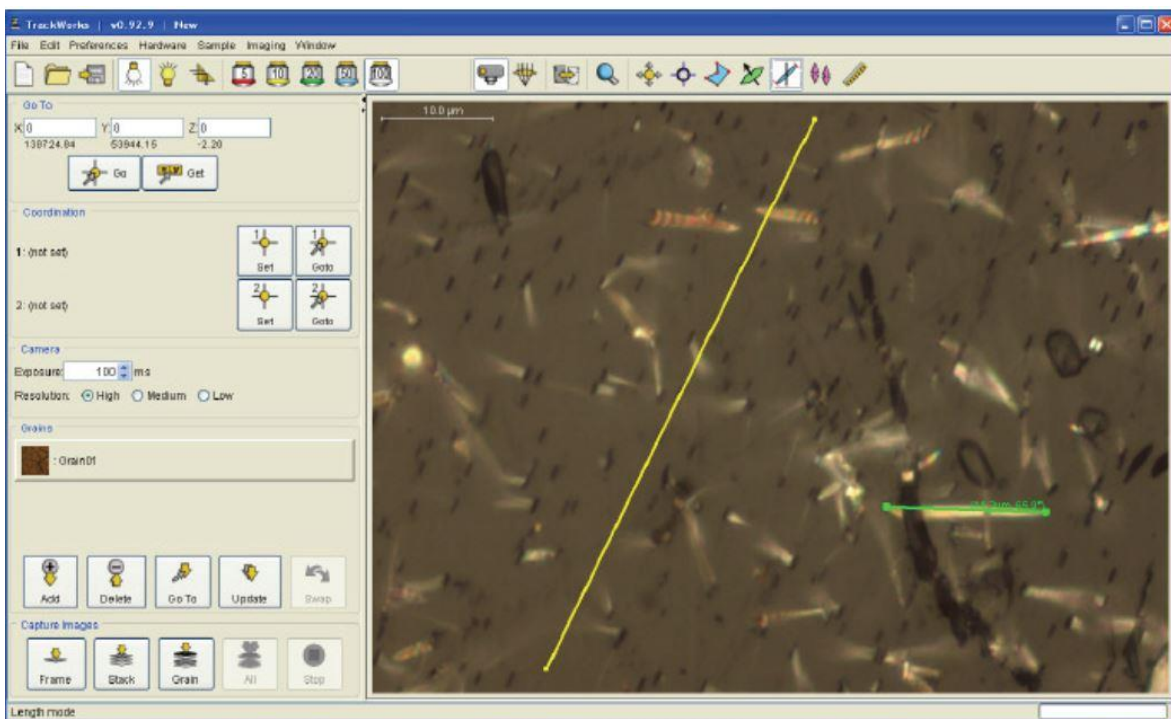


Figura 26. Determinación de la longitud de trazas confinadas dentro de un cristal de apatito utilizando el software *Track Works*®. La línea amarilla indica la orientación del eje cristalográfico “C” para este cristal de apatito. La línea verde corresponde a la longitud de una traza de fisión confinada dentro del cristal de apatito.

4.3.5. Determinación del contenido en U y Pb por medio de LA-ICP-MS

La determinación del contenido en ^{235}U , ^{238}U , ^{206}Pb y ^{207}Pb en el cristal de apatito se realizó por medio de ablación láser acoplada a un espectrómetro de masas. La medición *in situ* de la concentración de uranio y plomo se realizó en el centro *LaserChron* de la Universidad de Arizona en Tucson, Estados Unidos. Un total de 30 granos por muestra fueron seleccionados durante cada sesión para su análisis.

El sistema LA-ICP-MS consiste de dos partes: (1) el sistema de ablación láser y (2) el espectrómetro de masas (Figura 27). La muestra se coloca dentro de una celda de ablación. Una vez ingresada la muestra se procede a seleccionar y enfocar el láser sobre los granos que serán ablatados. El láser ablanda la superficie del material y lo calienta hasta su fusión. El material ablatado es transportado por medio de helio (“*carrier gas*”) hacia la fuente de plasma del espectrómetro de masas para la medición de los isótopos. En cada sesión se midieron las señales de los isótopos ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , así como Ca, Si, Cl, V, Mn, Sr, Y, Zr y Hg por medio de separación de masas. La ablación del material fue realizada con un láser *Photon Machines Analyte G2 excimer* utilizando un diámetro de spot de 30 μm para cada disparo durante 19 segundos a una frecuencia de 5 Hz. Con estos ajustes se estima que la profundidad de ablación fue de ~ 8 a 12 μm . La medición del material ablatado fue realizado con un espectrómetro de masas *Element2 HR*. La calibración del ICP-MS se realizó con el estándar NIST 610. Para corregir el fraccionamiento elemental se utilizaron como materiales de referencia al apatito “*1st Mine Discovery*” de Madagascar con una edad 485 Ma (Thomson et al., 2012) y al apatito de la sienita de las Montañas McClure (*McClure Mountain syenite*) con una edad de 523.5 Ma (Schoene y Bowring, 2006). Para la sesión zeta, en el caso del método trazas de fisión, se utilizó como material de referencia al apatito Durango con una edad de 31.44 ± 0.18 Ma (McDowell et al., 2005). La reducción de los datos fue realizada con el *software Lolite*® (Hellstrom et al., 2008; Paton et al., 2011).



Figura 27. Espectrómetro de masas acoplado a ablación láser de la Universidad de Arizona. En la izquierda se observa el láser *Photon Machines Analyte G2 excimer* equipado con una celda de ablación *HelEx*. En la derecha se observa el espectrómetro de masas *Element2 HR*. La línea de color azul que conecta a ambos equipos contiene el helio que se encarga de transportar el material ablatado del láser al espectrómetro de masas para su medición isotópica.

4.3.6. Parámetros utilizados para la modelación inversa en HeFTy

Las historias tiempo-temperatura fueron estimadas utilizando la aproximación de modelación inversa con el *software* HeFTy 1.9.3 (cf. Ketcham, 2005). Se usó el modelo de cinética del borrado de las trazas de fisión (“*annealing model*”) de Ketcham et al. (2007). Los modelos presentados en el capítulo de resultados consideran un valor de corte de 0.5 para el “*goodness of fit*” de los buenos caminos (“*good paths*”) y un valor de corte de 0.05 para los caminos aceptables (“*acceptable paths*”).

La medición del ángulo de las trazas de fisión confinadas con respecto al eje cristalográfico “C” y la corrección del ángulo de inclinación de las trazas de fisión confinadas no horizontales fueron realizadas con el *software* *Fast Tracks*®. Debido a que los apatitos analizados no contenían cloro, la longitud de las trazas de fisión confinadas fue corregida mediante el Dpar como un proxy de la composición química de los apatitos (cf. parámetros cinéticos asociados al borrado de las trazas

de fisión en este capítulo). Los cálculos de los caminos tiempo-temperatura se realizaron utilizando a las trazas proyectadas al eje “C” y las longitudes iniciales de las trazas fueron calculadas con el Dpar. Para este estudio, considerando las condiciones climáticas medias anuales en la Sierra de Aconchi, se asumió una temperatura media actual de la superficie de $30 \pm 20^\circ\text{C}$. Las “cajas” que constriñen los modelos fueron colocadas en base a la información geológica y termo-tectónica (i.e. edades geo-termocronológicas) obtenida de la bibliografía y a los resultados obtenidos en este estudio. Un ejemplo de una historia térmica generada con HeFTy mediante modelación inversa a partir de los datos obtenidos en el estudio termocronológico en conjunto con edades geo-termocronológicas que actúan como “cajas” se presenta en la figura 28.

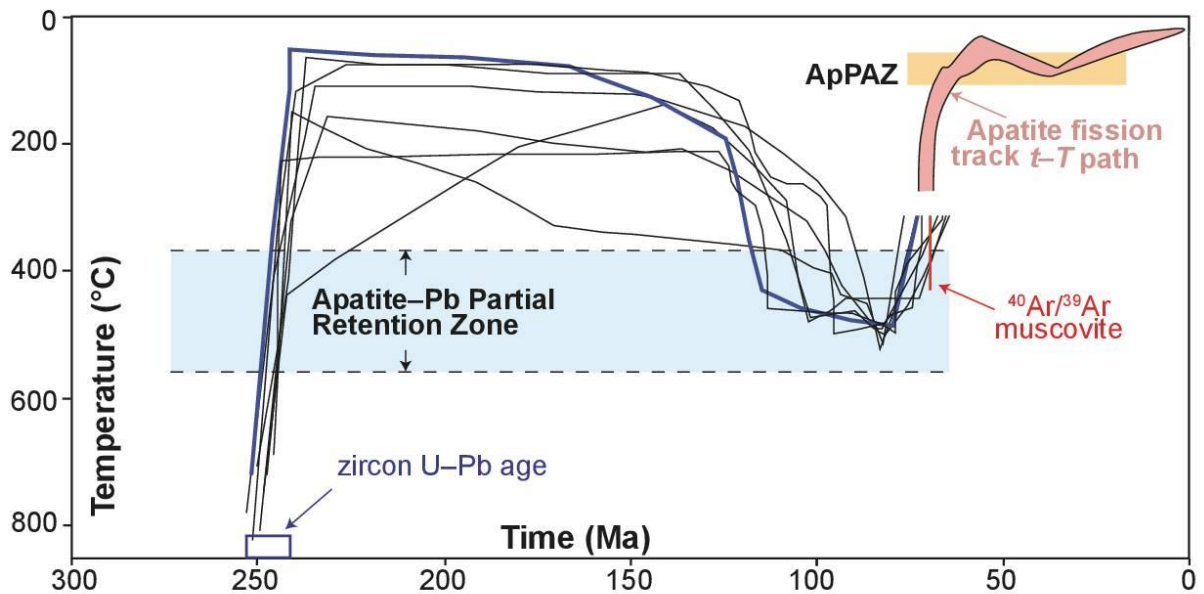


Figura 28. Ejemplo de una historia térmica generada por el *software* HeFTy (Ketcham, 2005). Las líneas negras representan los caminos tiempo-temperatura obtenidos mediante la modelación inversa. Las “cajas” que constriñen la historia son datos de edades U-Pb en zircon y apatito (azul marino), trazas de fisión en apatito y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en micas (rojo). ApPAZ: zona de borrado parcial del método trazas de fisión en apatito. Modificado de Chew y Spikings (2015).

5. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos mediante el levantamiento geológico-estructural en conjunto con el muestreo para el fechamiento termocronológico de las rocas del bloque de piso de la falla normal de bajo ángulo Puerta del Sol. Dicho capítulo se divide en cuatro subcapítulos. El primer subcapítulo contiene información de carácter geológico-estructural y describe los aspectos principales y el comportamiento de las estructuras observadas en el área de estudio. El segundo subcapítulo agrupa los datos obtenidos en el análisis estructural y los coloca dentro de un contexto regional mediante un esquema estructural que se divide por litologías y por las características del fallamiento. El tercer subcapítulo muestra los resultados obtenidos de los fechamientos de las rocas del bloque de piso de la falla Puerta del Sol utilizando los métodos trazas de fisión y U-Pb en apatito. El cuarto y último subcapítulo muestra las historias tiempo-temperatura de las muestras obtenidas en el bloque de piso a lo largo de un transecto paralelo al deslizamiento de la falla (dirección NE-SW).

5.1. Grupos de familias de fallas normales

Durante el trabajo de campo se midieron planos de fallas, fracturas y diques félsicos y máficos en diferentes zonas del área de estudio. En estas zonas se observaron tres grupos de familias de fallas normales (Figura 29). Dichos grupos fueron separados en base a su aparente edad relativa, sus orientaciones y ángulo de echado. El primer grupo es el más antiguo del área y se desarrolla solamente en las rocas intrusivas del batolito y en las rocas de la Formación Tarahumara y no afecta a las secuencias sedimentarias de la Formación Báucarit. Las fallas normales tienen orientaciones E-W y echados hacia el N y S. El segundo grupo está conformado por familias de fallas normales con orientaciones NNW-SSE y echados de ángulo bajo ($<45^\circ$) hacia el ENE y WSW. Estas fallas son cortadas por las fallas normales que conforman al grupo tres. Dicho grupo presenta orientaciones NNW-SSE y echados de alto ángulo ($\sim 45-90^\circ$) hacia el ENE y WSW.

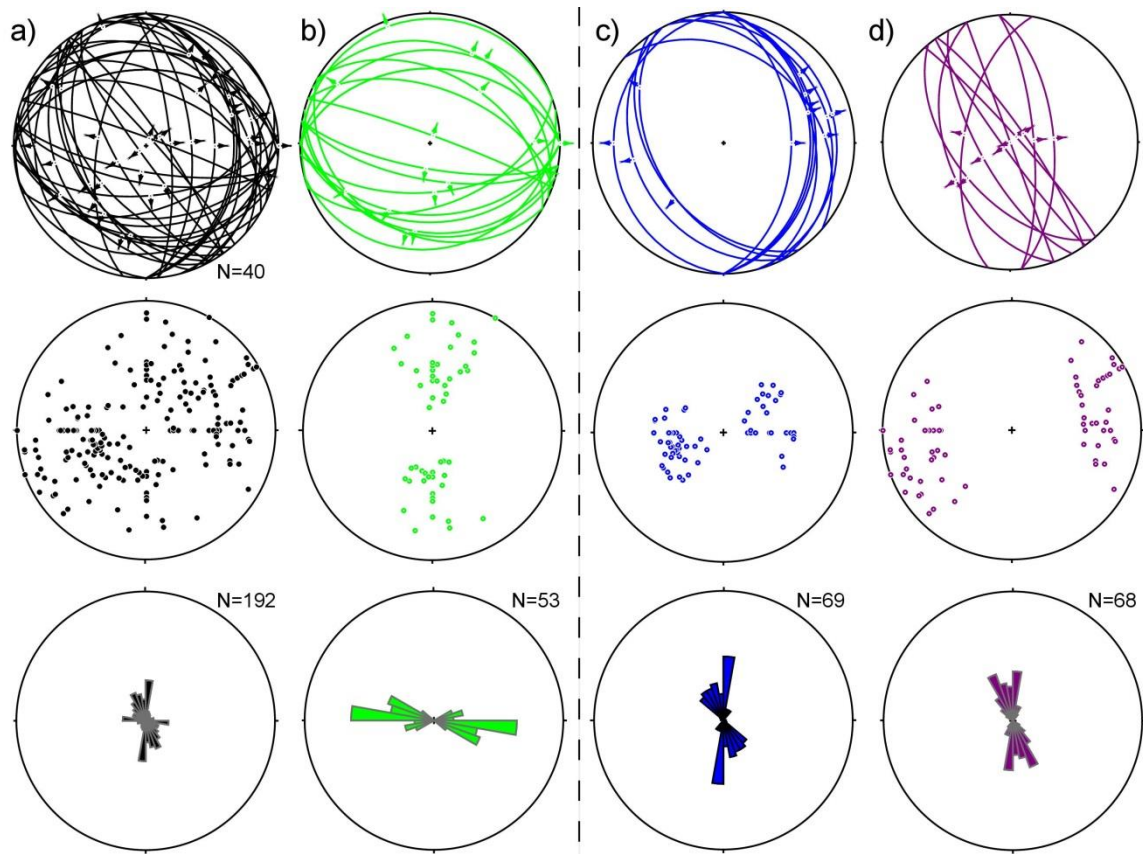


Figura 29. Grupos de familias de fallas normales reconocidos en el área de estudio. La primera y segunda línea horizontal corresponde a la proyección estereográfica en hemisferio inferior de igual área de los planos y polos de planos, respectivamente. Las flechas indican el sentido cinemático dado por las estrías observadas en los planos de falla. La tercera línea presenta los diagramas de rosa de los planos medidos. a) Todos los planos de falla medidos en el área de estudio. b) Fallas E-W del grupo uno. (c) Fallas NNW-SSE de bajo ángulo del grupo dos. d) Fallas NNW-SSE de alto ángulo del grupo tres. Las proyecciones se realizaron utilizando los *softwares Stereonet* y *FaultKin* de Allmendinger et al. (2012).

5.1.1. Grupo 1

El primer grupo de fallas identificado en el área de estudio consta de una familia de fallas con direcciones E-W y echados en dirección N y S (Figura 30). La presencia de grandes estructuras con orientaciones similares de carácter regional no fue reconocida en este trabajo. En afloramiento, estas estructuras presentan echados bajos y altos con el desarrollo de estrechas zonas de molienda de hasta ~20 cm (Figura 30A). Estas fallas se desarrollan en los intrusivos del batolito de Aconchi (Figura 30B) y en rocas volcánicas de la Formación Tarahumara.

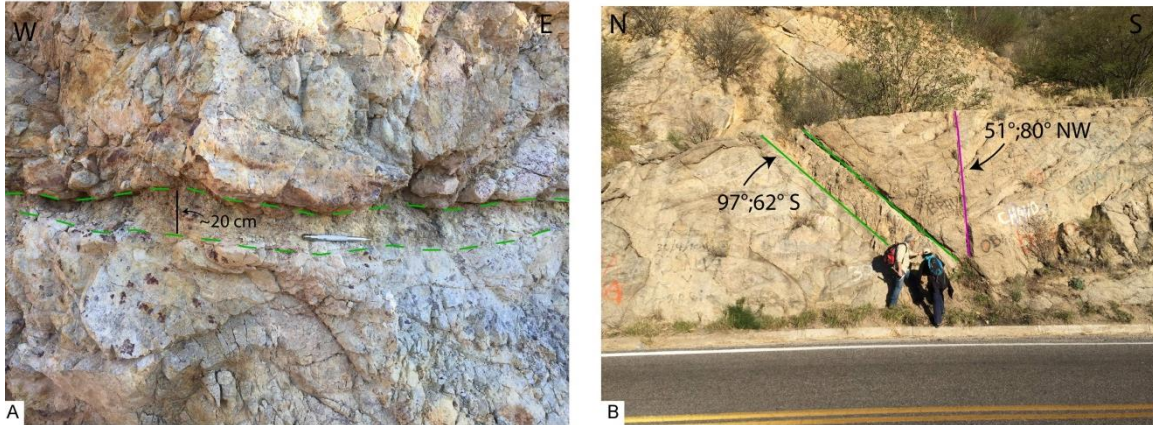


Figura 30. Aspectos de las fallas normales del grupo uno. A: plano de falla de bajo ángulo desarrollado en las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. Nótese la zona de molienda de ~20 cm de espesor. B: falla normal con orientación E-W desarrollada en los intrusivos del batolito de Aconchi. Nótese las fracturas Riedel que indican un sentido normal de desplazamiento.

5.1.2. Grupo 2

El segundo grupo de fallas es el más desarrollado y corresponde a una familia de fallas normales con orientaciones generales NNW-SSE y echados bajos ($<45^\circ$) hacia el ENE y WSW. Las principales fallas asociadas a esta familia son las fallas normales de bajo ángulo de Puerta del Sol (buzando hacia el W), El Amol (buzando hacia el E) y Los Amoles (buzando hacia el W). Los aspectos generales e indicadores del sentido de desplazamiento de esta familia se presentan en la figura 31.

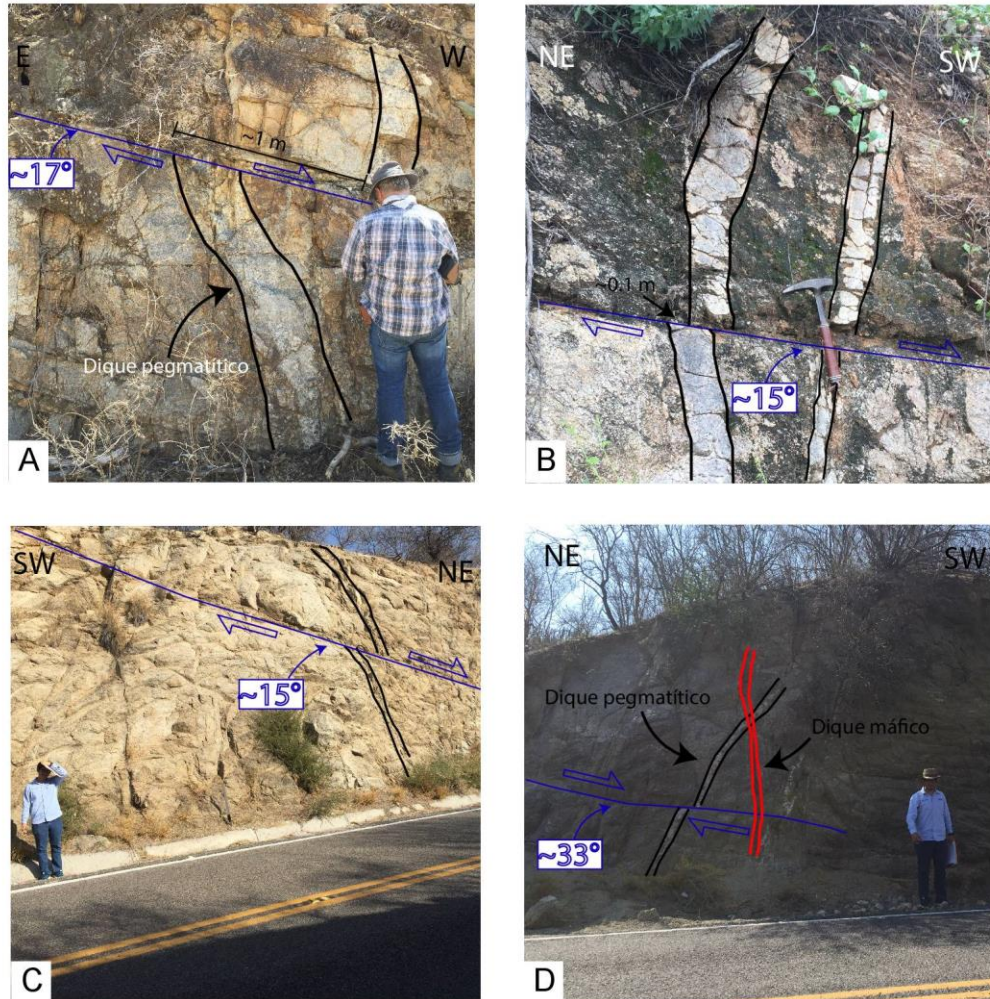


Figura 31. Aspectos e indicadores del sentido de desplazamiento de las fallas del grupo dos. A: falla normal de bajo ángulo ($\sim 17^\circ$) desplazando a un dique pegmatítico. La magnitud de desplazamiento es de ~ 1 m. B: falla normal de bajo ángulo ($\sim 15^\circ$) desplazando diques pegmatíticos en las cercanías del rancho El Tepuchi. La magnitud del desplazamiento es de ~ 0.1 m. C: falla normal de bajo ángulo ($\sim 15^\circ$) desplazando a un dique aplítico. D: falla normal de bajo ángulo ($\sim 33^\circ$) desplazando a un dique pegmatítico y siendo cortada por un dique máfico. Las fotografías C y D fueron tomadas sobre la carretera Ures-Mazocahui. Las líneas azules corresponden a planos de fallas normales de bajo ángulo. Las líneas negras y rojas delimitan a los diques pegmatíticos y máficos respectivamente.

5.1.2.1. Falla Puerta del Sol

El afloramiento principal de esta estructura se encuentra a 1 km al noreste del poblado de Puerta del Sol, en el desembocaje del río Sonora al valle de Ures en la porción occidental del área de estudio. En esta zona, las rocas del bloque de piso corresponden a la granodiorita Puerta del Sol (la cual presenta en algunas áreas fábricas miloníticas) y se encuentra en contacto por medio de una falla normal de bajo ángulo ($\sim 10^\circ$ hacia el NW) con rocas cataclásticas y sedimentarias del bloque

de techo (Figura 32). Hacia el NW del contacto y sobre la carretera Ures-Mazocahui, las rocas sedimentarias del bloque de techo corresponden a depósitos sedimentarios de la Formación Báucarit y presentan echados de hasta 65° hacia el E, es decir opuestos al echado de la falla de *detachment*, conforme al esquema clásico del modelo de basculamiento progresivo sin-extensional de los sedimentos de cuenca. Innumerables fallas secundarias asociadas con la falla Puerta del Sol se observan a lo largo del transecto de la carretera Ures-Mazocahui (Figura 31). En algunas zonas los diques pegmatíticos que cortan a las rocas intrusivas del bloque de piso se encuentran fallados sistemáticamente por medio de fallas normales de bajo ángulo con magnitudes de desplazamientos centimétricas a métricas en dirección suroeste (e.g. fallas de la Figura 31).

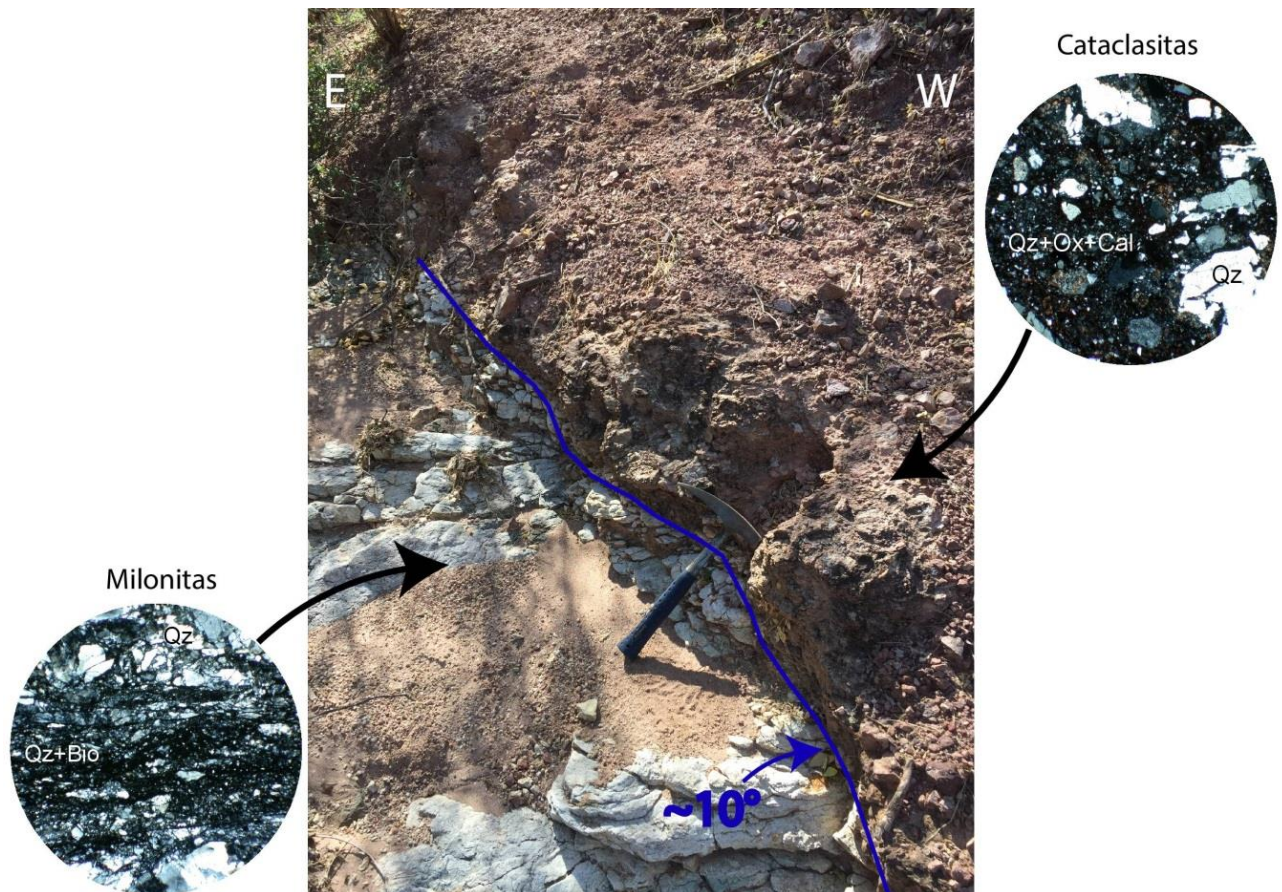


Figura 32. Afloramiento de la falla Puerta del Sol. El bloque de piso corresponde a la granodiorita Puerta del Sol con el desarrollo de fábricas miloníticas. Las rocas del bloque de techo corresponden a rocas con texturas cataclásticas. La línea azul marca el contacto por medio de una falla normal de bajo ángulo ($\sim 10^\circ$) entre ambos bloques.

Las rocas más comunes dentro de la zona de cizalla desarrollada en las rocas graníticas del bloque de piso, son protomilonitas y milonitas con fábricas metamórficas tipo S-C' y S-C y lineaciones con dirección SW. La foliación (S) está definida por micas orientadas preferencialmente y lentes de cuarzo con recristalización dinámica. La lineación está compuesta por cuarzo tipo "*ribbon*" o en cinta en algunas ocasiones (Figura 33). Las observaciones petrográficas muestran una deformación cataclástica para los feldespatos potásicos recristalización dinámica para el cuarzo y neoformación de micas (biotita y muscovita) (Figura 33). Indicadores cinemáticos del sentido de cizallamiento incluyen microestructuras definidas por bandas tipo C', "*mantled-porphyroclasts*" (Figura 33B) y mica *fish* (Figura 33C), todos indicando un sentido de cizallamiento de la cima-hacia-el-SW.

Dichas observaciones sugieren condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes para el metamorfismo que produjo la zona milonítica, debido a que el cuarzo comienza a recristalizarse a temperaturas mayores a ~300°C y el feldespato potásico a temperaturas mayores a ~400°C (Passchier y Trouw, 1998). La deformación presenta una disminución notable al incrementar la distancia con respecto a la traza principal de la falla de *detachment* hacia el este. En las zonas centro-orientales del bloque de piso, los intrusivos del batolito presentan en ocasiones una recristalización dinámica incipiente del cuarzo sin llegar a desarrollar una foliación (e.g. Figura 11; capítulo 2).

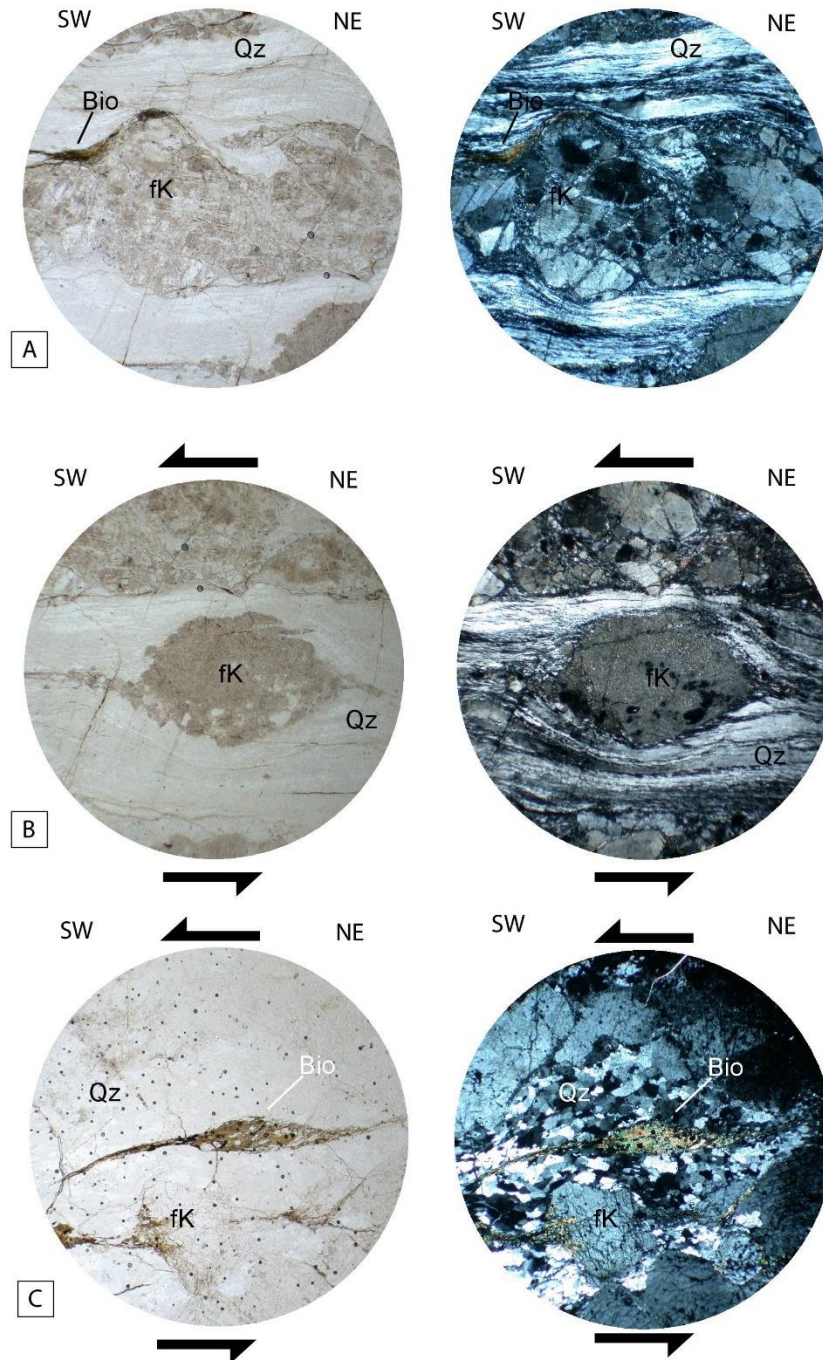


Figura 33. Aspecto de las fábricas miloníticas desarrolladas en las rocas del bloque de piso de la falla Puerta del Sol en conjunto con sus indicadores cinemáticos. Las fotografías de láminas delgadas fueron tomadas con un objetivo de 4x, en luz polarizada (izquierda) y luz polarizada analizada (derecha) A: Milonita porfiroclástica. Los feldespatos potásicos muestran una deformación cataclástica. Las bandas de recrystalización del cuarzo son de tipo “*ribbon*” o en cinta. Los cristales de biotita se observan deformados formando microestructuras de tipo “*fish*”. B: Porfiroclasto de feldespato potásico de tipo “*delta*” indicando un sentido de cizallamiento hacia el suroeste. C: Milonita con textura granoblástica. El indicador cinemático corresponde a una estructura de tipo “*mica fish*” e indica un sentido de la cima-hacia el suroeste. Qz: cuarzo; fK: feldespato potásico; bio: biotita.

La extensión hacia el norte de la falla Puerta del Sol está evidenciada por afloramientos de rocas intrusivas con deformación del tipo frágil-dúctil en la localidad de rancho El Tepuchi (Figura 6). En esta zona, el bloque de piso está compuesto por los intrusivos laramídicos de la Sierra El Jaralito. Sin embargo, no se aprecia el contacto entre las rocas del bloque de piso y las rocas del bloque de techo. Un plano de foliación medido presenta una dirección 170° y un echado de 46° al W con lineaciones en dirección $N226^\circ$ hacia el SW (Figura 34) en un afloramiento puntual en contacto con el borde de la cuenca. Dicha estructura tiene una extensión de afloramiento muy limitada, por lo que es difícil observar su continuidad. Sin embargo, su posición la coloca en un contexto acorde al marco estructural de la margen oeste de la Sierra de Aconchi. Afloramientos con características similares son observados a ~ 2 km al este del afloramiento principal de la falla de *detachment* en la localidad de Puerta del Sol donde los intrusivos desarrollan una deformación de carácter frágil-dúctil. Además, en la zona de rancho El Tepuchi se observan fallas normales de bajo ángulo cortando a diques pegmatíticos con desplazamientos centimétricos, similares a los observados en el transecto de la carretera Ures-Mazocahui (e.g. Figura 31).



Figura 34. Aspecto de la deformación de la falla Puerta del Sol en la localidad del rancho El Tepuchi. A: planos de foliación desarrollados en las rocas intrusivas de la Sierra El Jaralito. B: dirección de la lineación de estiramiento.

En el rancho El Tepuchi, las observaciones petrográficas muestran que la deformación está definida por una foliación incipiente en intrusivos tonalíticos-granodioríticos con la orientación preferencial de biotitas y lineaciones compuesta por cuarzo recristalizado con texturas granoblásticas (Figura 35).

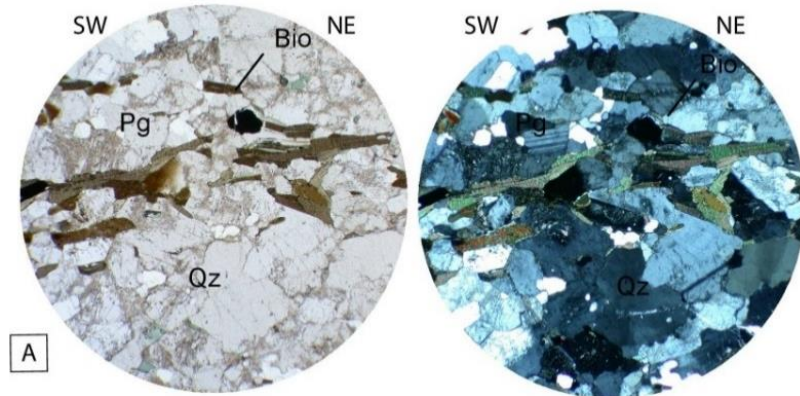


Figura 35. Aspecto microscópico de la deformación desarrollada en los intrusivos tonalíticos-granodioríticos. Las fotografías fueron tomadas con un objetivo de 4x en luz polarizada no analizada (izquierda) y luz polarizada analizada (derecha). A: foliación incipiente definida por la orientación preferencial de biotitas. El cuarzo presenta recristalización formando texturas granoblásticas.

5.1.2.2. Falla Los Amoles

La falla Los Amoles se ubica en la zona minera de Los Amoles en la porción noroccidental del área de estudio (Figura 6). Consta de un bloque de piso conformado por rocas ígneas intrusivas del batolito de Aconchi en contacto con rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en el bloque de techo (Figura 36A y B). Presenta un echado de 30° hacia el NW. También se observa una falla de bajo ángulo desarrollada en las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (Figura 36C). Esta falla presenta un ángulo bajo (~21° hacia el NW) y consta de un bloque de piso compuesto por rocas volcánicas de composición andesítica en contacto con rocas de composición riolítica del bloque de techo por medio de una zona de brecha de falla (Figura 36D). Los afloramientos de ambas estructuras presentan una extensión muy limitada en afloramiento. Sin embargo, son acompañadas por fracturas y el desarrollo de múltiples fallas de menor escala con orientaciones similares e indicadores cinemáticos que sugieren un desplazamiento del bloque de techo hacia el W.

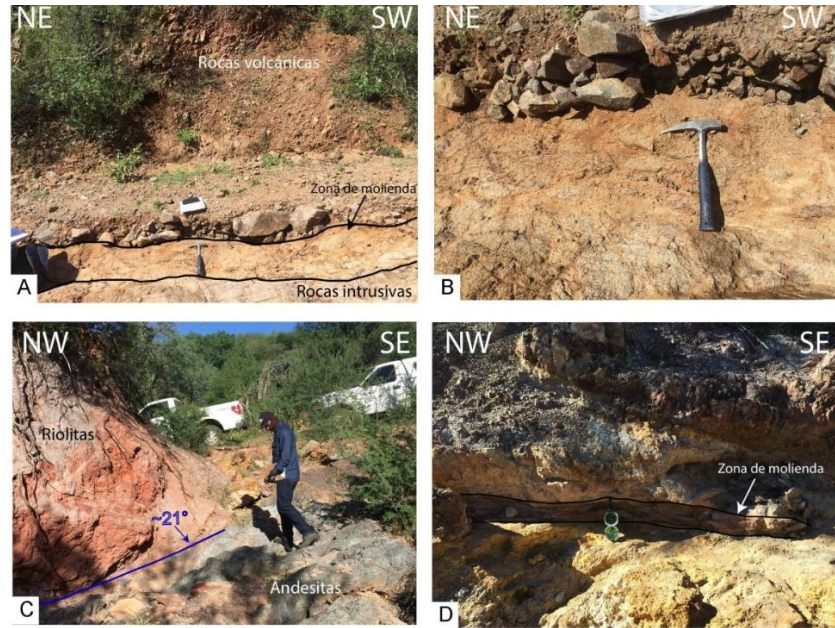


Figura 36. Aspectos de los afloramientos de la falla Los Amoles. A: contacto por medio de una falla normal de bajo ángulo entre las rocas intrusivas del batolito de Aconchi y las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara. B: Vista a detalle de la zona de molienda. C: contacto por medio de una falla normal de bajo ángulo ($\sim 21^\circ$) entre las rocas volcánicas de composición andesítica y riolítica de la Formación Tarahumara. La línea azul corresponde al plano de falla. D: vista a detalle de la zona de molienda.

5.1.2.3. Falla El Amol

La falla El Amol se ubica al NE de la Sierra de Aconchi y corresponde a una falla normal de bajo ángulo con una dirección N-S y echados hacia el NE (Figura 37). Los planos de falla presentan echados entre 20 a 45° hacia el E-NE.



Figura 37. Afloramiento de la falla El Amol en la margen occidental de la Sierra de Aconchi. El bloque de piso se compone por las rocas intrusivas del batolito de Aconchi. El bloque de techo se compone de rocas volcánicas y sedimentarias del Oligoceno-Mioceno.

En la localidad del Agua Caliente dicha estructura forma superficies estructurales e importantes zonas de brechas de falla (Figura 38). En dichas superficies se observa una deformación de tipo cataclástica y estrías con dirección NE, sin el desarrollo de una foliación o lineación mineral en la zona de cizalla. En esta región, las rocas sedimentarias de la Formación Báucarit muestran una disposición de echados en abanico entre 17 y 80° con dirección W-SW evidenciando un carácter sintectónico en el depósito de esta secuencia clástica.

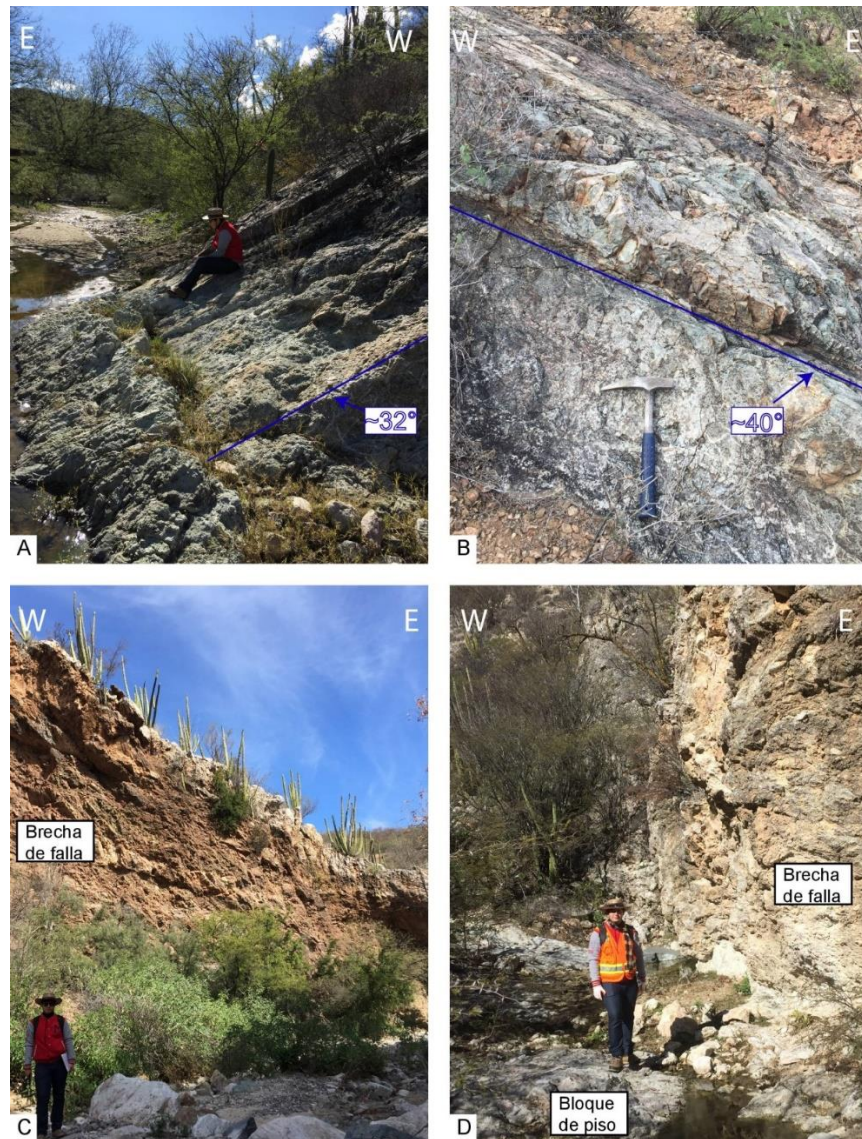


Figura 38. Superficies estructurales de la falla El Amol y zonas de brecha asociadas. A: aspecto típico de la falla El Amol en la localidad del Agua Caliente. B: superficie estructural formada por la falla El Amol. C y D: zonas de brecha de falla asociadas producidas durante el deslizamiento de la falla El Amol. Las líneas de color azul representan a los planos de falla.

En lámina delgada, los intrusivos con deformación cataclástica presentan una matriz compuesta mayormente por cuarzo, óxidos de hierro y calcita (Figura 39). Los cristales de cuarzo se observan afectados por cataclasis y presentan una recristalización incipiente acompañada por la formación de micas en sus bordes. Dichas observaciones sugieren una deformación desarrollada principalmente en la zona frágil-dúctil de la corteza en condiciones de bajo grado metamórfico, relativo a la zona de cizalla desarrollada en la región de Puerta del Sol.

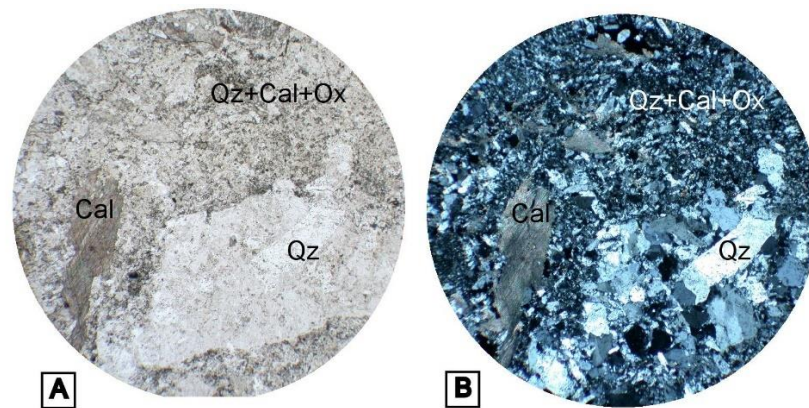


Figura 39. Aspecto de la deformación de las rocas intrusivas del bloque de piso de la falla El Amol. A: cataclasita con una matriz compuesta por cuarzo, óxidos de hierro y calcita. B: la misma imagen, pero con luz polarizada. Fotografía tomada con un objetivo de 4x.

5.1.3. Grupo 3

El tercer grupo de familias de fallas está compuesto por fallas normales con orientación NNW-SSE y echados hacia el ENE y WSW (Figura 40). Esta familia de fallas corta a las fallas normales de bajo ángulo y a las rocas miloníticas del grupo dos (Figura 40A y C). Estructuras de gran escala afloran en variadas localidades en las sierras de El Jaralito, Aconchi y Puerta del Sol. Dichas estructuras deforman de manera frágil a los intrusivos del batolito de Aconchi (Figura 40A), a las rocas metasedimentarias del Neoproterozoico y del Grupo Bisbee, rocas volcánicas de la Formación Tarahumara, rocas volcánicas de edad Oligoceno, así como a las rocas de la Formación Báucarit (Figura 40B). Las fallas de mayor longitud dentro de este grupo se presentan en la región del Jaralito donde llegan a alcanzar hasta 10 km de longitud. Estas fallas presentan planos con echados de alto ángulo (~50-90°) y el desarrollo de estrías verticales (Figura 40D).

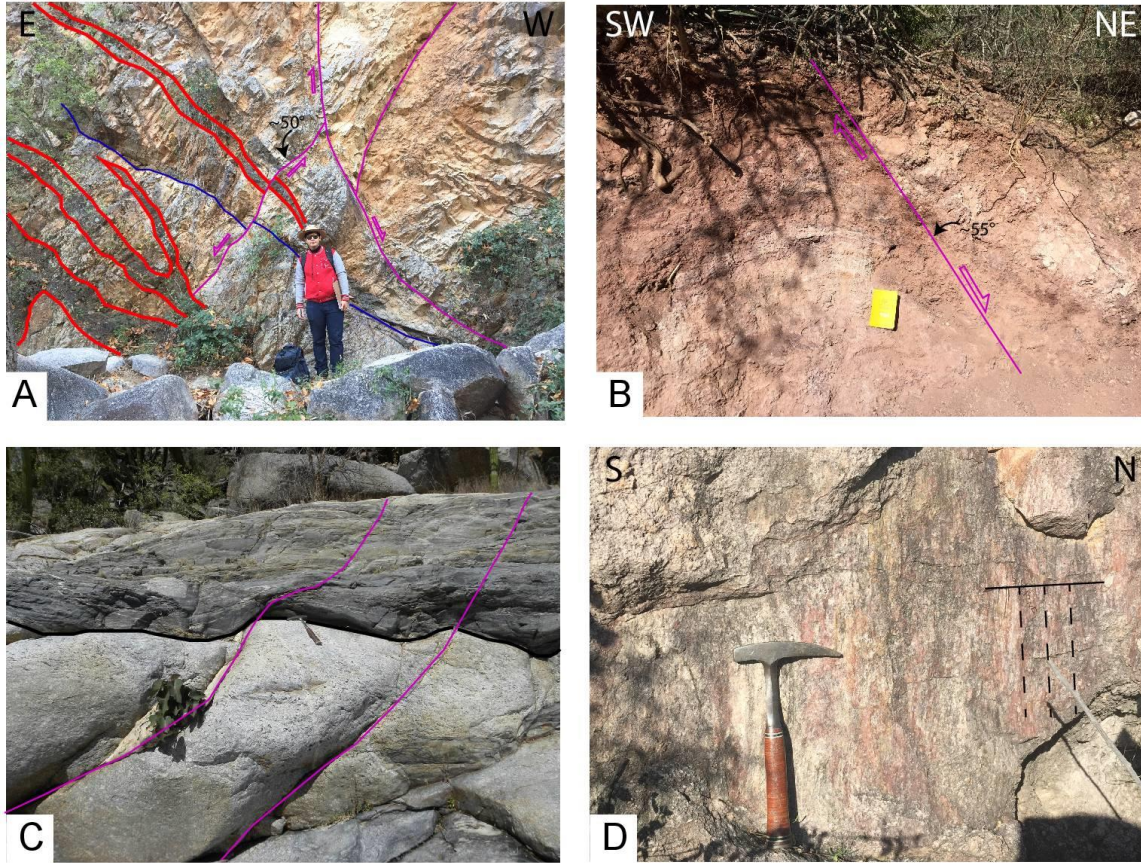


Figura 40. Aspecto de las fallas normales del grupo tres. A: fallas normales de alto ángulo (líneas moradas) deformando frágilmente a los intrusivos del batolito de Aconchi. El sentido de desplazamiento esta dado por el desplazamiento de diques máficos (líneas rojas) y fallas normales del grupo dos (línea azul). B: falla normal de alto ángulo (~55°) desarrollada en las rocas sedimentarias del bloque de techo de la falla Puerta del Sol. Nótese el pliegue de arrastre que indica un sentido normal de desplazamiento. C: fallas normales (líneas moradas) cortando a las rocas miloníticas de la Sierra de Mazatán. La fotografía fue proporcionada por el Dr. Thierry Calmus. D: estrías verticales (líneas punteadas) desarrolladas en un plano de una falla normal de alto ángulo en la región de Los Amoles.

5.1.4. Diques pegmatíticos y máficos

Diques pegmatíticos-aplíticos y máficos cortan a las rocas intrusivas que componen a la placa inferior de los CNM de Puerta del Sol y Aconchi en las regiones estudiadas. En las sierras de El Jaralito, Puerta del Sol y Los Pajaritos, los diques pegmatíticos muestran una orientación NW-SE y echados hacia el NE (Figura 41A). Los diques máficos de composición andesítica tiene una dirección NW-SE a E-W con echados de 35 a 80° hacia el SW y de 38 a 90° hacia el N y S (Figura 41A). En la Sierra de Aconchi (en particular en la zona del Agua Caliente), los diques pegmatíticos muestran una orientación N-S y echados hacia el W (Figura 41B) y los

diques máficos muestran una orientación N-S y E-W con echados entre 16 a 65° hacia el E y W y entre 20 a 33° hacia el N y S respectivamente (Figura 41B).

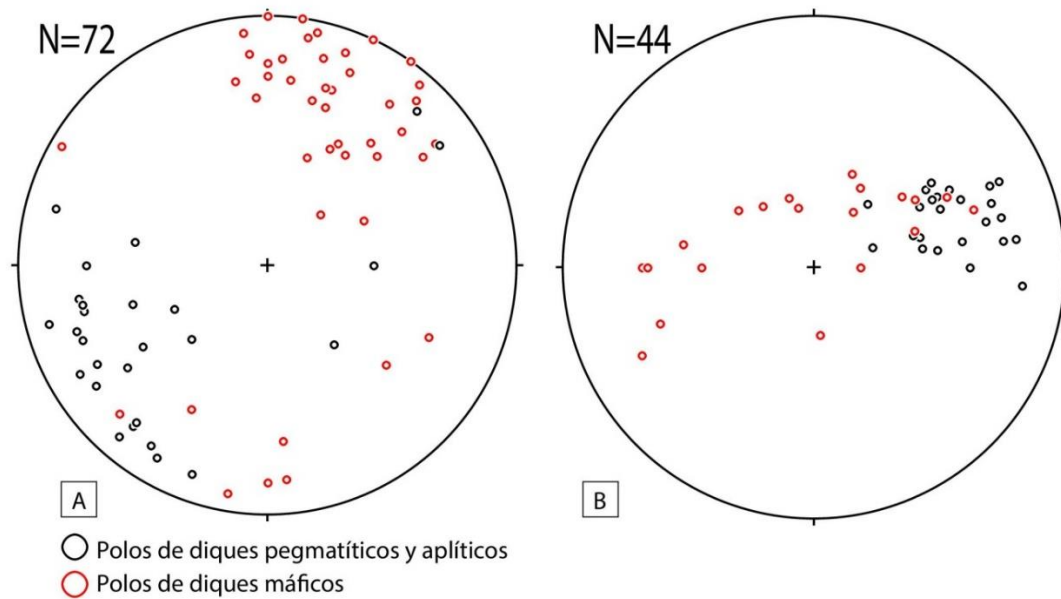


Figura 41. Polos de los diques pegmatíticos y máficos que intrusionan a las rocas del bloque de piso de los CNM de Puerta del Sol y Aconchi. A: Diques intrusionados en el CNM de Puerta del Sol. B: Diques intrusionados en el bloque de piso del CNM de Aconchi. Las proyecciones y el cálculo del rumbo promedio se realizaron utilizando el *software Stereonet* de Allmendinger et al. (2012). Proyección estereográfica en hemisferio inferior de igual área.

La geometría y las características observadas en el área de estudio de los diques máficos y pegmatíticos se muestran en la figura 42. En las zonas cercanas a la falla Puerta del Sol, los diques pegmatíticos se observan deformados dúctilmente. En esta región, los diques se encuentran cortados por fallas normales de bajo ángulo (Figura 42A). Las relaciones de corte indican que los diques pegmatíticos-aplíticos son más antiguos que los diques máficos (e.g. Figura 42D).



Figura 42. Diques del bloque de piso de las fallas El Amol y Puerta del Sol. A: La imagen muestra dos generaciones de diques pegmatíticos. Los diques de echado mayor cortan a los diques de menor echado. Una falla normal de bajo ángulo (línea azul) desplaza a ambos diques. B: Diques pegmatíticos del bloque de piso de la falla El Amol. C: Diques máficos (líneas rojas) con echados hacia el SW en el bloque de piso de la falla Puerta del Sol. D: Relación de corte entre los diques aplíticos (línea negra) y los diques máficos (líneas rojas).

5.2. Esquema estructural

Para apoyar la discusión de los datos, se elaboró un esquema estructural del área de estudio y áreas aledañas a partir de los resultados estructurales obtenidos en el presente trabajo y la información publicada (Figura 43). En dicho esquema, se hace la diferencia entre las fallas normales de bajo y alto ángulo y las diferentes unidades geológicas se agruparon en siete unidades estructurales. Por ejemplo, se agruparon los diferentes pulsos magmáticos que se encuentran en el bloque de piso de los CNM en una sola unidad denominada “Plutones meso-cenozoicos”.

Así, se agruparon: (1) las rocas cristalinas que componen el basamento de la región; (2) los depósitos sedimentarios de secuencias clásticas y carbonatadas del Neoproterozoico al Mesozoico, (3) los plutones emplazados durante el Mesozoico y el Cenozoico, (4) las secuencias volcanosedimentarias del Mesozoico, (5) las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del Oligoceno-Mioceno, (6) las rocas plutónicas del Mioceno y (7) las secuencias clásticas continentales del Mioceno al actual.

El esquema estructural se puede dividir en base a las características litológicas y estructurales del área de estudio en tres porciones: norte, centro y sur. La porción norte se caracteriza por sistemas de fallas normales con orientaciones NNW-SSE con una vergencia de desplazamiento hacia el NE con diques pegmatíticos y máficos asociados a la extensión. Este sistema extensional se expresa mediante el desarrollo de importantes zonas de cizalla dentro de los plutones emplazados durante el Mesozoico y el Cenozoico. En esta zona las rocas de las unidades previas al Mioceno son desplazadas mediante una falla principal de bajo ángulo (falla de *detachment* “El Amol”) con un grado de deformación intermedio en un régimen frágil-dúctil. La estratificación en abanico de las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del Oligoceno-Mioceno demuestra que estos sedimentos se depositaron en pequeñas cuencas (depocentros) cuya subsidencia estaba controlada por la falla El Amol.

La porción sur se caracteriza por la presencia de sistemas de fallas normales con orientaciones NNW-SSE con un sentido de desplazamiento del bloque de techo

hacia el SW y la presencia de magmatismo sincrónico asociado a la extensión. Esta zona se distingue por la presencia de rocas metamórficas de alto grado con el desarrollo de milonitas en los plutones Meso-cenozoicos. La zona de cizalla corresponde a una falla normal de bajo ángulo (falla de *detachment* "Mazatán-Puerta del Sol") que desplaza a las rocas de las unidades previas al Mioceno y controla la depositación de las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del Oligoceno-Mioceno (depocentros). En la región de la Sierra de Mazatán, la zona milonítica alcanza espesores de hasta ~300 m (Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008). En la región de Puerta del Sol la franja milonítica disminuye su espesor.

Definimos la parte central del esquema estructural como la zona donde los sistemas de fallas normales asociados a las fallas maestras que bordean los plutones del Meso-Cenozoico están traslapados. Esta zona, se asemeja geométricamente a un "*horst*" y se ubica en la parte más elevada de la Sierra de Aconchi. Corresponde a la zona donde se registra el cambio latitudinal de vergencia entre las fallas de *detachment* de Puerta del Sol-Mazatán y El Amol, por eso la consideramos como una zona de acomodación.

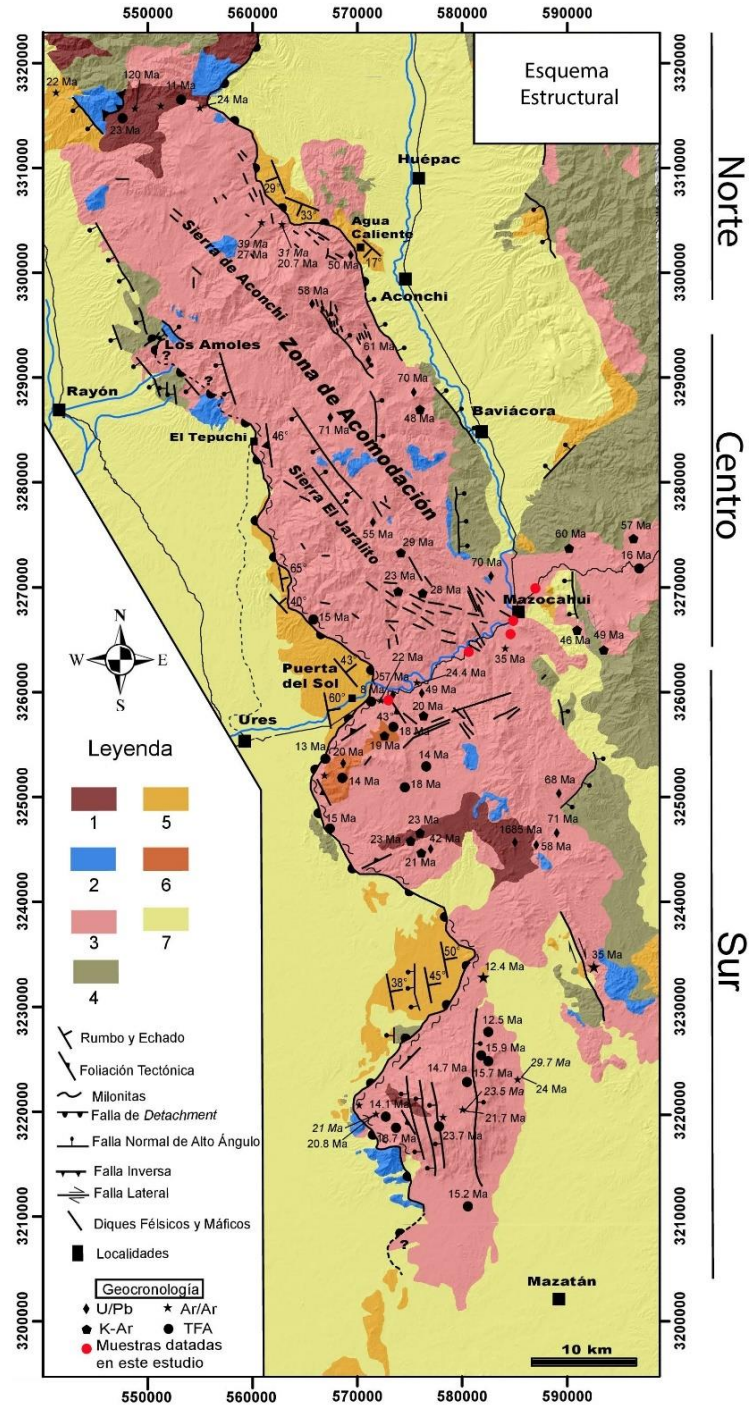


Figura 43. Esquema estructural de las Sierras de Mazatán, Puerta del Sol, El Jaralito y Aconchi. 1) Unidades cristalinas del Precámbrico; (2) Depósitos clásticos y carbonatados del Neoproterozoico al Mesozoico; (3) Plutones Meso-Cenozoicos; (4) Secuencias vulcanosedimentarias del Mesozoico; (5) Secuencias volcánicas y volcanosedimentarias del Oligoceno-Mioceno; (6) Plutones del Mioceno; (7) Secuencias clásticas continentales del Mioceno. Los datos geocronológicos, termocronológicos y estructurales fueron tomados de Calmus et al. (1996), Wong y Gans (2003 y 2008), Vega y Calmus (2003), Lugo-Zazueta (2006 y 2012), González-León et al. (2011) y González-Becuar et al. (2017). Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita se observan en letras itálicas. Las muestras datadas en este estudio están representadas por círculos de color rojo.

5.3. Doble datación U-Pb y trazas de fisión en apatito

Un total de 12 muestras fueron colectadas durante el trabajo de campo para su análisis por medio de termocronología por trazas de fisión y geocronología U-Pb en apatito. El muestreo se realizó de manera sistemática a través de un transecto de ~20 km en dirección NE-SW aproximadamente paralelo a la dirección de deslizamiento a lo largo de fallas de bajo ángulo de Puerta del Sol y El Amol (Figura 44). Sin embargo, solamente 5 muestras fueron analizadas con éxito, debido a que las otras muestras presentaban una mala calidad en los minerales de apatito o una ausencia del mineral (e.g. excesivo número de inclusiones o variaciones en la composición química). Estas muestras se ubican en intrusivos graníticos de edad laramídica que componen al bloque de piso de la falla de *detachment* de Puerta del Sol (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Las edades U-Pb en apatito muestran un rango de edad entre 22 y 74.5 Ma (Tabla 1) y las edades trazas de fisión en apatito muestran un rango de edad entre 16.4 ± 1.0 Ma y 26.8 ± 3.2 Ma (Tabla 1).

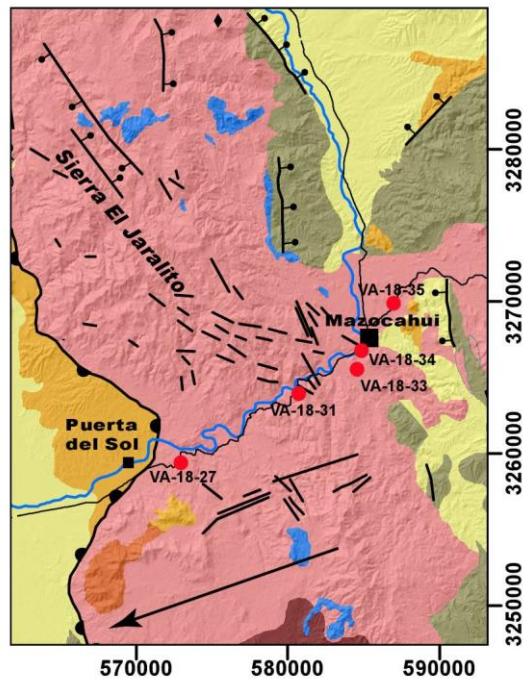


Figura 44. Mapa de ubicación de las muestras analizadas en este estudio (puntos de color rojo y clave de muestra). Misma leyenda que para el esquema estructural de la figura 43. La flecha negra indica el sentido de desplazamiento del bloque de techo de la falla de *detachment* de Puerta del Sol.

5.3.1. Muestra VA-18-27

La muestra VA-18-27 que tiene una elevación de 560 m, se ubica a ~3.2 km de distancia de la falla y corresponde litológicamente a la granodiorita Puerta del Sol (cf. capítulo tres). Esta unidad datada en 57 ± 3 Ma por el método U-Pb en zircón (Anderson et al., 1980) arrojó una edad U-Pb en apatito de 22.18 ± 8.35 Ma (Figura 45). Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 22 ± 0.1 Ma es reportada por Wong y Gans (2008) para este intrusivo en esta localidad. Esta muestra arrojó una edad central trazas de fisión de 23.3 ± 1.7 Ma (Figura 46) con una longitud de trazas promedio de 14.24 ± 1.62 μm .

5.3.2. Muestra VA-18-31

La muestra VA-18-31 que tiene una elevación de 632 m, se ubica a ~9.3 km con respecto a la falla de *detachment* y corresponde litológicamente al granito El Babizo (cf. capítulo tres). Este intrusivo fue datado por González-León et al. (2011) en $70.50 +0.30/-0.60$ Ma con el método U-Pb en zircón y representa el plutón más antiguo reportado en el área de estudio. Esta muestra arrojó una edad U-Pb en apatito de 74.5 ± 6.5 Ma (Figura 45). La edad central trazas de fisión en apatito para esta muestra fue de 25.6 ± 3.4 Ma (Figura 46) con una longitud de trazas promedio de 14.51 ± 1.31 μm .

5.3.3. Muestra VA-18-33

La muestra VA-18-33 que tiene una elevación de 547 m, se ubica a ~14.5 km de distancia con respecto a la falla de *detachment* y corresponde litológicamente al granito el Babizo. Este plutón tiene dos edades radiométricas reportadas de $70.50 + 0.30/- 0.60$ Ma con el método U-Pb en zircón (González-León et al., 2011) y una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita de 34.9 ± 1 Ma (Wong y Gans, 2008). En este estudio se obtuvo una edad U-Pb en apatito de 42.2 ± 12.5 Ma (Figura 45). Esta muestra arrojó una edad central trazas de fisión de 24.6 ± 2.1 Ma (Figura 46) con una longitud de trazas promedio de 14.82 ± 0.84 μm .

5.3.4. Muestra VA-18-34

La muestra VA-18-34 que tiene una elevación de 509 m, se ubica a ~15 km de distancia a la traza de la falla y corresponde litológicamente al granito El Babizo.

Esta muestra arrojó una edad central trazas de fisión de 26.8 ± 3.1 Ma (Figura 46) con una longitud de trazas promedio de 14.80 ± 0.84 μm . Para esta muestra no fue posible obtener una edad por el medio U-Pb en apatito.

5.3.5. Muestra VA-18-35

La muestra VA-18-35 que tiene una elevación de 568 m se ubica a ~18 km de distancia con respecto a la falla de Puerta del Sol y corresponde litológicamente a la tonalita-granodiorita La Aurora (cf. capítulo tres). Esta unidad tiene una edad U-Pb en zircón reportada de $69.65 +1.05/-0.45$ Ma (González-León et al., 2011). En este estudio, obtuvimos una edad de 64.0 ± 2.3 Ma con el método U-Pb en apatito para este plutón (Figura 45). Esta muestra arrojó una edad central trazas de fisión de 16.4 ± 1.0 Ma (Figura 46) con una longitud de trazas promedio de 14.4 ± 1.0 μm .

Muestra	UTM (E)	UTM (N)	Elevación	N	Edad de intercepto inferior (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	U (ppm)	$p(\chi^2)$	Edad Central (Ma $\pm 2\sigma$)	Dpar
VA-18-27	572788	3259316	560	24	22.1	8.3	2.6	9.73	0.9	23.3 \pm 1.7	1.9
VA-18-31	580428	3264075	632	17	74.5	6.8	1.9	16.6	0.043	25.6 \pm 3.4	1.65
VA-18-33	584587	3265731	547	23	42.2	12.5	2.3	12.1	0.36	24.6 \pm 2.1	2.1
VA-18-34	585299	3267242	509	15	-	-	-	10.3	0.073	26.8 \pm 3.1	2
VA-18-35	586897	3269850	568	22	64	2.3	1.4	38.4	0.014	16.4 \pm 1.0	2

Tabla 1. Tabla de edades U-Pb (edad de intercepto inferior) y trazas de fisión en apatito (edad central). N, número de granos analizados; U, concentración de uranio promedio para cada muestra; MSWD, desviación cuadrática media ponderada; $p(\chi^2)$ probabilidad de que las edades de cada grano representen una sola población.

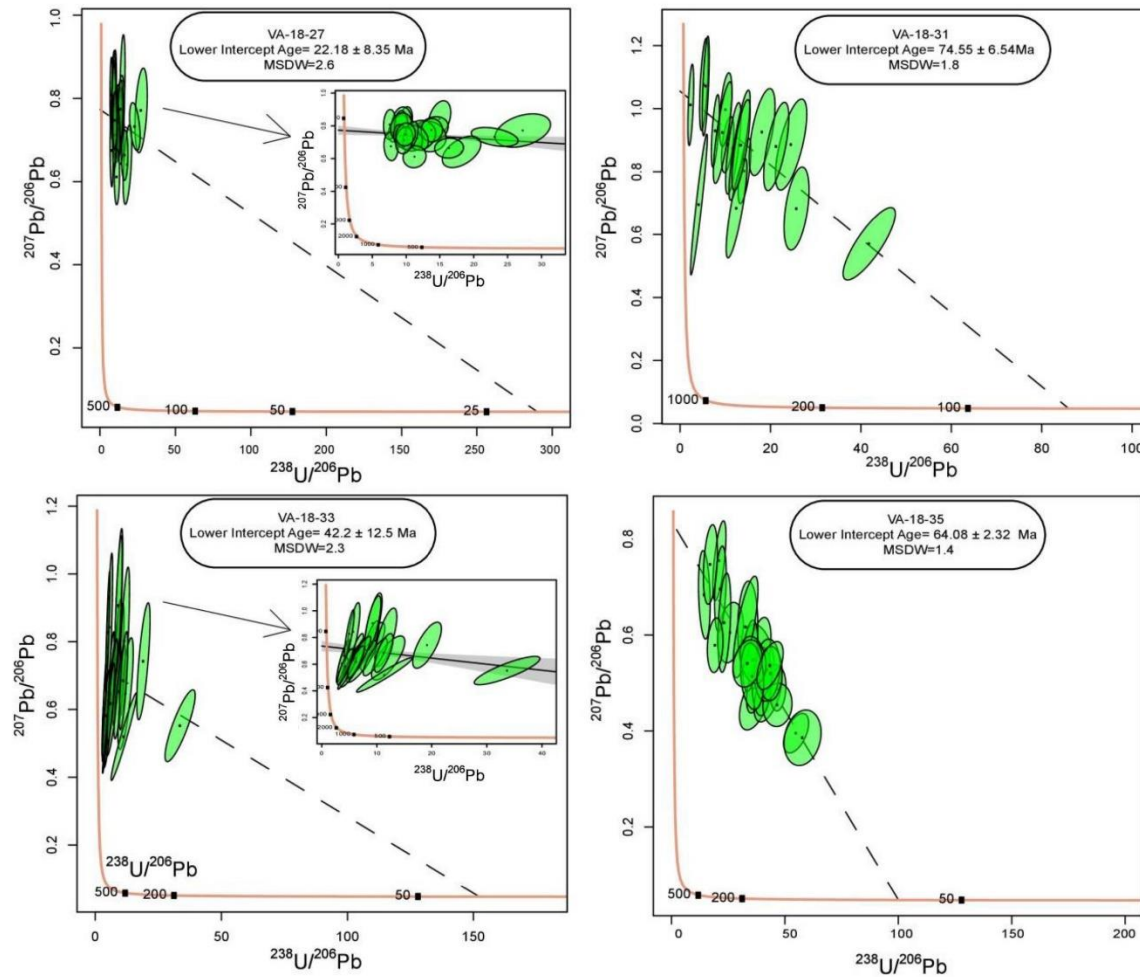


Figura 45. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg de las edades U-Pb en apatito para las muestras analizadas en este estudio. El intercepto inferior con la curva de concordia indica la edad U-Pb para cada muestra. La flecha indica un “close up” para mostrar a detalle las elipses de error arrojados por los granos individuales de las muestras VA-18-27 y VA-18-33. Los diagramas fueron ploteados con el *software IsoplotR* de Vermeesch (2018).

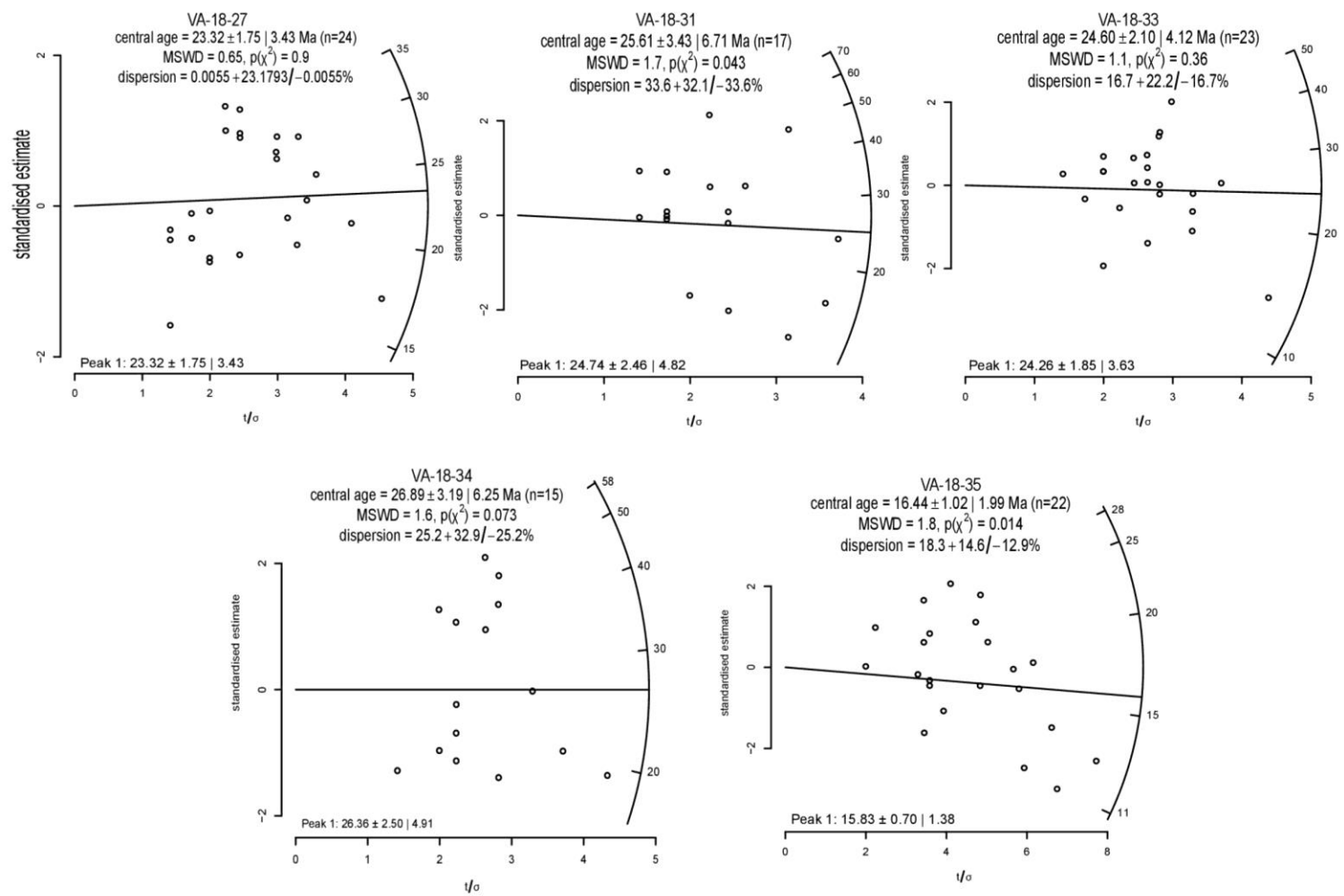


Figura 46. *Radial plots* de las edades individuales de los granos analizados por medio de trazas de fisión en apatito. Las edades centrales fueron calculadas mediante el *software IsoplotR* desarrollado por Vermeesch (2018).

5.4. Historias tiempo-temperatura

Para cada una de las muestras analizadas por medio de trazas de fisión en apatito, se realizó una reconstrucción de la historia de enfriamiento de la muestra por medio de modelación inversa. Los caminos tiempo-temperatura fueron modelados utilizando el *software* HeFTy (Ketcham, 2005) con los parámetros descritos en la sección de metodología. En adición, los modelos de algunas muestras fueron constreñidos con edades U-Pb en zircón (Anderson et al., 1980; González-León et al., 2011), U-Pb en apatito (este estudio), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y muscovita (Wong y Gans, 2008) en conjunto con los datos obtenidos en el análisis por trazas de fisión en apatito. Las edades de dichos pares isotópicos en diferentes minerales se utilizaron para constreñir la historia de enfriamiento a mediana-alta temperatura para generar una historia de enfriamiento más detallada de la muestra. En este modelado se definieron como temperaturas de cierre de los distintos sistemas minerales a las temperaturas de $750 \pm 50^\circ\text{C}$ para U-Pb en zircón, $500 \pm 50^\circ\text{C}$ para U-Pb en apatito (Cherniak et al., 1991), $350 \pm 25^\circ\text{C}$ para $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita (Robbins 1972, Hames y Bowring 1994 en Reiners y Brandon, 2006) y $325 \pm 30^\circ\text{C}$ para $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (Grove y Harrison, 1996 en Reiners y Brandon, 2006). En el caso del método trazas de fisión en apatito se realizó un análisis detallado del comportamiento de la muestra en su paso por la zona de borrado parcial (PAZ) a temperaturas entre 120°C y 60°C . Los resultados arrojados por la modelación de la historia térmica para cada muestra en conjunto con su relación espacial con respecto a la estructura principal que aflora en el área de estudio (i.e. falla de *detachment* “Puerta del Sol”) son descritos a continuación.

5.4.1. Muestra VA-18-27

Para generar el modelo inverso para esta muestra se utilizaron 3 edades como restricciones en altas temperaturas: (1) 57 ± 3 Ma (U-Pb en zircón; Anderson et al., 1980); (2) 22.2 ± 8.3 Ma (U-Pb en apatito; este estudio); (3) 22 ± 0.1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita; Wong y Gans, 2008). El modelo sugiere que la muestra experimentó un enfriamiento lento desde la temperatura de $\sim 750^\circ\text{C}$ a $\sim 450^\circ\text{C}$ entre el Paleoceno (~ 57 Ma) hasta el Mioceno (~ 21 Ma). Las tasas de enfriamiento arrojan resultados de $8^\circ\text{C}/\text{Ma}$ para este segmento (Figura 47). A su vez, el modelo sugiere

que las muestras han experimentado un enfriamiento muy rápido desde temperaturas de $\sim 450^{\circ}\text{C}$ a $\sim 100^{\circ}\text{C}$ a ~ 21 Ma seguido de un enfriamiento relativamente rápido hasta la temperatura de $\sim 60^{\circ}\text{C}$ entre ~ 21 y ~ 10 Ma a través de la PAZ (Figura 47). Las tasas de enfriamiento arrojaron resultados de $\sim 350^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ desde los $\sim 450^{\circ}\text{C}$ a $\sim 100^{\circ}\text{C}$ y de $\sim 4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ desde los $\sim 100^{\circ}\text{C}$ a $\sim 60^{\circ}\text{C}$. El modelo sugiere que la muestra residía a temperaturas de $\sim 450^{\circ}\text{C}$ antes del evento de enfriamiento rápido.

5.4.2. Muestra VA-18-31

Para generar el modelo inverso para esta muestra se utilizaron 2 edades como restricciones en altas temperaturas: (1) $70.50 \pm 0.30/-0.60$ Ma (U-Pb en zircón; González-León et al., 2011); (2) 75.5 ± 6.9 Ma (U-Pb en apatito; este estudio). El modelo sugiere que la muestra ha experimentado un enfriamiento rápido desde $\sim 750^{\circ}\text{C}$ a $\sim 500^{\circ}\text{C}$ durante el Cretácico Tardío (~ 70 Ma) con una tasa de enfriamiento de $250^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47). Durante el Cretácico Tardío (~ 70 Ma) hasta el Oligoceno (~ 28 Ma), la muestra experimentó un enfriamiento lento desde temperaturas de $\sim 500^{\circ}\text{C}$ a $\sim 120^{\circ}\text{C}$ a tasas de enfriamiento de $\sim 9^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47). A su vez, sugiere un enfriamiento relativamente rápido en su paso por la PAZ entre ~ 25 y ~ 16 Ma a tasas de enfriamiento de $\sim 7^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47).

5.4.3. Muestra VA-18-33

Para generar el modelo inverso para esta muestra se utilizaron 3 edades como restricciones en altas temperaturas: $70.50 \pm 0.30/-0.60$ Ma (U-Pb en zircón; González-León et al., 2011); (2) 42.2 ± 12.5 Ma (U-Pb en apatito; este estudio); (3) 34.9 ± 1 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita; Wong y Gans, 2008). El modelo sugiere que la muestra se enfrió lentamente desde el Cretácico Tardío (~ 70 Ma) hasta el Eoceno (~ 42 Ma) desde temperaturas de $\sim 750^{\circ}\text{C}$ a $\sim 500^{\circ}\text{C}$ con tasas de enfriamiento de $\sim 9^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Además, sugiere un enfriamiento relativamente rápido desde la temperatura de $\sim 500^{\circ}\text{C}$ a $\sim 350^{\circ}\text{C}$ entre ~ 42 Ma y ~ 35 Ma con tasas de enfriamiento de $\sim 21^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47). A su vez, sugiere un enfriamiento rápido desde la temperatura de $\sim 120^{\circ}$ a $\sim 80^{\circ}\text{C}$ entre ~ 26 y ~ 20 Ma con tasas de enfriamiento de $\sim 7^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. En el paso de la muestra por la PAZ el modelo sugiere un enfriamiento

relativamente lento desde $\sim 80^{\circ}\text{C}$ a $\sim 60^{\circ}\text{C}$ entre ~ 20 a ~ 15 Ma a tasas de enfriamiento de $\sim 4^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47).

5.4.4. Muestra VA-18-34

Para generar el modelo inverso para esta muestra se utilizó solamente una edad U-Pb en zircón de $70.50 +0.30/-0.60$ Ma (González-León et al., 2011) como restricción en altas temperaturas. El modelo sugiere un enfriamiento lento a temperaturas de $\sim 750^{\circ}\text{C}$ a $\sim 100^{\circ}\text{C}$ desde el Cretácico Tardío (~ 70 Ma) hasta el Oligoceno (~ 25 Ma) con tasas de enfriamiento de $14^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47). A su vez, el modelo sugiere un enfriamiento moderadamente rápido desde $\sim 100^{\circ}\text{C}$ a $\sim 60^{\circ}\text{C}$ entre ~ 25 Ma a ~ 17 Ma a tasas de $\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47).

5.4.5. Muestra VA-18-35

Para generar el modelo inverso para esta muestra se utilizaron 2 edades como restricciones en altas temperaturas: $69.65 +1.05/-0.45$ Ma (U-Pb en zircón; González-León et al., 2011); (2) 64.9 ± 2.4 Ma (U-Pb en apatito; este estudio). El modelo sugiere un enfriamiento rápido a temperaturas de $\sim 750^{\circ}\text{C}$ a $\sim 500^{\circ}\text{C}$ entre ~ 70 a ~ 64 Ma a tasas de enfriamiento de $\sim 41^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47). Por otra parte, el modelo sugiere un enfriamiento lento para la muestra desde el Cretácico Tardío (~ 64 Ma) hasta el Mioceno (~ 17 Ma) a tasas de $\sim 8^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47). A su vez, sugiere un enfriamiento rápido entre $\sim 110^{\circ}\text{C}$ a $\sim 100^{\circ}\text{C}$ a ~ 17 Ma. Por otra parte, sugiere un enfriamiento relativamente lento desde la temperatura de $\sim 100^{\circ}\text{C}$ a $\sim 60^{\circ}\text{C}$ entre ~ 17 Ma a ~ 3 Ma a tasas de enfriamiento de $\sim 3^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 47).

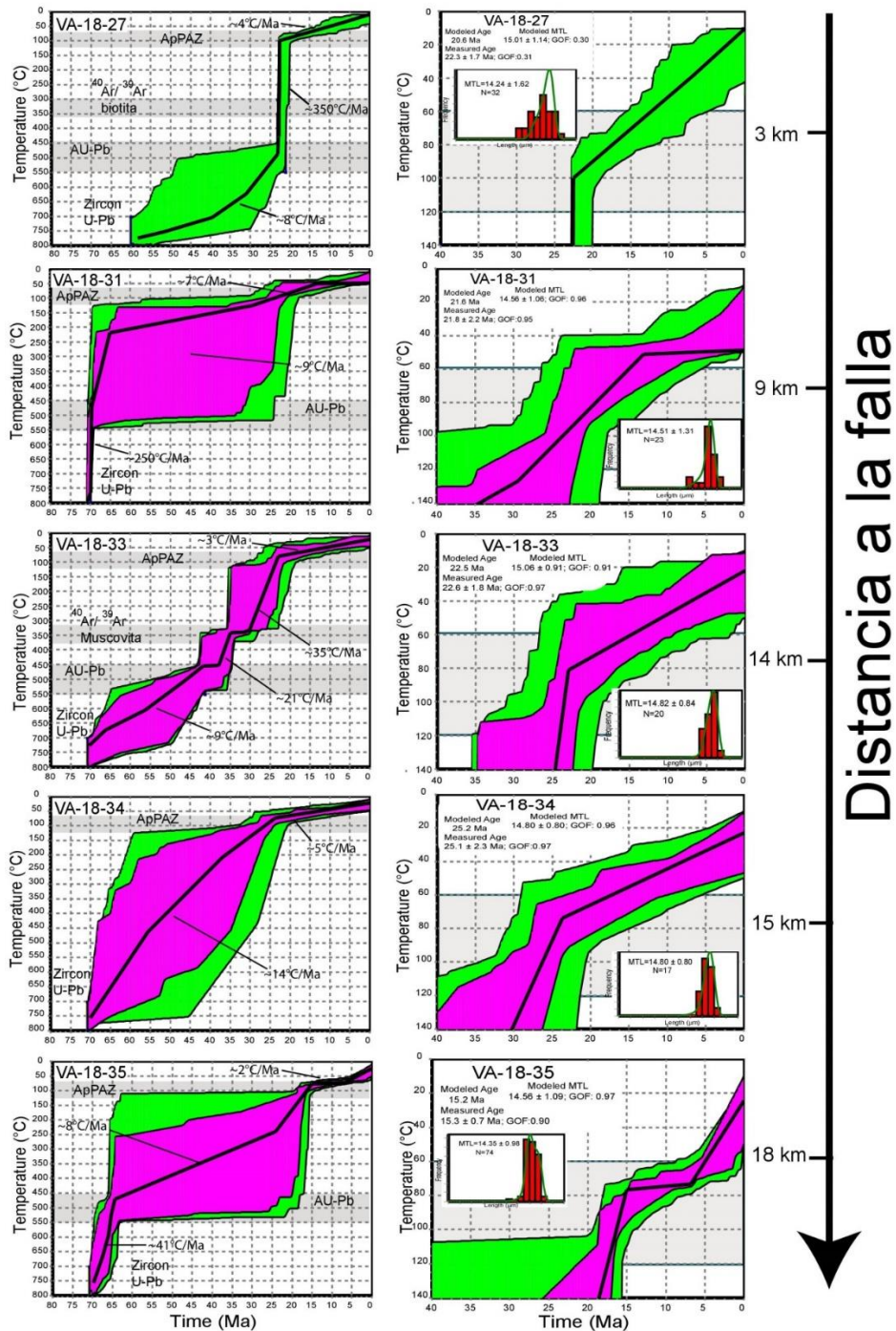


Figura 47. Historias tiempo-temperatura (t-T *paths*) utilizando diversos geo-termocronómetros en conjunto con el análisis de trazas de fisión y U-Pb en apatito realizado en este estudio. Los colores rosas y verdes indican los “good paths” y “acceptable paths” respectivamente. La línea negra representa el modelo de mejor ajuste (“best-fit model”) para el camino tiempo-temperatura seguido por la roca. En gris se resalta el rango que abarcan las temperaturas de cierre para cada sistema mineral utilizado para constreñir la historia térmica. ApPAZ: zona de borrado parcial del apatito para el método trazas de fisión; AU-Pb: rango de la temperatura de cierre del sistema U-Pb en apatito; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muscovita: rango de la temperatura de cierre del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ biotita: rango de la temperatura de cierre del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita.

6. Discusión

6.1. Metamorfismo vinculado a la orogenia Laramide

En el suroeste de la Cordillera Norteamericana el evento de deformación asociado al origen de los CNM se relaciona con el colapso gravitacional del orógeno Laramide debido al espesor cortical importante combinado con un alto gradiente geotérmico relacionado al magmatismo Laramídico (Coney y Harms, 1984; Wernicke, 1992; Calmus et al., 2011). En el bloque de piso de la falla de Puerta del Sol, González-Becuar (2013) reporta un evento de migmatización de ca. 68-59 Ma que afecta a los sedimentos paleozoicos y al basamento precámbrico (ortogneis El Palofierral). Este evento alcanza un grado metamórfico de facies de anfibolita y podría ser asociado al evento de engrosamiento cortical ocurrido durante la orogenia Laramide en esta zona.

A su vez, Wong y Gans (2008) reconocen facies metamórficas que contienen asociaciones minerales de muscovita, biotita, granate, cordierita y silimanita sustituyendo parcialmente o completamente a la cianita en esquistos y mármoles de las unidades tentativamente paleozoicas que componen el bloque de piso de la falla de bajo ángulo de Mazatán. Estas facies caracterizan un evento metamórfico de alta presión (>5 kbar, ~20 km) seguido de un evento caracterizado por una temperatura superior y una presión inferior (basado en la sobreimpresión de silimanita). Con base en lo anterior, los autores proponen un evento de engrosamiento cortical (alta presión) activo durante el Mesozoico. Dicho evento se podría relacionar, al menos temporalmente, a la orogenia Laramide. En este contexto, la sobreimpresión de la silimanita se puede interpretar como el registro del inicio de la exhumación (disminución de la presión) acompañado por advección de las isothermas hacia la superficie (aumento del gradiente geotérmico en un contexto extensional) para estas rocas ubicadas inicialmente en la corteza inferior. Estos datos petrográficos sugieren que la presencia de estructuras de tipo CNM en las sierras de Mazatán y Puerta del Sol se desarrollaron en zonas con un engrosamiento cortical previo a la extensión.

En el área de estudio, los diques pegmatíticos tienen edades reportadas K-Ar entre ~41 y 33 Ma en las regiones de Mazocahui y en la Sierra de Mazatán (Damon et al., 1983) y se asocian genéticamente con granitos de dos micas y granate fechados por U-Pb en zircón en 41.8 ± 0.3 Ma (González-Becuar et al., 2017). Los magmas pegmatíticos pueden provenir de la fusión de la corteza o bien de líquidos restantes de un magma que se encuentra enfriándose (Jahns y Burnham, 1969). La orientación de los diques (~NNW-SSE) se observa muy constante a través del bloque de piso de ambas fallas (Figura 41). Por lo tanto, refleja el estado de los esfuerzos al que estaba sometido el batolito de Aconchi durante la intrusión de los líquidos magmáticos tardíos expresados como diques pegmatíticos y aplíticos en las últimas etapas de su cristalización. Considerando la edad Eo-Oligoceno y la orientación NNW-SSE de estos diques, se puede inferir que se emplazaron en las fracturas asociadas al inicio de la extensión *Basin and Range* de dirección NE-SW. Tomando en cuenta estas observaciones, las primeras estructuras asociadas al evento de extensión *Basin and Range* podrían haber comenzado a desarrollarse durante el Eo-Oligoceno en el área de estudio.

6.2. Una estructura mayormente vinculada a la extensión *Basin and Range*

6.2.1. Fallas de dirección E-W

El primer grupo de fallas reconocido en el área de estudio generó una familia de fallas normales con una orientación E-W. Esta familia es bastante compleja debido a que algunas fallas presentan estrías en dirección al echado y otros planos muestran un estriado oblicuo (Figura 29). Si consideramos únicamente las fallas con estrías paralelas al echado, los indicadores cinemáticos observados sobre las fallas E-W indican una dirección de extensión aproximadamente N-S.

Estructuras con orientación E-W son descritas por Roldán-Quintana (1979) en la región del distrito minero de San Felipe. Dicho autor reconoce a estas estructuras como fallas normales que controlan la mineralización en esa zona. Vega-Granillo et al. (2015) reportan un sistema de fallas normales con orientaciones E-W y una dirección de extensión N-S en la región de la Colorada a ~80 km al sur

del área de estudio. En esa región, las fallas normales encajonan a unas vetas mineralizadas fechadas entre 27 y 22 Ma (Zawada et al., 2001). En la región de Santa Rosa (SE de Sonora) y La Colorada las fallas E-W son consideradas como posibles fallas de acomodación que acompañan a la extensión del Oligoceno-Mioceno (Gans, 1997; Vega-Granillo et al., 2015). Anteriormente se había interpretado la zona del río Sonora entre Ures y Mazocahui como la posible traza de una falla de acomodación con una dirección similar (NE-SW) a la dirección de extensión reportada para los CNM del estado de Sonora (e.g. Lugo Zazueta, 2006; Calmus et al., 2011). Esta falla separaba presuntamente dos bloques con tasas de extensión diferentes y vergencias opuestas de las fallas de bajo ángulo Puerta del Sol y El Amol. Sin embargo, con la cartografía realizada en este trabajo no se identificó una estructura mayor que tenga dichas características a lo largo del río Sonora. Una alternativa de la geometría que permita explicar la inversión de la vergencia de las fallas se presenta y discute más adelante.

En el área de estudio, las únicas estructuras que parecen tener dichas características son algunos diques máficos que muestran una actitud E-W con echados hacia el N y S. González-Becuar (2013) reporta la presencia de diques máficos con rumbos ENE-WSW asociados al plutonismo del Mioceno que aflora en esa zona. Estos diques que tienen una edad de 22 Ma (Wong y Gans, 2008) se podrían haber emplazado a lo largo de fracturas o fallas asociadas a este sistema de fallas normales. Sin embargo, el campo de esfuerzos que dominaba en ese momento presentaba una dirección de extensión ENE-WSW, sugiriendo que esta interpretación es poco probable.

En resumen, la incompatibilidad cinemática de las fallas E-W (grupo 1) con las fallas NNW-SSE (grupo 2 y 3), el desarrollo de las estructuras del grupo 1 únicamente en las rocas ígneas laramídicas y la presencia de estrías oblicuas en los planos de falla, sugieren que las fallas E-W observadas corresponden a una familia de fallas más antiguas desarrolladas en un régimen cinemático distinto a las estructuras NNW-SSE de los grupos 2 y 3. La ausencia de dataciones de los diques

máficos en la zona de estudio impide una mejor interpretación para las estructuras del grupo 1.

6.2.2. Fallas de dirección NNW-SSE

El segundo grupo de fallas observado en el área de estudio se caracteriza por una familia de fallas normales de bajo ángulo con orientaciones NNW-SSE. La deformación y la cinemática de las fallas normales indican una dirección general de extensión ENE-WSW de manera general. Interpretamos que estas fallas están asociadas a las fallas maestras de bajo ángulo de Puerta del Sol y El Amol, las cuales están relacionadas con la formación de los CNM en el estado de Sonora entre ~26 a ~16 Ma (Nourse et al., 1994; Vega y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008; Vega-Granillo et al., 2015; González-Becuar et al., 2017).

En la localidad de El Tepuchi, la deformación es de carácter dúctil con el desarrollo de una foliación definida por biotitas, texturas granoblásticas del cuarzo y lineación mineral con una dirección NE-SW. Este tipo de texturas granoblásticas fue interpretado en la región de Puerta del Sol por Wong y Gans (2008) como la “última fase de deformación dúctil antes del enfriamiento en la parte frágil de la corteza”. Consideran que este aparente cese de la deformación dúctil en la Sierra de Puerta del Sol se debe a una posible variación composicional (mayor porcentaje de componentes máficos) de la corteza en el bloque de piso a lo largo del rumbo de la zona de cizalla. En efecto, en la localidad del rancho El Tepuchi y Los Amoles es evidente la presencia de rocas intrusivas de carácter máfico (e.g. intrusivos tonalíticos). Sin embargo, debido a que este tipo de roca tiene un contenido en cuarzo y mica inferior, las foliaciones no se desarrollan de manera significativa en estas rocas (e.g. Vernon y Flood, 1988), lo cual dificulta la determinación del cese de la deformación dúctil.

En consideración a lo anterior sugerimos que el sistema de fallas normales reconocido en la localidad de Los Amoles y la presencia de deformación dúctil en la localidad de El Tepuchi representa una extensión hacia el norte de la falla de bajo ángulo de Puerta del Sol dentro de un régimen frágil-dúctil. Esta extensión hacia el norte de la falla no había sido reconocida previamente. Considerando que las zonas

de cizalla reconocidas en Mazatán y Puerta del Sol corresponden a una misma falla, su longitud alcanza los 100 km. Esta conclusión es compatible con los desplazamientos máximos sugeridos por Vega-Granillo y Calmus (2003), así como los de Wong y Gans (2008) en la Sierra de Mazatán. Esta estructura presenta un cambio paulatino en el grado de deformación a lo largo de su rumbo con una deformación dúctil al sur y una deformación frágil-dúctil hacia el norte. Este cambio paulatino de régimen de deformación se puede explicar por un decrecimiento del desplazamiento máximo (o de la tasa de exhumación) hacia el norte.

En la localidad del Agua Caliente se observó la presencia de una estructura mayor de bajo ángulo bordeando el flanco nororiental del batolito de Aconchi. Dicha estructura presenta una deformación cataclástica en la zona de cizalla con innumerables fallas de menor escala asociadas a la estructura mayor. Sugerimos que esta estructura representa la extensión hacia el sur de la falla de bajo ángulo El Amol propuesta por Calmus et al. (1996). Esta zona de cizalla ha sido interpretada como la parte superior de una falla de *detachment* desarrollada en un régimen frágil-dúctil por encima del frente milonítico (Calmus et al., 1996; Lugo-Zazueta, 2006). En consideración a las condiciones de la deformación observadas en la zona del Agua Caliente se apoya la interpretación sugerida por Calmus et al. (1996). A diferencia de la falla de Puerta del Sol, esta estructura aparentemente termina en una falla normal de alto ángulo hacia el sur. Similar a la falla de Puerta del Sol esta estructura presenta un cambio latitudinal en las tasas de extensión a lo largo del rumbo de la falla. Este cambio latitudinal se expresa mediante la variación del grado de deformación de norte (dúctil-frágil) a sur (frágil).

Las fallas normales de alto ángulo (grupo 3) de dirección NNW-SSE cortan a las estructuras dúctiles de misma dirección (grupo 2). Estas observaciones han sido descritas previamente en las estructuras de la placa inferior (bloque de piso) de los CNM en esta región de Sonora (e.g. Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003). Existen dos interpretaciones para explicar dicha observación: (1) un evento extensional posterior a la generación de las fallas de *detachment* (i.e. *post-detachment*; e.g. Nourse et al., 1994); y (2) la coexistencia de los dos estilos de

deformación (i.e. fallas de bajo ángulo y alto ángulo) durante un mismo evento extensional (e.g. Vega-Granillo y Calmus, 2003). Debido a que la dirección de extensión obtenida por la orientación y cinemática de ambos grupos de fallas normales es aproximadamente ENE-WSW, no es necesario invocar dos eventos de deformación. De hecho, la exhumación progresiva de las rocas de la parte dúctil de la corteza hacia la parte superior frágil permite el desarrollo de una zona milonítica de bajo ángulo (deformación dúctil) que al exhumarse en la corteza superior está cortada por fallas normales de alto ángulo (deformación frágil). Así, en el CNM de Mazatán, la deformación frágil desarrollada en niveles estructurales más someros de la corteza se superpone a la deformación dúctil milonítica de los niveles estructurales más profundos conforme actúa la exhumación a lo largo de la zona de cizalla (e.g. Vega-Granillo y Calmus, 2003; Calmus et al., 2011).

Por lo tanto, con base a la distribución espacial y a las características observadas en las fallas normales de este último grupo de fallas normales interpretamos a las fallas normales NNW-SSE de bajo y alto ángulo como fallas asociadas al mismo evento extensional (extensión *Basin and Range*) acorde a la interpretación sugerida por Vega-Granillo y Calmus (2003). Esto implica una actividad contemporánea para ambos estilos de deformación desde la Sierra de Mazatán en el sur hasta la Sierra de Aconchi.

6.2.3. Zona de acomodación de la Sierra de Aconchi

Con base en los resultados obtenidos en este estudio se propone la presencia de una zona de acomodación que controla el cambio de vergencia de las fallas normales de bajo ángulo de Puerta del Sol y El Amol. Esta zona representa un alto estructural en la zona más elevada de la Sierra de Aconchi y actuó como una zona de traslape entre las dos fallas normales mencionadas.

Las zonas de acomodamiento se definen como zonas o “cinturones” de terminaciones de fallas sobrepuestas que separan dominios de fallas normales o grandes fallas de *detachment* con direcciones similares u opuestas (Bosworth, 1985; Rosendahl, 1987; Faulds et al., 1990; Faulds y Varga, 1998). Son diferentes de las zonas de transferencia que corresponden a zonas de terminaciones de fallas

con el desarrollo de fallamiento a rumbo u oblicuo con una dirección paralela a la dirección de extensión (Gibbs, 1984). Estas estructuras que segmentan dominios sometidos a una extensión regional presentan una gran variedad de geometrías (Figura 48).

En este estudio no se identificó la presencia de grandes estructuras con deslizamientos a rumbo u oblicuos paralelas a la dirección de extensión que pudieran sugerir la presencia de una zona de transferencia. Por otra parte, se identificó la continuación hacia el norte de la falla normal de bajo ángulo de Puerta del Sol. Este descubrimiento coloca al centro de la sierra de Aconchi como una zona de traslape entre la terminación de dos fallas normales mayores de bajo ángulo con una vergencia opuesta, sugiriendo la presencia de una zona de acomodación en esta región.

Zonas de deslizamiento lateral, actuando como zonas pasivas de transferencia entre fallas normales, han sido descritas previamente por Gans (1997) en la región de Santa Rosa en el sureste de Sonora. En su trabajo, el autor propone la presencia de una zona de acomodamiento con dirección NE-SW con fallas de desplazamiento lateral izquierdo bordeando un alto estructural ocupado por un intrusivo iaramídico. Esta zona separa dos dominios de fallas normales con echados opuestos: (1) fallas normales con echados hacia el noreste con una inclinación del bloque de piso hacia el suroeste; y (2) fallas normales con echados hacia el suroeste con una inclinación del bloque de piso hacia el noreste. Siguiendo este modelo, Lugo-Zazueta (2006) sugiere la existencia de tres zonas de acomodamiento que separan segmentos con tasas de extensión y exhumación diferentes y una vergencia del bloque de techo opuesta entre las fallas de bajo ángulo de Mazatán-Puerta del Sol y El Amol. Dichas zonas tienen la característica de ser fallas de desplazamiento lateral pasivo y presentan un rumbo paralelo a la dirección de extensión (NE-SW), similar a la zona de acomodación propuesta por Gans (1997). Sin embargo, no satisfacen los modelos propuestos en los años 80's y 90's para una zona de acomodación (e.g. Rosendahl, 1987; Faulds y Varga, 1998). Tomando estos modelos en cuenta, se propone un nuevo modelo geométrico que permita

acomodar la deformación extensional en la Sierra de Aconchi (Figura 49) donde no se encontraron fallas o fracturas NE-SW. Es importante mencionar que dicho modelo se encuentra limitado debido a la ausencia de marcadores estratigráficos de edad Oligoceno-Mioceno que permitirían proponer un modelo más detallado de la geometría de esta estructura.

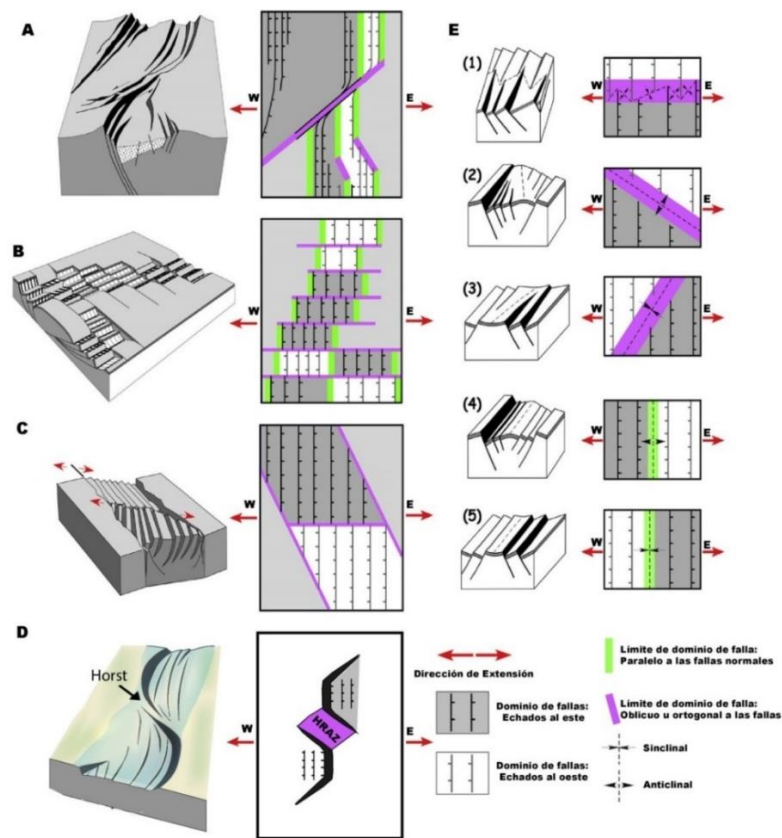


Figura 48. Modelos geométricos conceptuales de los límites de dominios de fallas normales conocidos como zonas de transferencia (A, B y C) y zonas de acomodación (D y E). Para cada modelo se presenta un “bloque-diagrama” a la izquierda y una vista en mapa a la derecha. (A) Falla discreta de deslizamiento oblicuo paralela a una zona de debilidad preexistente (Ebinger, 1989). (B) Fallas discretas perpendiculares al rumbo del sistema de fallas normales (Lister et al., 1986). (C) Fallas discretas paralelas a la dirección de extensión y oblicuas al *trend* del *rift* (Angelier y Bergerat, 1983). (D) Zona de acomodamiento de alto relieve (“*High-relief accommodation zone*”; HRAZ) propuesta por Rosendahl (1987) entre la superposición de dos fallas lítricas. (E) Clasificación propuesta por Faulds y Varga (1998) para la geometría de las zonas de acomodación antitéticas entre dos sistemas de fallas con echados opuestos. (1) Zona de acomodación ortogonal al rumbo de las fallas normales. Nótese la alternancia entre las zonas con geometrías de tipo “sinclinal” y “anticlinal”. (2) Zona de acomodación oblicua a la dirección de extensión con una geometría anticlinal en sistemas de fallas con echados encontrados. (3) Zona de acomodación oblicua a la dirección de extensión con una geometría sinclinal entre dos sistemas de fallas que buzan en direcciones opuestas y se alejan uno del otro. (4) Zona de acomodación anticlinal paralela al rumbo de las fallas normales entre dos sistemas con echados encontrados. (5) Zona de acomodación sinclinal paralela al rumbo de las fallas normales entre dos sistemas que se alejan uno del otro. Modificado de Schlische y Withjack (2009).

En el nuevo modelo propuesto, la zona de acomodación se ubica en el traslape de la terminación de las fallas de *detachment* de Puerta del Sol y El Amol. Aquí, ambas estructuras presentan una deformación de tipo frágil y entonces un desplazamiento total menor que en el segmento central de ambas fallas. Ambas estructuras se traslapan en una zona que se asemeja geoméricamente a un “*horst*”. Este modelo geométrico se asemeja al modelo de propuesto por Rosendahl (1987) de una zona de acomodación de alto relieve (“*High-relief accommodation zone*”) en base a observaciones realizadas en el *rift* de África del Este (Figura 48D). En este modelo, la deformación es transmitida a través de la zona de acomodación directamente entre los sistemas de fallas normales (no existen fallas discretas entre las fallas de *detachment*).

El origen y el control de este tipo de estructuras han sido dos de los temas de mayor relevancia desde su descubrimiento. La posible relación con una zona de debilidad cortical preexistente y la inhibición de la propagación de sistemas de fallas normales debido al magmatismo sin-extensional son dos de los puntos considerados para la localización de las zonas de acomodación (e.g. Faulds y Varga, 1998). En el presente estudio, no se logró identificar la presencia de estructuras preexistentes o magmatismo que controlen la geometría de la zona de acomodación. La única zona que presenta un magmatismo sin-extensional es la porción occidental del bloque de piso de la falla Puerta del Sol con la presencia de los intrusivos El Garambullo y Las Mayitas (cf. capítulo tres). Sin embargo, dicho magmatismo no parece afectar o inhibir el desarrollo del fallamiento extensional en esa zona. Además, Schlische y Withjack (2009) demostraron que el desarrollo de los límites de dominios de fallas normales no requiere zonas de debilidad preexistentes y que sus orientaciones no están relacionadas sistemáticamente con la dirección de extensión o a fallas discretas de deslizamiento lateral. Como conclusión se propone que el mecanismo que controla el cambio de vergencia entre las dos fallas de *detachment* es una zona de acomodación de alto relieve (Rosendahl, 1987) con una dirección NW-SE, ortogonal a la dirección principal de extensión (Figura 49).

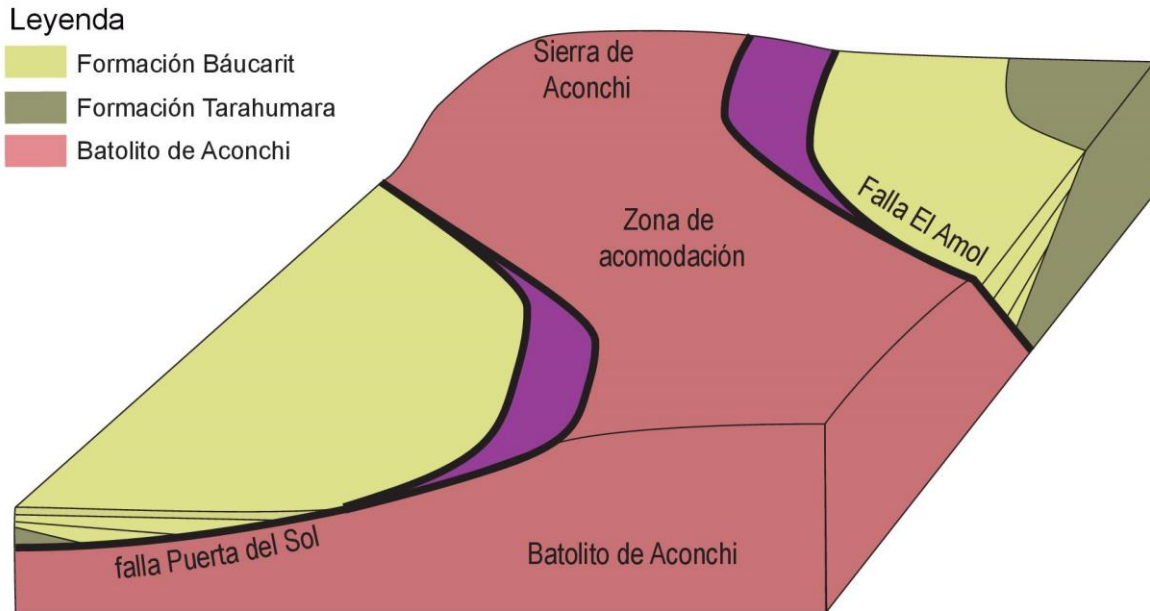


Figura 49. Modelo geométrico de la zona de acomodación de la Sierra de Aconchi. Las fallas de bajo ángulo de Puerta del Sol y El Amol, de vergencias opuestas, se traslapan a lo largo de la Sierra de Aconchi definiendo una zona de acomodación más o menos ortogonal a la dirección de extensión. En esta zona, la topografía es más alta y se registran los menores desplazamientos totales a lo largo de las fallas (no se alcanza a exhumar la transición frágil/dúctil de la corteza).

6.3. Historia térmica en el transecto Puerta del Sol

La combinación entre los resultados estructurales y geo-termocronológicos arrojan ideas interesantes en cuanto a la historia térmica de las rocas desde su emplazamiento hasta su exhumación a la superficie. Este estudio propone nuevos resultados acerca de la profundidad de emplazamiento de los intrusivos. Además, el muestreo sistemático realizado paralelamente a la dirección de extensión máxima a lo largo del transecto, permite cuantificar las historias de exhumación, tasas de enfriamiento y magnitud del desplazamiento de la falla. Estos aspectos se discuten en comparación con otros datos publicados previamente. Los cálculos de la profundidad de emplazamiento y tasas de exhumación consideran un gradiente geotérmico de 30°C/km.

6.3.1. Enfriamiento post-emplazamiento de los plutones Meso-Cenozoicos

Los resultados obtenidos por medio del método U-Pb en apatito arrojaron resultados interesantes acerca de la historia térmica de los intrusivos laramídicos a mediana y alta temperatura en esta región. Los intrusivos orientales que componen al batolito de Aconchi en el área de estudio muestran una similitud en la historia térmica post-emplazamiento. Sin embargo, la porción occidental ocupada por la granodiorita Puerta del Sol (muestra VA-18-27) refleja una historia térmica distinta.

En la Sierra de Aconchi, el granito El Babizo y la tonalita La Aurora con una edad de cristalización entre 70 y 64 Ma tienen edades U-Pb en zircón y apatito muy similares (muestras VA-18-31 a VA-18-35; Figura 47) lo que corresponde a un enfriamiento rápido entre ~ 800 y $\sim 450^{\circ}\text{C}$ en el Cretácico Tardío. Para estas muestras se puede calcular una tasa de enfriamiento de ~ 41 a $\sim 250^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ inmediatamente después de la cristalización, mucho antes del inicio del evento extensional *Basin and Range* (~ 26 Ma). Por lo tanto, se considera que este enfriamiento rápido se debe al reequilibrio térmico de los plutones con la roca encajonante. En este contexto, el punto de inflexión de la historia térmica correspondiente a la transición entre el enfriamiento rápido (“magmático”) y un enfriamiento más lento (“de exhumación”) corresponde a la temperatura de las rocas encajonantes antes de la intrusión y mediante la estimación de un gradiente geotérmico, se puede calcular la profundidad de emplazamiento.

En este estudio interpretamos, tal como Wong et al. (2010) y Ortega-Rivera (2003), que este evento de rápido de enfriamiento se debe al emplazamiento relativamente somero de los intrusivos por encima de la paleoisoterma de $\sim 450^{\circ}\text{C}$, es decir, a una profundidad inferior a ~ 15 km. Esto implica que los primeros pulsos magmáticos asociados al arco magmático Laramide se emplazaron en niveles medios de la corteza en esta región. Al contrario, Ramos-Velázquez et al. (2008) propusieron que este rápido enfriamiento se debe a una exhumación importante del batolito costero de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Eoceno. Sin embargo, en Sonora, no se tiene reporte de algún evento tectónico o erosional que podría

representar a este evento de rápido enfriamiento. Otra alternativa a estas interpretaciones es la relación del evento de enfriamiento rápido post-emplazamiento con la exhumación asociada a la orogenia Laramide. En su trabajo, Wong et al. (2010) mencionan que una interpretación complementaria del enfriamiento post-emplazamiento de los intrusivos laramídicos podría reflejar un cambio en la geometría de la subducción en el noroeste de México. En este caso, el enfriamiento rápido observado estaría asociado a la interacción directa entre la placa oceánica más fría con la placa continental y a un remplazamiento parcial o total de la astenosfera. Como resultado de esta interacción, el gradiente geotérmico de la corteza continental durante la orogenia Laramide se vería disminuido y provocaría un enfriamiento, así como el cese total del magmatismo vinculado a la subducción. Sin embargo, en la Sierra de Aconchi y en Sonora se tiene el registro de magmatismo calco-alcalino hasta por lo menos el Eoceno.

Las historias térmicas obtenidas para el granito El Babizo, la tonalita La Aurora y la granodiorita Puerta del Sol muestren un enfriamiento lento desde temperaturas de $\sim 450^{\circ}\text{C}$ a temperaturas de $\sim 110^{\circ}\text{C}$ entre ca. 70 y ca. 28 Ma (lo que corresponde a una tasa de enfriamiento de $\sim 8\text{-}14^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) (Figura 47). Con base a esto, se puede calcular una tasa de exhumación de 0.3 a 0.5 mm/a. Este periodo de enfriamiento lento podría estar relacionado a la erosión de la cubierta volcano-sedimentaria entre el Cretácico Tardío y el Oligoceno Temprano. Un evento de quietud tectónica para el noroeste de México es interpretado por Wong et al. (2010) entre ~ 50 y ~ 30 Ma, posiblemente relacionado con la inactividad de la deformación laramídica en este tiempo debido a un ángulo de subducción bajo de la placa Farallón. La similitud de las historias de enfriamiento sugiere un comportamiento similar de las rocas del basamento compuesto por intrusivos Laramídicos a través del estado de Sonora durante el Cretácico Tardío al Oligoceno.

6.3.2. Enfriamiento vinculado a la extensión durante el Oligoceno-Mioceno

Los resultados obtenidos por medio del método trazas de fisión en apatito arrojaron resultados interesantes acerca de la historia térmica de los intrusivos laramídicos entre ~ 120 y $\sim 20^\circ\text{C}$, es decir, durante su exhumación desde profundidades de ~ 4 km. El muestreo estratégico a lo largo de un transecto paralelo a la dirección de extensión máxima en conjunto con una compilación de edades termocronológicas previamente publicadas nos permite cuantificar la cinemática de la falla Puerta del Sol. En esta sección se utilizan a las muestras PS-08-32, PS-08-36, PS-08-37, PS-08-45 y RC-09-13 presentadas por Lugo-Zazueta (2012) en su tesis de doctorado para enriquecer la discusión.

La muestra VA-18-27, que es la más cercana a la falla de *detachment* (~ 3 km), representa la muestra que residía en paleotemperaturas más altas antes del inicio del enfriamiento rápido. Los resultados obtenidos para esta muestra indican una similitud de edades entre los métodos de datación U-Pb en apatito (22.18 ± 8.35 Ma), $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (22 ± 0.1 Ma) y trazas de fisión en apatito (23.3 ± 1.7 Ma) que muestra un evento de enfriamiento muy rápido ($\sim 350^\circ\text{C}/\text{Ma}$) a ~ 21 Ma (Figura 47). Considerando un gradiente geotérmico de $30^\circ\text{C}/\text{km}$, esto correspondería a una tasa de exhumación de 11.7 km/Ma, resultado que se encuentra totalmente fuera del rango de las tasas de exhumación posibles en la Tierra. Por lo tanto, consideramos que esta muestra fue afectada por un evento térmico que reseteó totalmente los termocronómetros U-Pb y trazas de fisión en apatitos a ~ 21 Ma. Esta interpretación es compatible con la edad de emplazamiento (~ 22 Ma) de los diques máficos en la zona de estudio (Wong y Gans, 2008). Por lo tanto, la muestra VA-18-27 no refleja la historia de exhumación del batolito antes de 21 Ma. Sin embargo, se puede decir que esta muestra se encontraba a $\sim 100^\circ\text{C}$ (~ 3 km de profundidad) a ~ 21 Ma. A partir de ese tiempo, su exhumación parece constante a una velocidad de 0.13 km/Ma (0.1 mm/a).

6.3.2.1. Determinación del periodo de actividad de la falla Puerta del Sol

La modelación inversa de los datos de trazas de fisión obtenidos en este estudio (Figura 47) muestra un enfriamiento moderadamente rápido ($\sim 7^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) en el paso de las rocas entre 2 y 4 km de profundidad en la porción oriental del bloque de piso de la falla Puerta del Sol. Lugo-Zazueta (2012) interpreta un evento de enfriamiento rápido ($\sim 15^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) para las rocas que componen la porción central del bloque de piso de la falla. Estos resultados en conjunto sugieren que la exhumación tectónica termina entre ~ 25 Ma (muestra VA-18-34) y ~ 15 Ma (muestra PS-08-32) al E y W del transecto, respectivamente (Figura 50). Con base a esto, se puede calcular una exhumación vertical de ~ 3 -5 km y una tasa de exhumación de ~ 0.3 -0.5 mm/a (tasas de enfriamiento de ~ 7 -15 $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). Relacionamos este evento de enfriamiento con el proceso de exhumación del bloque de piso de la falla de *detachment* de Puerta del Sol asociado a su actividad durante la extensión *Basin and Range*. En Sonora, el periodo asociado a la extensión *Basin and Range* y a la formación de los CNM está constreñido entre ~ 26 y ~ 16 Ma (e.g. Nourse et al., 1994; Gans, 1997; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Lugo-Zazueta, 2006 y 2012; Wong y Gans, 2008; Wong et al., 2010). Sin embargo, las historias térmicas obtenidas en este estudio no permiten definir el inicio de este evento porque las muestras se encontraban a temperaturas superiores a la PAZ antes del inicio de la extensión.

Es importante mencionar que la mayoría de las muestras cercanas a la traza de la falla (VA-18-27, PS-08-37, PS-08-32 y RC-09-13) muestran una historia de enfriamiento constante desde temperaturas de $\sim 120^{\circ}\text{C}$. Esto sugiere que las muestras cercanas a la falla no habían pasado la PAZ antes del cese de la actividad tectónica. Interpretamos este comportamiento como el resultado de la exhumación por erosión después del cese de la actividad tectónica en algún momento previo a ~ 15 Ma. Dicha edad representa un punto de inflexión en las historias térmicas en donde las muestras comienzan a mostrar un enfriamiento constante. Por lo tanto, se puede cuantificar una exhumación vertical de ~ 3 km y una tasa de erosión de ~ 0.2 mm/a (tasa de enfriamiento de $\sim 5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$). Estas tasas de erosión parecen

bastante altas considerando las precipitaciones actuales, lo que sugiere que ocurrieron cambios climáticos en los últimos 15 Ma.

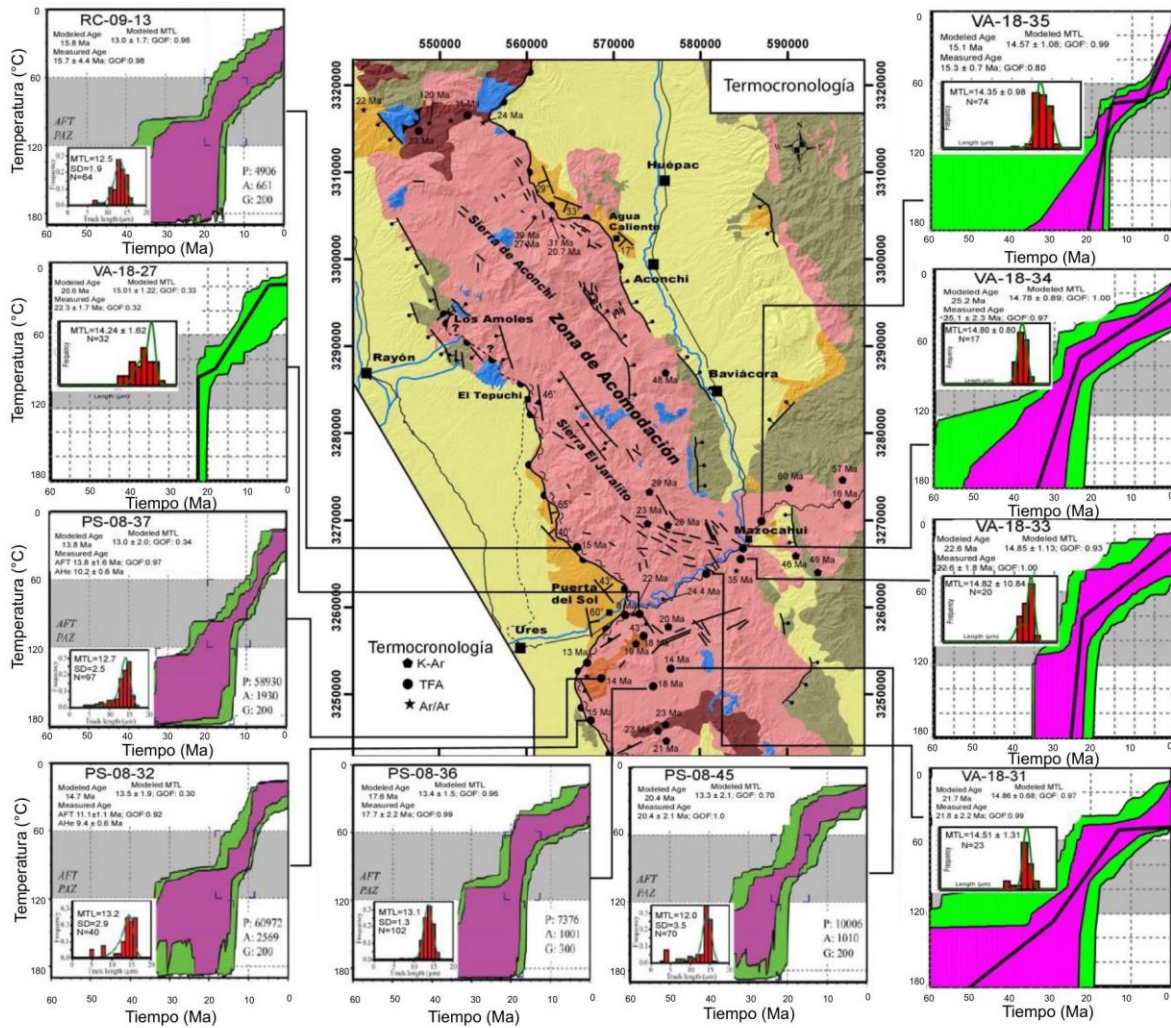


Figura 50. Esquema estructural en conjunto con la recopilación de edades termocronológicas e historias de enfriamiento obtenidas por medio de modelación inversa con datos de trazas de fisión en apatito. Las historias de enfriamiento fueron producidas con el *software* HeFTy desarrollado por Ketcham (2005). Los resultados de modelación inversa de las muestras RC-08-13, PS-08-37, PS-08-32, PS-08-36 y PS-08-45 fueron adquiridos del trabajo de Lugo-Zazueta (2012). En su trabajo, Lugo-Zazueta (2012) reporta tasas de enfriamiento de ~12-15°C/Ma para la porción central y occidental del bloque de piso de la falla de *detachment* Puerta del Sol-Mazatán.

Con base en lo anterior, sugerimos que la exhumación vertical por erosión fue de ~3 km después de ~15 Ma, mientras que la exhumación tectónica vertical fue de ~5 km entre ~25-15 Ma. Las rocas estaban entonces a una profundidad de ~8 km antes del inicio de la extensión. Estos datos son compatibles con nuestras observaciones petrográficas en las milonitas de Puerta del Sol que contienen cuarzo

dúctil y feldespato potásico cataclástico, sugiriendo que se desarrollaron en el límite frágil-dúctil (~10 km de profundidad). En la Sierra de Mazatán, Wong y Gans (2008) calcularon tasas de enfriamiento de ~60°C/Ma, lo que sugiere una exhumación vertical de ~20 km entre ~25-15 Ma. Si consideramos que la erosión post-15 Ma fue similar a la observada en Puerta del Sol (~3 km), las rocas ahora exhumadas tenían que haber estado a una profundidad de ~23 km antes del inicio de la extensión. Considerando un gradiente geotérmico de 30 °C/km, estas rocas se encontraban a ~700°C y 6 kbar, lo que corresponde a la curva del “*solidus*” de los granitos anhidros en estas condiciones de presión y temperatura. Por lo tanto, nuestras interpretaciones son compatibles con las rocas migmatíticas reportadas en la Sierra de Mazatán (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

6.4. Características cinemáticas de la falla Puerta del Sol

La magnitud y las tasas de deslizamiento promedio de las fallas de *detachment* a lo largo de su actividad pueden ser estimadas mediante el uso de marcadores geológicos desplazados (e.g. correlación de secuencias sedimentarias o desplazamiento de yacimientos minerales) o mediante un arreglo sistemático del muestreo utilizando métodos termocronológicos (e.g. Foster y John, 1999; Wells et al., 2000; Wong y Gans, 2003). En el caso de la falla Puerta del Sol existe una carencia de marcadores geológicos que permitan realizar una estimación de la magnitud de desplazamiento de la falla. De hecho, las únicas unidades presentes tanto en el bloque de piso como en el bloque de techo son las rocas que componen a la Formación Tarahumara (Figura 43). Sin embargo, debido a que representa una edad muy antigua con respecto a la extensión, es posible que haya sufrido eventos de deformación anteriores que eviten realizar una estimación confiable del deslizamiento.

Por lo tanto, se realizó un perfil termocronológico paralelo a la dirección de extensión máxima con el fin de estimar el deslizamiento promedio utilizando los datos termocronológicos por trazas de fisión en apatitos. El gráfico de las edades centrales contra la distancia respecto a la falla del segmento que contiene a las muestras VA-18-31 a VA-18-34 (este estudio) y a las muestras RC-09-13, PS-08-

32, PS-08-37, PS-08-36 y PS-08-45 (Lugo-Zazueta, 2012) indica una tasa de deslizamiento promedio de 1.2 mm/año para la falla Puerta del Sol (Figura 51). Si consideramos que esta fue la tasa de deslizamiento promedio durante el tiempo de mayor actividad de la falla de *detachment* (~21 a 16 Ma; e.g. Wong y Gans, 2008), la magnitud máxima del desplazamiento sería de ~6 km para esta porción de la falla.

6.5. Comparaciones de la cinemática de la falla Puerta del Sol a escala local y regional

6.5.1. La falla Puerta del Sol–Mazatán: una sola estructura

Las tasas de deslizamiento obtenidas por Wong y Gans (2008) por medio de termocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la falla de Mazatán indica una tasa de deslizamiento promedio de 3.6 ± 0.4 mm/año entre 21 y 16 Ma (es decir, 18 km de deslizamiento total). Este resultado es además sustentado por marcadores geológicos que indican un deslizamiento máximo de entre 15-20 km. Por otra parte, Lugo-Zazueta (2012) obtiene tasas de deslizamiento de ~2.1 a 0.4 mm/año (~11 a 2 km de deslizamiento total) utilizando termocronología por trazas de fisión en apatito para esta zona. En su trabajo, Lugo-Zazueta (2012) propone que la diferencia entre las tasas de deslizamiento es debido a una incompatibilidad de los métodos de regresión lineal o a una reducción de las tasas de deslizamiento a lo largo del tiempo, cuando las muestras fueron sometidas a temperaturas cada vez más bajas.

Los cálculos de las tasas de deslizamiento obtenidos por medio de datos termocronológicos demuestran que existe un gradiente de las tasas de deslizamiento a lo largo del rumbo de la falla Mazatán-Puerta del Sol desde tasas de 3.6 mm/año en el sur (Wong y Gans, 2008) hasta tasas de 1.2 mm/año en el norte (este estudio). Considerando que la falla Mazatán-Puerta del Sol estuvo activa a lo largo de todo su segmento durante el periodo de entre ~21-16 Ma, se observa una disminución del deslizamiento total hacia el norte (desde 18 km en Mazatán a 6 km en Puerta del Sol). Esta interpretación es soportada por los resultados obtenidos en el análisis estructural, donde se demostró que la falla de Puerta del Sol presenta una variación paulatina del grado de deformación del sur (dúctil) hacia el norte (frágil).

La falla El Amol arrojó tasas de deslizamiento de ~1-3 mm/año entre 26 y 18 Ma (Wong et al., 2010). Estos resultados son similares a los que obtuvimos en Puerta del Sol. Por lo tanto, ambas estructuras actuaron no solamente de manera contemporánea sino también con tasas de deslizamiento similares. Estos resultados implican que el desarrollo y la evolución de la falla de bajo ángulo de El Amol podrían representar una estructura de tipo CNM a pesar de carecer de deformación dúctil visible en los afloramientos actuales.

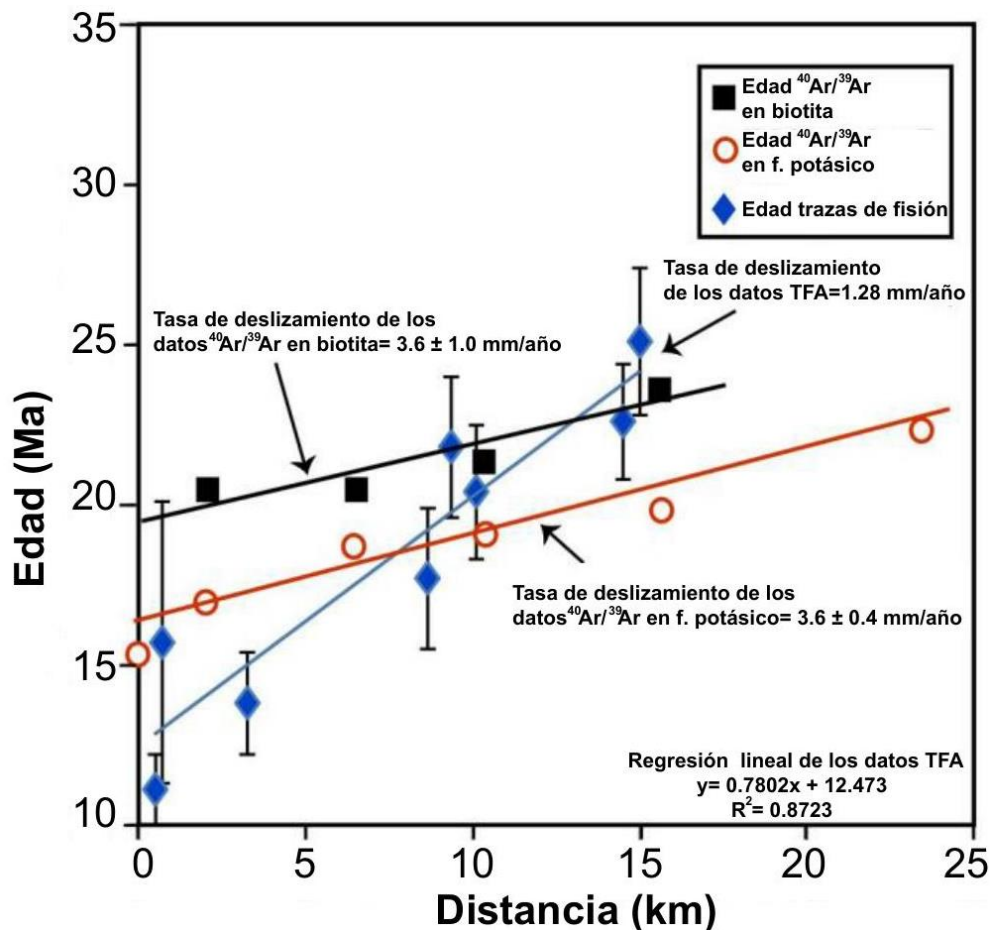


Figura 51. Gráfica de edad trazas de fisión en apatito del bloque de piso contra distancia en dirección del deslizamiento (ENE) de la falla Puerta del Sol (línea color azul) y su comparación con las estimaciones en la Sierra de Mazatán (líneas color naranja y negro). La estimación del deslizamiento de la falla se puede realizar mediante una regresión lineal de los datos y el inverso de la pendiente de la recta (Wells et al., 2000). Las tasas de deslizamiento utilizando el método trazas de fisión en apatito arrojan una estimación de 1.28 mm/año. De manera comparativa se plotean las edades obtenidas por Wong y Gans (2008) para el bloque de piso de la falla Mazatán utilizando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y feldespato potásico donde obtienen tasas de deslizamiento estimadas de 3.6 mm/año. Este gráfico se realizó utilizando un segmento paralelo a la dirección de deslizamiento de la falla de Puerta del Sol y se utilizaron las muestras VA-18-34 a VA-18-31 (este estudio) y a las muestras RC-09-13, PS-08-32, PS-08-37, PS-08-36 y PS-08-45 de Lugo-Zazueta (2012).

6.5.2. Características de la extensión *Basin and Range* en Sonora

En un marco regional, los estudios geo-termocronológicos y estructurales indican que el inicio del enfriamiento rápido asociado al desarrollo de los CNM en el estado de Sonora es sincrónico y comienza a ~26-25 Ma (e.g. Nourse et al., 1994; Wong y Gans, 2003 y 2008; Lugo-Zazueta, 2006 y 2012; Wong et al., 2010). El deslizamiento promedio de cada complejo fue de ~6 a 30 km con tasas de deslizamiento estimadas de ~1 a 9 mm/año (Wong et al., 2010). La duración del evento de mayor extensión registrado en Sonora está constreñido entre ~26-16 Ma (Coney, 1980; Nourse et al., 1994; Calmus et al., 1995; Gans, 1997; Vega-Granillo y Calmus 2003; Lugo-Zazueta, 2006 y 2012; Wong y Gans, 2008; Wong et al., 2010; González-Becuar et al., 2017). Sin embargo, este evento tiene algunas variaciones latitudinales en cuanto a la duración del deslizamiento activo de las fallas de *detachment*. Por ejemplo, el complejo de núcleo metamórfico de Magdalena, ubicado a ~180 km al norte de la Sierra Mazatán, registra una extensión a partir de ~25 Ma (Wong et al., 2010). Sin embargo, el cese de la extensión está datado por una andesita alcalina basal de la unidad volcánica El Torreón que arrojó una edad de 19.6 ± 0.9 Ma (Miranda y Quiroz, 1988). Esta andesita sobreyace a una secuencia sedimentaria compuesta por fragmentos de milonitas y granitos de la placa inferior del complejo nombrada como Formación Magdalena (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988; Miranda-Gasca y De Jong, 1992). Similarmente, Wong et al. (2010) dataron unidades volcánicas intercaladas en los sedimentos del bloque de techo donde las rocas volcánicas ligeramente basculadas arrojaron edades de 20.6 Ma con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Además, las historias de enfriamiento obtenidas para la Sierra La Madera, ubicada aproximadamente a ~70 km al este del área de estudio, indican una extensión entre ~26 y ~16 Ma (Lugo-Zazueta, 2012; Calmus et al., 2015) y tasas de deslizamiento de 1.8 a 0.6 mm/año (Lugo-Zazueta, 2012). A pesar de que en la Sierra La Madera no se ha reportado la presencia de una falla de *detachment* con deformación dúctil, se considera que esta zona comparte una historia de exhumación similar a la de los CNM de Sonora.

Regionalmente, los CNM del estado de Sonora muestran un sincronismo en el inicio de la extensión a ~26 Ma y una aparente propagación de la extensión hacia el sur (Figura 52). Sin embargo, se considera en general que la provincia *Basin and Range* sur muestra una tendencia de propagación de la extensión desde el sur hacia el norte (Wernicke, 1992). Por ejemplo, Aranda-Gómez et al. (1997) reportan que el probable inicio de la extensión fue a ~32-30 Ma en los estados de Sinaloa y Durango. En comparación, la extensión de mayor magnitud asociada a los CNM en Sonora presenta un patrón distinto de propagación de la extensión al menos en una escala regional.

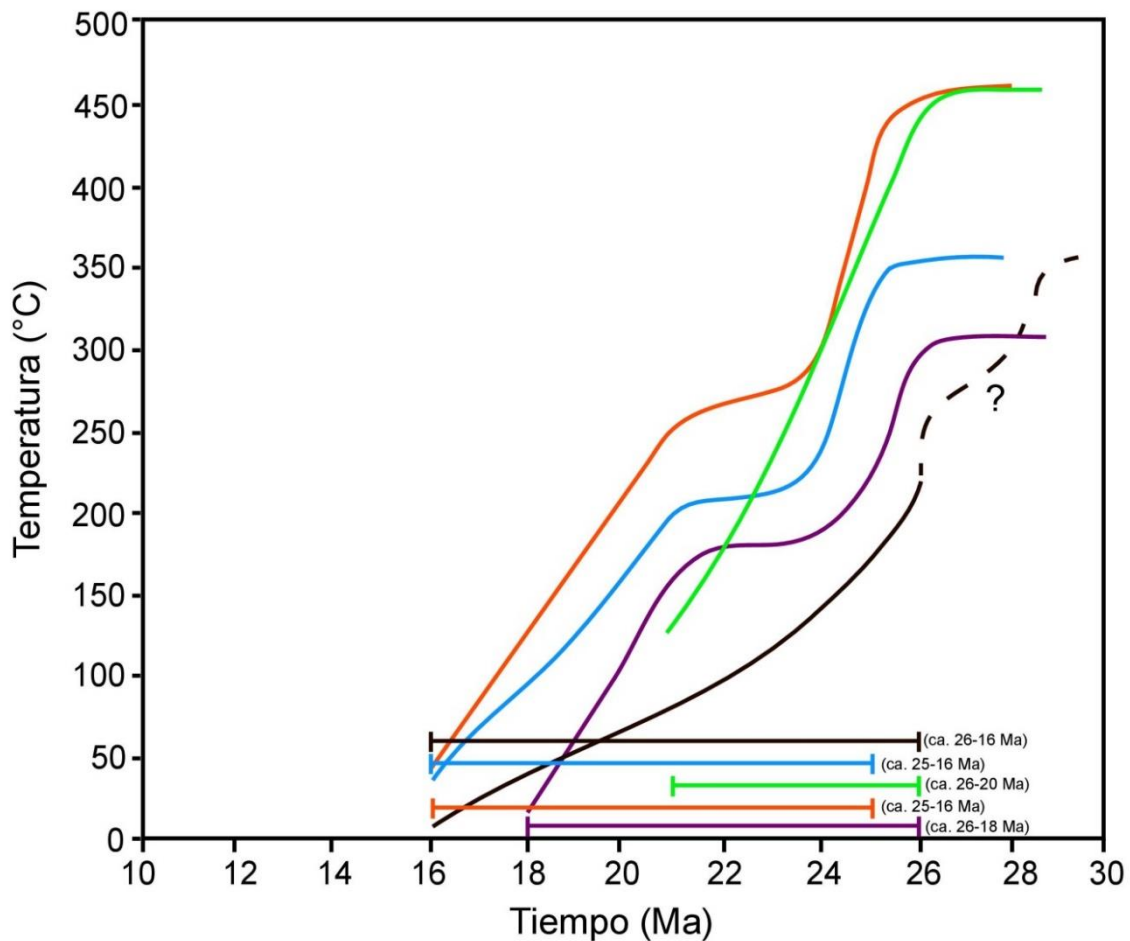


Figura 52. Historias de enfriamiento de los CNM en el estado de Sonora. Las líneas de color rojo, verde, azul y morado representan las historias de enfriamiento en los CNM de Mazatán, Magdalena, Puerta del Sol, Aconchi respectivamente. La historia de enfriamiento y duración del evento de extensión en la Sierra La Madera es incluida en esta comparación y está representada por la línea de color negro.

7. Conclusiones

El estudio estructural acoplado al análisis termocronológico por medio de trazas de fisión en apatito y el método U-Pb en apatito que se llevó a cabo en las Sierras de Aconchi y Puerta del Sol permite proponer las siguientes conclusiones:

1. Los primeros pulsos del magmatismo iaramídico ubicados en la porción oriental del transecto estudiado del segmento Puerta del Sol se emplazaron a una profundidad de ~15 km, en niveles medios de la corteza durante el Cretácico Tardío y corresponden a los granitos El Babizo y La Aurora.
2. La falla de Mazatán que controla la exhumación del CNM de Mazatán continúa hacia el norte a lo largo del flanco oeste del batolito de Aconchi, pasando por el poblado de Puerta del Sol, el rancho El Tepuchi y termina en la zona de la mina Los Amoles. En las cercanías del poblado de Puerta del Sol, la falla se caracteriza por la presencia de milonitas dentro de la zona de cizalla con indicadores cinemáticos que muestran un desplazamiento del bloque de techo hacia el suroeste. Hacia el norte, la deformación dúctil se vuelve menos penetrativa y deja lugar a una deformación frágil-dúctil caracterizada por un sistema de fallas normales de bajo ángulo con orientaciones NNW-SSE en el rancho El Tepuchi. Todavía más al norte en la mina Los Amoles, la deformación de bajo ángulo se observa exclusivamente frágil hasta dar lugar a fallas de alto ángulo al norte de Los Amoles.
3. La porción noreste del batolito de Aconchi esta bordeada por la falla normal de bajo ángulo El Amol y se caracteriza por el desarrollo de una deformación frágil-dúctil, que presenta una variación a un grado de deformación menor hacia el sur con el desarrollo de una falla normal de alto ángulo en un régimen frágil. Los indicadores cinemáticos indican un sentido de desplazamiento del bloque de techo en dirección E-NE.
4. Los flancos suroeste y noreste de la Sierra de Aconchi coinciden con dos fallas normales de bajo ángulo que se traslapan al nivel de las Sierras de Aconchi y El Jaralito. Una zona de acomodamiento controla el cambio de vergencia de estas dos estructuras mayores. La zona de acomodación se asemeja geométricamente a un “*horst*” y se ubica en la zona de traslape de

las terminaciones de la falla El Amol y Puerta del Sol en la zona más elevada de la Sierra de Aconchi.

5. Las edades de enfriamiento aparente obtenidas por medio de trazas de fisión en apatito a lo largo de un transecto perpendicular a la falla Puerta del Sol se ubican entre 26 y 16 Ma con una distribución unimodal de trazas relativamente largas (14.2 a 14.8 μm). La modelización inversa de los datos termocronológicos sugiere un evento de enfriamiento rápido-moderado entre ~25 y ~15 Ma con tasas de enfriamiento de ~4-7°C/Ma. Estos resultados se asocian a la actividad de la falla (exhumación tectónica) y a la erosión post-tectónica extensional.
6. La actividad de la falla Mazatán-Puerta del Sol esta constreñida entre ~25 y ~15 Ma con los estudios termocronológicos realizados en esta zona. Las tasas de enfriamiento arrojan resultados de ~60°C/Ma para el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la Sierra de Mazatán y entre ~7-15° para el método trazas de fisión en apatito en Puerta del Sol. Considerando un gradiente geotérmico de 30°C/km, calculamos una exhumación vertical de ~20 km para el segmento de la Sierra de Mazatán y de ~3-5 km para Puerta del Sol. Estos resultados demuestran que existe una variación latitudinal (norte a sur) en las tasas de exhumación a lo largo del rumbo de la falla de *detachment*. Dicha interpretación es soportada por los cálculos de las tasas de deslizamiento obtenidos por medio de datos termocronológicos donde se demostró que existe un gradiente de las tasas a lo largo del rumbo de la falla Mazatán-Puerta del Sol desde tasas de 3.6 mm/año en el sur hasta tasas de 1.2 mm/año en el norte.
7. La falla Puerta del Sol arrojó tasas de deslizamiento de ~1.2 mm/año entre ~25 y ~15 Ma. Estos resultados son similares a los reportados para la falla El Amol. Por lo tanto, podemos concluir que ambas estructuras actuaron de manera contemporánea con tasas de deslizamiento similares. Estos resultados implican que el desarrollo y la evolución de la falla de bajo ángulo de El Amol podrían representar una estructura de tipo CNM a pesar de carecer de deformación dúctil visible en los afloramientos actuales.

8. Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., y Fisher, D. M. (2012). *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press, 289 p.
- Anderson, T.H., Silver, L.T. (1974). Late Cretaceous plutonism in Sonora. *Mexico and its relationship to circum-Pacific magmatism. Geological Society of America Abstracts with programs*, 6, 484.
- Anderson, T. H., Silver, L. T. (1981). An overview of Precambrian rocks in Sonora. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 5(2), 131-139.
- Anderson, T.H., Silver, L.T. (2005). The Mojave-Sonora megashear- Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (eds.). *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393, 1-50.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., Salas, G.A. (1980). Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, in Crittenden, M.D., Jr., et al., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes*. Geological Society of America Memoir 153, 269-283.
- Angelier, J., Bergerat, F. (1983). Systeme de contrainte et extensión intracontinentale. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 7(1), 137-147.
- Armstrong, R. L. (1972). Low-angle (denudation) faults, hinterland of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada and western Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 83(6), 1729-1754.
- Aranda-Gomez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. F., McDowell, F. W. (1997). Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico-a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension-related magmatism in the southern basin and range and gulf of California tectonic provinces.
- Armstrong, R. L. (1972). Low-angle (denudation) faults, hinterland of the Sevier orogenic belt, eastern Nevada and western Utah. *Geological Society of America Bulletin*, 83(6), 1729-1754.
- Armstrong, R. L. (1974). Magmatism, orogenic timing, and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada. *Nature*, 247(5440), 348.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T. (2003). Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198(1-2), 107-137.
- Best, M. G., Christiansen, E. H., de Silva, S., Lipman, P. W. (2016). Slab-rollback ignimbrite flareups in the southern Great Basin and other Cenozoic American arcs: A distinct style of arc volcanism. *Geosphere*, 12(4), 1097-1135.
- Bosworth, W. (1985). Geometry of propagating continental rifts. *Nature*, 316(6029), 625.
- Braile, L. W., Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B., Keller, G. R. (1989). Seismic properties of the crust and uppermost mantle of the conterminous United States and adjacent Canada. *Geological Society of America Memoirs*, 172, 655-680.
- Braun, J. (2003). Pecube: A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Computers & Geosciences*, 29(6), 787-794.
- Braun, J., Van Der Beek, P., Batt, G. (2006). *Quantitative thermochronology: numerical methods for the interpretation of thermochronological data*. Cambridge University Press.

- Brun, J. P., Sokoutis, D., Tirel, C., Gueydan, F., Van den Driessche, J., Beslier, M. O. (2018). Crustal versus mantle core complexes. *Tectonophysics*, 746, 22-45.
- Bryan, S. E., Riley, T. R., Jerram, D. A., Stephens, C. J., Leat, P. T. (2002). Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins. *Special Papers-Geological Society of America*, 97-118.
- Buck, W. R. (1988). Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7(5), 959-973.
- 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* (Doctoral dissertation, MS thesis, 67 pp).
- Calmus, T., Bernet, M., Lugo-Zazueta, R., Hardwick, E., Mendivil-Quijada, H. (2015). Apatite fission-track thermochronology of Laramide plutonic rocks in northwestern Mexico: Distinguishing Basin and Range extension versus Gulf of California rifting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 529-541.
- Calmus, T., Granillo, R. V., Zazueta, R. L. (2011). Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico. *Boletín del Instituto de Geología de la UNAM*, 118, 227-266.
- Calmus, T., Pérez-Segura, E., y Roldán-Quintana, J. (1996). The Pb-Zn ore deposits of San Felipe (Sonora, Mexico)—An example of “detached” mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional (México)*, v. 35, p. 115– 124.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *Am Mineral* 84:1213-1223
- Castro-Rodríguez, A. A., Morfín-Velarde, S. (1988). Contribución a la geología del área Cerro de Oro: Hermosillo, México, Universidad de Sonora. *Boletín del Departamento de Geología*, 5, 25-39.
- Chávez-Aguirre, J.M. (1978). *Géologie et metallogenie de la Sierra D'Aconchi (Sonora, Mexique)*. París, Univ. Pierre et Marie Curie (Doctoral dissertation), 202 p.
- Cochemé, J. J., Demant, A. (1991). Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre occidental, Mexico. *Studies of Sonoran geology: Geological Society of America Special Paper*, 254, 81-94.
- Coney, P. J. (1980). Cordilleran metamorphic core complexes: An overview. *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir*, 153, 7-31.
- Coney, P. J., Harms, T. A. (1984). Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12(9), 550-554
- Coney, P. J., Reynolds, S. J. (1977). Cordilleran benioff zones. *Nature*, 270(5636), 403.
- Chávez-Aguirre, J. M. (1978). *Géologie et metallogenie de la Sierra D'Aconchi (Sonora, Mexique): París, Univ. Pierre et Marie Curie* (Doctoral dissertation, disertación doctoral (doctor-ingeniero), 202 p.(inédita)).
- Cherniak, D. J., Lanford, W. A., Ryerson, F. J. (1991). Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford backscattering techniques. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(6), 1663-1673.
- Chew, D. M., Spikings, R. A. (2015). Geochronology and thermochronology using apatite: time and temperature, lower crust to surface. *Elements*, 11(3), 189-194.
- Crittenden, M. D., Coney, P. J., Davis, G. H., Davis, G. H. (Eds.). (1980). *Cordilleran metamorphic core complexes* (Vol. 153). Geological Society of America.

- Crowley, K. D., Cameron, M., Schaefer, R. L. (1991). Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(5), 1449-1465.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., & Cochemé, J. J. (1983). El batólito laramide (90–40 Ma) de Sonora. *XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México: Guadalajara, Jal., Memorias Técnicas*, 63-95.
- Davis, G. H., Coney, P. J. (1979). Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, 7(3), 120-124.
- Dickinson, W. R., Snyder, W. S., Matthews, V. (1978). *Plate tectonics of the Laramide orogeny* (Vol. 3, pp. 355-366). Matthews.
- Dodson, M. H. (1973). Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259-274.
- Donelick, R. A. (1991). Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations. *American Mineralogist*, 76(1-2), 83-91.
- Donelick, R. A., O'Sullivan, P. B., Ketcham, R. A. (2005). Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 49-94.
- Dumble, E.T. (1900). Notes on the geology of Sonora, Mexico. Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME), v.29, 122-152.
- Dunn, D. P. (1980). *Petrology of the San Antonio scheelite skarn Baviacora, Sonora, Mexico* (Doctoral dissertation, Arizona State University).
- Eaton, G. P. (1982). The Basin and Range province: Origin and tectonic significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1), 409-440.
- Ebinger, C. J. (1989). Geometric and kinematic development of border faults and accommodation zones, Kivu-Rusizi Rift, Africa. *Tectonics*, 8(1), 117-133.
- Ehlers, T. A. (2005). Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 315-350.
- Engebretson, D. C. (1985). *Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin* (Vol. 206). Geological Society of America.
- English, J. M., Johnston, S. T. (2004). The Laramide orogeny: What were the driving forces?. *International Geology Review*, 46(9), 833-838.
- Faulds, J. E., Geissman, J. W., Mawer, C. K. (1990). Structural development of a major extensional accommodation zone in the Basin and Range Province, northwestern Arizona and southern Nevada; Implications for kinematic models of continental extension. *Basin and range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada: Geological Society of America Memoir*, 176, 37-76.
- Faulds, J. E., Varga, R. J. (1998). The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes. *Geological Society of America Special Papers*, 323, 1-45.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.
- Figueroa-Valenzuela, M.C., Grijalva-Haro, A.S. (1989). Geología de la hoja de Opodepe, H12D12, municipio de Opodepe, Sonora, México. Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, 83 p.

- Fitzgerald, P. G., Fryxell, J. E., Wernicke, B. P. (1991). Miocene crustal extension and uplift in southeastern Nevada: Constraints from fission track analysis. *Geology*, 19(10), 1013-1016.
- Fitzgerald, P. G., Gleadow, A. J. (1988). Fission-track geochronology, tectonics and structure of the Transantarctic Mountains in northern Victoria Land, Antarctica. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 73(2), 169-198.
- Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F., Stump, E. (1995). Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20175-20191.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. (1963a). Charged particle tracks in glass. *J Appl Phys* 34:2903-2904.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. (1963b). Tracks of charged particles in high polymers. *Science* 140:1221-1222.
- Fleischer, R. L., Price, P. B. (1964). Techniques for geological dating of minerals by chemical etching of fission fragment tracks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(10-11), 1705-1714.
- Fleischer, R. L., Price, P. B., Walker, R. M. (1965a). Ion explosion spike mechanism for formation of charged-particle tracks in solids. *Journal of applied Physics*, 36(11), 3645-3652.
- Fleischer, R. L., Price, P. B., Walker, R. M., Walker, R. M. (1975). *Nuclear tracks in solids: principles and applications*. Univ of California Press.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9780511777806.
- Foster, D. A., Gleadow, A. J., Reynolds, S. J., Fitzgerald, P. G. (1993). Denudation of metamorphic core complexes and the reconstruction of the transition zone, west central Arizona: Constraints from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B2), 2167-2185.
- Foster, D. A., John, B. E. (1999). Quantifying tectonic exhumation in an extensional orogen with thermochronology: examples from the southern Basin and Range Province. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1), 343-364.
- Galbraith, R. F., Laslett, G. M. (1993). Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear tracks and radiation measurements*, 21(4), 459-470.
- Galbraith, R. F., Laslett, G. M. (1988). Some calculations relevant to thermal annealing of fission tracks in apatite. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences*, 419(1857), 305-321.
- Gallagher, K. (2012). Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C. (1998). Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 519-572.
- Gans, P. B. (1997). Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16(3), 388-408.
- Gibbs, A.D. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society*, 141 (4), 609-620.

- Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R., Green, P. F., Lovering, J. F. (1986). Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(4), 405-415.
- Gómez-Caballero, A., Nieto-Obregón, J., Shafiqullah, M., Arriaga-M, H., Carillo, P.A., Cercero-Luna, M. (1981). Miocene borax deposit in the Tubutama área, northwestern Sonora, Mexico. Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 13, p. 58 (resumen).
- González-Becuar, E. (2011). Geología, geoquímica y geocronología del área de Puerta del Sol, Sonora central, México. Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora, 75 p.
- González-Becuar, E. (2013). *Aportación a la tectónica laramídica de Sonora central, México: geología, geoquímica y geocronología de la Sierra El Pajarito*. Tesis de maestría, Universidad de Sonora, 126 p.
- González-León, C.M. (1994). Early Cretaceous tectono-sedimentary evolution of the southwestern margin of the Bisbee Basin. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2), 2.
- González-León, C., Jacques-Ayala, C. (1988). Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro. *Sonora Central: Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, 5(1), 2.
- González-Becuar, E., Pérez-Segura, E., Vega-Granillo, R., Solari, L., González-León, C. M., Solé, J., Martínez, M. L. (2017). Laramide to Miocene syn-extensional plutonism in the Puerta del Sol area, central Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34(1), 45-61.
- González-León, C. M., Solari, L., Solé, J., Ducea, M. N., Lawton, T. F., Bernal, J. P., Santacruz, R. L. (2011). Stratigraphy, geochronology, and geochemistry of the Laramide magmatic arc in north-central Sonora, Mexico. *Geosphere*, 7(6), 1392-1418.
- Green, P. F. (1981). A new look at statistics in fission-track dating. *Nuclear tracks*, 5(1-2), 77-86.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., Laslett, G. M. (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 59, 237-253.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. W., Lovering, J. F. (1989). Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 79(2), 155-182.
- Grijalva-Noriega, F.J., Roldán-Quintana, J. (1998). An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.15, num. 2, 145-156.
- Gross, E. L., Stewart, J. H., Gehrels, G. E. (2000). Detrital zircon geochronology of Neoproterozoic to Middle Cambrian miogeoclinal and platformal strata: Northwest Sonora, Mexico. *Geofísica Internacional*, 39(4), 295-308.
- Grove, M., Harrison, T. M. (1996). $^{40}\text{Ar}^*$ diffusion in Fe-rich biotite. *American Mineralogist*, 81(7-8), 940-951.
- Hames, W. E., Bowring, S. A. (1994). An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1-4), 161-169.
- Hamilton, W., Myers, W. B. (1966). Cenozoic tectonics of the western United States. *Reviews of Geophysics*, 4(4), 509-549.
- Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. S. F., Lovera, O. M. (1995). Activation of the Nyainqentanghla shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 14(3), 658-676.

- Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A., Hurford, A. J. (2004). Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chemical Geology*, 207(3-4), 135-145.
- Hellstrom, J., Paton, C., Woodhead, J., Hergt, J. (2008). Lolite: software for spatially resolved LA-(quad and MC) ICPMS analysis. *Mineralogical Association of Canada short course series*, 40, 343-348.
- Holden, N. E., Hoffman, D. C. (2000). Spontaneous fission half-lives for ground-state nuclide (Technical report). *Pure and applied chemistry*, 72(8), 1525-1562.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L. M., Kunk, M. J., Atkinson Jr, W. W., Premo, W. R., McIntosh, W. C. (2005). Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis. *Special Papers of the Geological Society of America*, 393, 631-669.
- Iriondo, A., Premo, W. R. (2011). Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurencia—La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia. *Boletín del Instituto de Geología. UNAM*, (118), 25-55.
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. T., Essling, A. M. (1971). Precision measurement of half-lives and specific activities of U 235 and U 238. *Physical review C*, 4(5), 1889.
- Jahns, R. H., Burnham, C. W. (1969). Experimental studies of pegmatite genesis; I, A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*, 64(8), 843-864.
- Jarrard, R. D. (1986). Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, 24(2), 217-284.
- Ketcham, R. A. (1996). Distribution of heat-producing elements in the upper and middle crust of southern and west central Arizona: Evidence from the core complexes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B6), 13611-13632.
- Ketcham, R. A. (2005). Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 275-314.
- Ketcham, R. A., Carter, A., Donelick, R. A., Barbarand, J., Hurford, A. J. (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92(5-6), 799-810.
- Ketcham, R. A., Donelick, R. A., Carlson, W. D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American mineralogist*, 84(9), 1235-1255.
- King, R.E. (1939). Geological reconnaissance in the northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 50, 1625-1722.
- Kowallis, B. J., Ferguson, J., Jorgensen, G. J. (1990). Uplift along the Salt Lake segment of the Wasatch fault from apatite and zircon fission track dating in the Little Cottonwood Stock. *International Journal of Radiation Applications & Instrumentation. Part D, Nuclear Tracks & Radiation Measurements*, 17(3), 325-329.
- Krantz, R. W., Jenney, J. P., Reynolds, S. J. (1989). Laramide structures of Arizona. *Geologic Evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, 17, 463-483.
- Laslett, G. M., Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W. (1987). Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 65(1), 1-13.
- Laslett, G. M., Kendall, W. S., Gleadow, A. J. W., Duddy, I. R. (1982). Bias in measurement of fission-track length distributions. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982)*, 6(2-3), 79-85.

Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Karlstrom, K. E. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian research*, 160(1-2), 179-210.

Lister, G. S., Etheridge, M. A., Symonds, P. A. (1986). Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14(3), 246-250.

Lugo-Zazueta, R. E. (2006). *Extensión Basin and Range en la Sierra de Aconchi, Sonora, México—Análisis termocronológico basado en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra*, (tesis de maestría, 77 p.(inédita)).

Lugo-Zazueta, R.E. (2012). *Thermochronology of the Basin and Range and Gulf of California extensional provinces, Sonora, Mexico: The University of Melbourne, Victoria, Australia, School of Earth Sciences* (Doctoral dissertation, Ph. D. thesis).

McDowell, F. W., Clabaugh, S. E. (1979). Igimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 180, 113-124.

McDowell, F. W., McIntosh, W. C., Farley, K. A. (2005). A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology*, 214(3-4), 249-263.

McDowell, F. W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R. (1997). Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 109(10), 1349-1360.

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*, 113(4), 521-531.

Mead, R. D., Kesler, S. E., Foland, K. A., Jones, L. M. (1988). Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of Mexico. *Economic Geology*, 83(8), 1943-1965.

Michaud, F., Calmus, T., Royer, J., Sosson, M., Bandy, B., Mortera-Gutiérrez, C., Bourgois, J. (2007). Right-lateral-active faulting between southern Baja California and the Pacific plate: The Tosco-Abrejos fault. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 422, 287.

Michaud, F., Sosson, M., Royer, J. Y., Chabert, A., Bourgois, J., Calmus, T., Pontoise, B. (2004). Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abrejos fault revisited. *Geophysical Research Letters*, 31(8).

Miranda-Gasca, M. A., De Jong, K. A. (1992). The Magdalena mid-Tertiary extensional basin. In *Geology and Mineral Resources of Northern Sierra Madre Occidental, Mexico: El Paso Geological Society, Field Conference, Guidebook* (pp. 377-384).

Miranda-Gasca, M. A., Gomez-Caballero, J. A., Eastoe, C. J. (1998). Borate deposits of northern Sonora, Mexico; stratigraphy, tectonics, stable isotopes, and fluid inclusions. *Economic Geology*, 93(4), 510-523.

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, Convención Geológica Nacional*, 9, México, D.F. 35 p.

Monreal-Saavedra, R. (1994). Lower Cretaceous Succession of Cerro de Oro area, Sonora, Mexico: a microfacies approach. *Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, San Bernardino California*, 21-15.

- Naeser, C. W., Bryant, B., Crittenden, M. D. J., Sorensen, M. L. (1983). Fission-track ages of apatite in the Wasatch Mountains, Utah: An uplift study. *Tectonic and stratigraphic studies in the eastern Great Basin: Geological Society of America Memoir*, 157, 29-36.
- Nourse, J. A., Anderson, T. H., Silver, L. T. (1994). Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, 13(5), 1161-1182.
- Omar, G. I., Steckler, M. S. (1995). Fission track evidence on the initial rifting of the Red Sea: two pulses, no propagation. *Science*, 270(5240), 1341-1344.
- Ortega-Rivera, A., Johnson, S. E., Paterson, S. R., Fletcher, J. M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., Martín-Barajas, A. (2003). Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western Mexico. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 297-336.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. (1998). *Microtectonics*, 289 pp., Springer, New York.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J. (2011). Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508-2518
- Peabody, C. E. (1979). *Geology and petrology of a tungsten skarn: El Jaralito, Baviácora, Sonora, México*. Department of Geology, Stanford University.
- Radelli, L. (1986). An essay on the southern Basin and Range: Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, v.3 (1), 51-146.
- Radelli, L., Soto-V, I., Urrutia-B, J., Macias-V, G. (1991). Discovery of Columbite tantalite in Sonora, Mexico. Universidad de Sonora, Departamento de Geología Boletín, v.8, 7-11.
- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriondo, A., Valencia-Moreno, M., Bellon, H. (2008). Geocronología U-Pb y 40Ar/39 del batolito costero de Sonora: nuevas aportaciones al magmatismo laramídico de arco continental. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(2), 314-333.
- Ransome, F. L. (1904). *The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona* (No. 21). US Government Printing Office.
- Reiners, P. W., Brandon, M. T. (2006). Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 419-466.
- Reynolds, S. J., Lister, G. S. (1990). Folding of mylonitic zones in Cordilleran metamorphic core complexes: Evidence from near the mylonitic front. *Geology*, 18(3), 216-219.
- Richard, D. (1991). *De la subduction à l'extension intra-continentale: plutonisme et gisements de tungstène de l'état de Sonora (Mexique)* (Doctoral dissertation, Paris 11).
- Robbins, G.A. (1972). Radiogenic argon diffusion in muscovite under hydrothermal conditions, M.sc. Thesis, Dep. Geol. Sci., State Univ. New York at Albany, NY, 42 p.
- Rodríguez-Castañeda, J. L. (1994). Geología del área El Teguachi, estado de Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(1), 11-28.
- Rodríguez Castañeda, J. L., Anderson, T. H. (2011). El arco magmático jurásico en Sonora, México—distribución, edades y ambiente tectónico. *Boletín del Instituto de Geología. UNAM*, (118).
- Roldán-Quintana, J. (1976). *The Geology and Mineralization of the San Felipe Area, East-central Sonora, Mexico* (Doctoral dissertation, University of Iowa).

- Roldán-Quintana, J. (1979). Geología y yacimientos minerales del distrito de San Felipe, Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México. *Revista del Instituto de Geología*, 3(2), 97-115.
- Roldán-Quintana, J. (1989). Geología de la Hoja Baviácora, Sonora. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista*, 8, 1-14.
- Roldán-Quintana, J. (1991). Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, México. *Studies of Sonoran Geology: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper*, 254, 69-80.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R. (2004). El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 320-334.
- Rosendahl, B. R. (1987). Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15(1), 445-503.
- Schlische, R. W., Withjack, M. O. (2009). Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth. *Journal of Structural Geology*, 31(9), 910-925.
- Schoene, B., Bowring, S. A. (2006). U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the 40 Ar/39 Ar standard MMhb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(5), 615.
- Sonder, L. J., Jones, C. H. (1999). Western United States extension: How the west was widened. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 417-462.
- Spencer, J. E. (1984). Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12(2), 95-98.
- Spencer, J. E., Normark, W. R. (1979). Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, 7(11), 554-557.
- Stewart, J. H. (1971). Basin and Range structure: A system of horsts and grabens produced by deep-seated extension. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), 1019-1044.
- Stewart, J. H. (1972). Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: Evidence of a late Precambrian (< 850 my) continental separation.
- Stewart, J. H., Amaya-Martínez, R., Palmer, A. R. (2002). Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico: Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin. *SPECIAL PAPERS- GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 5-48.
- Stewart, J. H., Gehrels, G. E., Barth, A. P., Link, P. K., Christie-Blick, N., Wrucke, C. T. (2001). Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Cambrian arenites in the western United States and northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113(10), 1343-1356.
- Stewart, J. H., McMenamin, M. A., Morales-Ramírez, J. M. (1984). Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region. *Sonora, Mexico—Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: US Geological Survey Professional Paper*, 1309, 36.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Harris, A.G., Repetski, J.E., Wardlaw, B.R., Mamet, B.L., Morales-Ramírez, J.M. (1999). Neoproterozoic (?) to Pennsylvanian inner-shelf, miogeoclinal strata in Sierra Agua Verde, Sonora, Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 16(1), 35-62.

- Stock, J., Molnar, P. (1988). Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates. *Tectonics*, 7(6), 1339-1384.
- Stockli, D. F. (2005). Application of low-temperature thermochronometry to extensional tectonic settings. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 411-448.
- Tagami, T., O'Sullivan, P. B. (2005). Fundamentals of fission-track thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 19-47.
- Tera, F., Wasserburg, G. J. (1972). U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281-304.
- Thompson, G. A., Zoback, M. L. (1979). Regional geophysics of the Colorado Plateau. *Tectonophysics*, 61(1-3), 149-181.
- Thomson, S. N., Gehrels, G. E., Ruiz, J., Buchwaldt, R. (2012). Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation–multicollector–ICPMS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2).
- Tosdal, R. M., Haxel, G. B., Wright, J. E., Jenney, J. P., Reynolds, S. J. (1989). Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora: Construction of a continental-margin magmatic arc. *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, 17, 397-434.
- Tweto, O. (1975). Laramide orogeny in the southern Rocky Mountains. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 144, 1-44.
- Valencia-Moreno, M., Iriondo, A., González-Leon, C. (2006). Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous–early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new ⁴⁰Ar/³⁹Ar hornblende geochronology of granitic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1-2), 22-38.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, 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*, 113(11), 1409-1422.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T. (2003). Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico)—Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, núm. 4, p. 193–204.
- Vega-Granillo, R., Vázquez-Armenta, V. H., Orozco-Garza, A., Vidal-Solano, J. R. (2015). Structural analysis of the La Colorada Mine, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(2), 239-253.
- Vermeesch, P. (2017). Statistics for LA-ICP-MS based fission track dating. *Chemical Geology*, 456, 19-27.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493.
- Vermeesch, P., Tian, Y. (2014). Thermal history modelling: HeFTy vs. QTQt. *Earth-Science Reviews*, 139, 279-290.
- Vernon, R. H., Flood, R. H. (1988). Contrasting deformation of S-and I-type granitoids in the Lachlan Fold Belt, eastern Australia. *Tectonophysics*, 147(1-2), 127-143.

Vidal-Solano, J., Moreno, F.A.P, Iriondo, A., Demant, A., Cochemé, J.J. (2005). Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo región (Sonora, México): Geodynamic implications. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1421-1430.

Wagner, G.A., Stozer, D. (1972). Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Trans. Am. Nucl. Soc.*, 15, 127-128.

Wells, M. L., Snee, L. W., Blythe, A. E. (2000). Dating of major normal fault systems using thermochronology: An example from the Raft River detachment, Basin and Range, western United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7), 16303-16327.

Wendt, A. S., Vidal, O., Chadderton, L. T. (2002). Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4), 593-607.

Wernicke, B. (1981). Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291(5817), 645.

Wernicke, B. (1985). Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(1), 108-125.

Wernicke, B. (1992). Cenozoic extensional tectonics of the US Cordillera. *The Geology of North America*, 3, 553-582.

Wernicke, B., Axen, G. J. (1988). On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16(9), 848-851.

Wetherill, G. W. (1956). Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.

Whitmeyer, S. J., Karlstrom, K. E. (2007). Tectonic model for the Proterozoic growth of North America. *Geosphere*, 3(4), 220-259.

Wilson, I. F., Rocha, V. S. (1949). Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico.

Wong, M., Gans, P.B. (2004). Tectonic implications of early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico. *Geology* 31:953-956.

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*, 27(4).

Wong, M. S., Gans, P. B., Scheier, J. (2010). The ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico: Implications for Cenozoic tectonic evolution of northwestern Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B7).

Zawada, R. D., Albinson, T., Abeyta, R. (2001). Geology of the E1 Creston Gold Deposit, Sonora State, Mexico. *SPECIAL PUBLICATION-SOCIETY OF ECONOMIC GEOLOGISTS*, 8, 187-198.

ANEXO A: TABLAS DE DATOS PARA EL MÉTODO TRAZAS DE FISIÓN EN APATITO.

No.	Ns	Área (μm^2)	^{238}U (ppm)	$\pm 2\sigma$	Edad (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Dpar (μm)
1	3	26420	6.42	0.58	21.19	12.27	1.5
2	11	63830	6.96	0.35	29.63	8.97	1.9
3	2	21700	6.15	0.36	17.94	12.7	2
4	9	30820	12.64	0.8	27.66	9.26	1.9
5	21	69990	21	1.3	17.11	3.77	2.2
6	6	17040	11.13	0.76	37.91	15.53	1.9
7	6	28680	7.69	0.42	32.52	13.3	2.1
8	3	25280	8.1	0.42	17.53	10.13	1.9
9	6	33120	6.51	0.4	33.3	13.63	1.7
10	12	70910	8.83	0.71	22.94	6.69	1.8
11	2	31620	10.36	0.61	7.32	5.18	2
12	4	30010	7.35	0.39	21.71	10.87	1.8
13	5	24620	6.92	0.38	35.12	15.74	2.4
14	6	21140	19.8	1.5	17.2	7.05	1.9
15	2	14610	10.05	0.72	16.32	11.56	1.9
16	9	41380	8.52	0.48	30.52	10.21	1.8
17	4	31180	9.93	0.71	15.46	7.75	1.7
18	17	88500	10.84	0.67	21.21	5.19	2.3
19	4	37020	8.15	0.54	15.89	7.96	1.3
20	13	67680	9.11	0.73	25.22	7.07	1.9
21	10	72110	7.78	0.49	21.34	6.78	1.9
22	9	39640	9.53	0.78	28.53	9.58	1.6
23	5	23390	6.28	0.57	40.67	18.28	1.7
24	11	50500	13.6	1.1	19.18	5.83	1.7

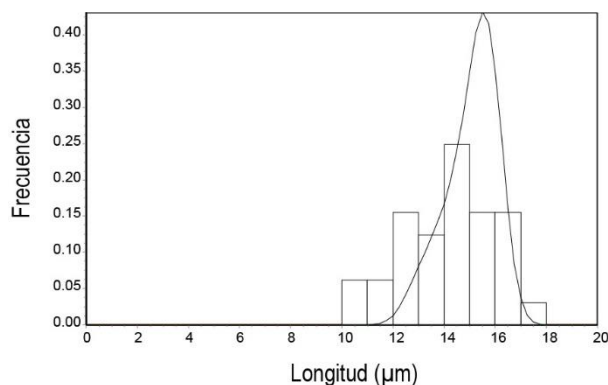
Muestra: VA-18-27

Edad central= 23.3 ± 1.7 Ma

$p(\chi^2) = 0.9$

MTL= 14.24 ± 1.62

trazas= 32



Las edades fueron calculadas con un factor zeta (ζ_{icp}) de 2398101 ± 348623 Myr μm^2 . El factor fue calculado utilizando al apatito Durango con una edad de 31.44 ± 0.18 Ma (McDowell et al., 2005) como estándar.

No.	Ns	Área (µm ²)	²³⁸ U(ppm)	± 2σ	Edad (Ma)	± 2σ (Ma)	Dpar (µm)
1	4	17510	23.7	1.5	11.55	5.79	1.4
2	5	11810	14.32	0.85	35.38	15.86	1.4
3	6	21370	13.29	0.93	25.25	10.34	1.6
4	3	12450	10.16	0.57	28.26	16.34	2
5	3	10200	7.65	0.51	45.94	26.57	1.6
6	6	16700	15.44	0.93	27.84	11.4	1.7
7	7	17380	14.08	0.7	34.17	12.94	1.7
8	14	12860	55	3.2	23.62	6.35	1.4
9	2	31650	2.88	0.28	26.21	18.58	2.1
10	10	16010	15.5	1.1	48.17	15.33	1.7
11	3	6595	20.3	1.5	26.79	15.5	2.2
12	3	8819	15.8	1.2	25.76	14.91	1.6
13	5	17260	4.91	0.47	70.2	31.57	1.5
14	10	35000	28.8	2.2	11.88	3.79	1.4
15	13	41830	23.2	1.8	16.05	4.5	1.2
16	2	8677	5.24	0.54	52.51	37.23	1.5
17	6	50080	12.13	0.59	11.83	4.84	1.5

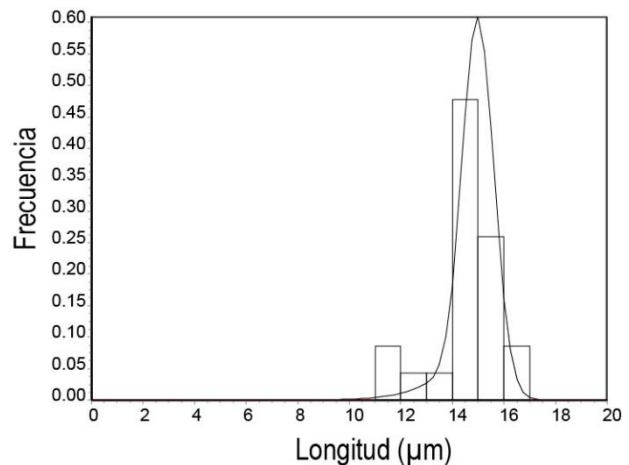
Muestra: VA-18-31

Edad central= 25.6 ± 3.4 Ma

$p(\chi^2) = 0.043$

MTL= 14.51 ± 1.31

trazas= 23



Las edades fueron calculadas con un factor zeta (ζ_{icp}) de 2398101 ± 348623 Myr μm^2 . El factor fue calculado utilizando al apatito Durango con una edad de 31.44 ± 0.18 Ma (McDowell et al., 2005) como estándar.

No.	Ns	Área (µm ²)	²³⁸ U(ppm)	± 2σ	Edad (Ma)	± 2σ (Ma)	Dpar (µm)
1	4	12980	10.29	0.55	35.75	17.9	2.2
2	7	45490	7.09	0.47	25.97	9.85	2.0
3	4	17710	9.05	0.53	29.87	14.96	2.2
4	9	18330	11.85	0.87	49.57	16.62	2.2
5	2	7476	10.43	0.94	30.67	21.73	2.0
6	7	64620	8.71	0.57	14.9	5.65	2.1
7	5	39970	7.56	0.47	19.8	8.87	2.0
8	11	55710	9.94	0.73	23.78	7.22	2.0
9	7	23270	10.78	0.95	33.33	12.68	2.1
10	4	18610	8.62	0.63	29.84	14.96	2.0
11	7	33260	8.48	0.64	29.65	11.26	1.5
12	3	8952	19.2	1.3	20.9	12.09	1.9
13	4	10460	47.7	3.3	9.57	4.8	2.1
14	11	88840	7.11	0.58	20.86	6.35	2.1
15	8	33270	7.46	0.77	38.5	13.76	2.3
16	8	42200	8.94	0.72	25.38	9.03	2.1
17	8	32670	12.5	1	23.43	8.33	1.9
18	11	78380	9.3	0.82	18.06	5.5	1.9
19	20	78780	22.3	2	13.63	3.11	2.1
20	8	20470	11.74	0.88	39.73	14.13	2.3
21	14	51850	12.6	1	25.62	6.92	2.1
22	6	31840	8.74	0.58	25.83	10.58	1.9
23	6	26990	8.03	0.76	33.1	13.6	1.9

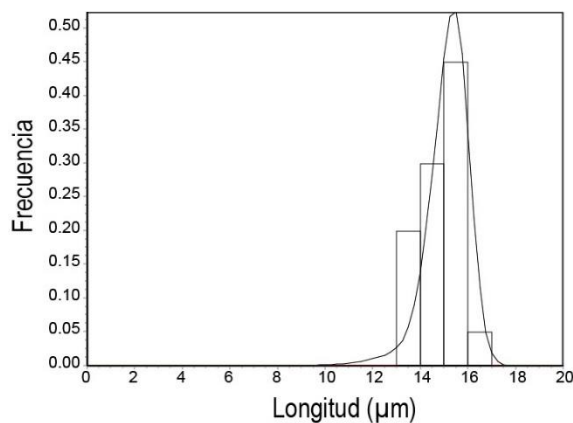
Muestra: VA-18-33

Edad central= 24.6 ± 2.1 Ma

$p(\chi^2) = 0.36$

MTL= 14.82 ± 0.84

trazas= 20



Las edades fueron calculadas con un factor zeta (ζ_{icp}) de 2398101 ± 348623 Myr µm². El factor fue calculado utilizando al apatito Durango con una edad de 31.44 ± 0.18 Ma (McDowell et al., 2005) como estándar.

No.	Ns	Área (µm ²)	²³⁸ U(ppm)	± 2σ	Edad (Ma)	± 2σ (Ma)	Dpar (µm)
1	8	33090	5.77	0.3	50.03	17.74	1.9
2	8	63620	9.37	0.56	16.08	5.7	1.8
3	4	66520	1.44	0.15	49.89	25.08	2.2
4	19	42780	27.6	1.5	19.26	4.45	2.2
5	7	31920	6.94	0.44	37.8	14.34	1.6
6	5	29330	10.56	0.79	19.35	8.68	2.2
7	4	45950	6.41	0.47	16.25	8.14	1.6
8	8	29270	7.66	0.54	42.6	15.14	2
9	11	45960	10.93	0.86	26.18	7.96	1.9
10	14	37410	22.1	1.5	20.28	5.46	1.9
11	2	28980	7.78	0.54	10.62	7.52	1.3
12	5	36690	10.27	0.7	15.89	7.13	2.2
13	5	11970	11.69	0.96	42.6	19.13	1.9
14	5	32570	7.74	0.5	23.72	10.63	1.9
15	7	28440	5.03	0.42	58.49	22.24	2.2

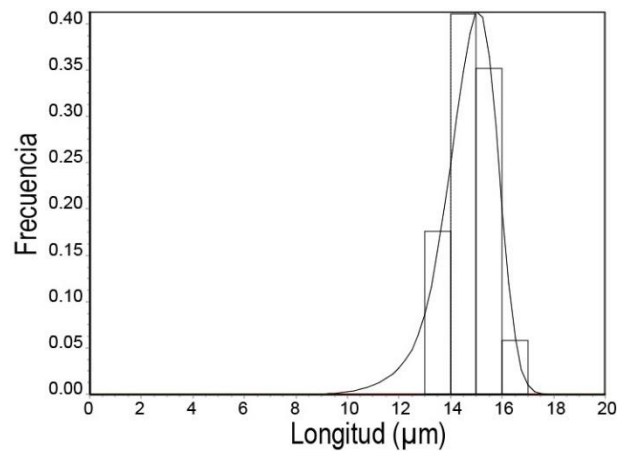
Muestra: VA-18-34

Edad central= 26.8 ± 3.1 Ma

$p(\chi^2) = 0.073$

MTL= 14.80 ± 0.80

trazas= 17



Las edades fueron calculadas con un factor zeta (ζ_{icp}) de 2398101 ± 348623 Myr μm^2 . El factor fue calculado utilizando al apatito Durango con una edad de 31.44 ± 0.18 Ma (McDowell et al., 2005) como estándar.

No.	Ns	Área (µm ²)	²³⁸ U(ppm)	± 2σ	Edad (Ma)	± 2σ (Ma)	Dpar (µm)
1	16	2.66E+04	55.1	5.3	13.08	3.33	1.825
2	5	1.46E+04	15.36	0.55	26.68	11.94	1.975
3	17	1.82E+04	39.3	1.9	28.44	6.93	1.725
4	12	2.14E+04	24.1	1.8	27.84	8.1	1.825
5	13	2.18E+04	32.9	2	21.7	6.05	1.925
6	24	3.08E+04	37.5	2.3	24.87	5.13	1.9
7	13	2.60E+04	39.5	2.5	15.16	4.23	2.1
8	12	2.91E+04	45.9	2.5	10.76	3.12	1.875
9	12	3.49E+04	20	1.4	20.58	5.98	1.8
10	24	6.75E+04	27.2	1.8	15.65	3.24	1.7
11	35	8.99E+04	29.7	2	15.7	2.71	2.075
12	26	4.08E+04	39.2	2.6	19.46	3.87	1.875
13	33	6.56E+04	35.3	2.1	17.06	3.01	2.225
14	46	7.28E+04	55.1	3.7	13.74	2.08	1.9
15	48	1.06E+05	49.2	3.3	11.03	1.63	2.125
16	13	3.45E+04	28.7	1.8	15.72	4.39	1.9
17	4	1.48E+04	18.6	1.2	17.4	8.72	1.9
18	11	1.53E+04	52.8	4	16.31	4.96	1.9
19	23	5.29E+04	23.9	1.7	21.78	4.61	1.9
20	64	7.84E+04	76.7	5.2	12.75	1.65	1.775
21	41	6.44E+04	43.5	3.9	17.52	2.85	1.775
22	37	7.16E+04	54.7	4.1	11.32	1.91	2

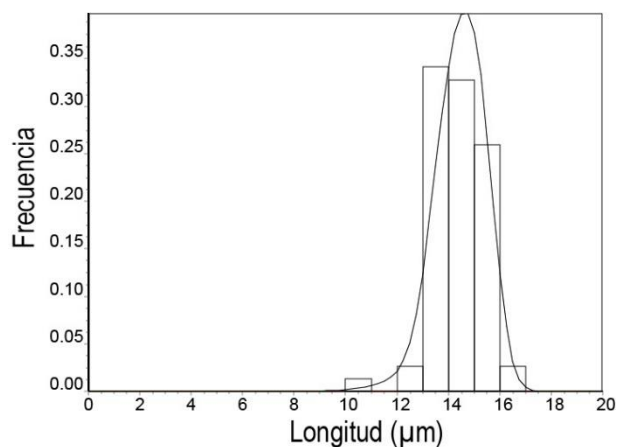
Muestra: VA-18-35

Edad central= 16.4 ± 1.0 Ma

$p(\chi^2) = 0.014$

MTL= 14.35 ± 0.98

trazas= 74



Las edades fueron calculadas con un factor zeta (ζ_{icp}) de 2398101 ± 348623 Myr µm². El factor fue calculado utilizando al apatito Durango con una edad de 31.44 ± 0.18 Ma (McDowell et al., 2005) como estándar.

ANEXO B: MÉTODO DE DATACIÓN U-PB EN APATITO

El método de datación U-Pb en apatito es comúnmente usado para fechar rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias para análisis de proveniencias y reconstrucción de historias tiempo-temperatura de las rocas a mediana temperatura (Chew et al., 2011; Chew y Spikings, 2015). Su temperatura de cierre es de $500 \pm 50^\circ\text{C}$ (Cherniak et al., 1991). La esencia del método se basa en el decaimiento radioactivo por medio de una serie de desintegraciones alfa y beta de los isótopos ^{238}U y ^{235}U que termina con la generación de los isótopos radiogénicos estables ^{206}Pb y ^{207}Pb para cada isótopo respectivamente. Las ecuaciones de edad para cada sistema isotópico son las siguientes:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right) (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

Obteniendo las mediciones de las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ se pueden obtener las dos edades (t) de los dos sistemas dentro de un mismo grano. Cuando ambos sistemas presentan la misma edad, se dice que las edades son “concordantes” con respecto a la curva de concordia de Wetherhill (1956). A su vez, cuando los sistemas caen fuera de la curva de concordia se dice que las edades son “discordantes” con respecto a la curva. Este resultado es muy común en ambientes geológicos y se interpreta como una pérdida de plomo en el sistema a consecuencia de su apertura. Una de las principales limitaciones del método U-Pb en apatito es la cantidad significativa de plomo común que acumula al momento de su cristalización. Para corregir este problema es necesario conocer la composición inicial de plomo común que contenía el mineral al momento de su formación. En estos casos es necesario realizar una corrección de la contaminación

de plomo común que posee la muestra. Los diagramas de concordia de tipo Tera-Wasserburg (Figura 1) permiten graficar las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ para conocer la cantidad inicial de plomo que posee la muestra (Tera y Wasserburg, 1972). Una línea graficada a través del conjunto de datos interceptará a la curva de concordia para conocer la edad real de la muestra. El intercepto superior de este diagrama corresponde a la cantidad inicial de plomo (i.e. Uranio=0).

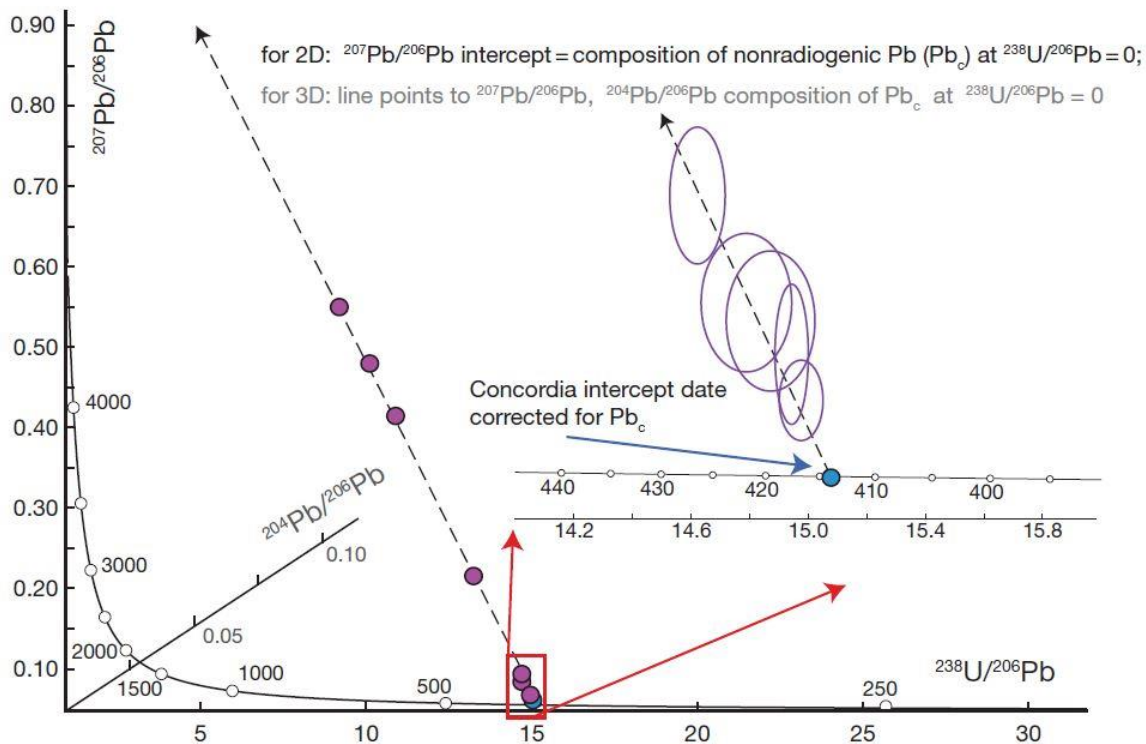


Figura 1. Diagrama de concordia tipo Tera-Wasserburg.

ANEXO C: TABLAS DE DATOS PARA EL MÉTODO U-PB EN APATITO

Muestra VA-18-27

No.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	Rho
1	11.4	1.9	0.106	0.014	0.80381
2	11.5	1.2	0.101	0.0084	0.56958
3	7.76	0.88	0.0669	0.0061	0.45978
4	7.7	1.1	0.072	0.01	0.82424
5	3.9	0.51	0.0367	0.0045	0.6398
6	7.78	0.76	0.0762	0.0063	0.6692
7	7.6	1.5	0.075	0.012	0.85224
8	9.3	1.3	0.091	0.012	0.84946
9	11.9	1.9	0.107	0.014	0.73347
10	12.3	1.5	0.114	0.015	0.77849
11	14.7	1.9	0.132	0.013	0.70506
12	8.5	1.5	0.083	0.013	0.82884
13	11.9	1.5	0.1082	0.0096	0.64917
14	12	1.9	0.129	0.014	0.74727
15	11.8	1.8	0.108	0.015	0.81982
16	4.37	0.7	0.0433	0.0053	0.93083
17	7.73	0.93	0.0725	0.0069	0.78321
18	9.5	1.8	0.096	0.015	0.90493
19	8.6	1.4	0.086	0.01	0.86493
20	11.1	1.4	0.109	0.01	0.79334
21	7.5	1.1	0.089	0.011	0.79549
22	9.59	0.93	0.0941	0.0081	0.45566
23	10.1	1.3	0.103	0.011	0.69628
24	10.4	1.4	0.101	0.012	0.82448
25	4.85	0.61	0.0549	0.007	0.53813
26	5.59	0.71	0.0611	0.0065	0.809

Muestra VA-18-32

No.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	Rho
1	3.65	0.52	0.0388	0.0034	0.11796
2	7.75	0.63	0.0701	0.0057	0.16051
3	11.6	1.1	0.095	0.01	0.6677
4	10.24	0.98	0.085	0.01	0.20235
5	23	3.3	0.24	0.087	0.79484
6	9.26	0.81	0.076	0.011	0.098607
7	7.54	0.82	0.08	0.012	-0.044258
8	1.88	0.18	0.0239	0.0027	-0.24576
9	59	11	0.423	0.093	0.88137
10	16.4	1.4	0.128	0.012	0.36764
11	9.03	0.83	0.0741	0.009	0.24042
12	7.03	0.79	0.0551	0.0071	0.49698
13	13.6	1.4	0.099	0.011	0.60097
14	28.2	3.6	0.19	0.028	0.6834
15	4.97	0.51	0.0407	0.0047	0.2571
16	5.7	0.57	0.047	0.005	0.20454
17	26	2.7	0.176	0.02	0.38778
18	13.5	1.5	0.106	0.019	0.60528

Muestra VA-18-33

No.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	Rho
1	12.5	1.8	0.143	0.04	0.89435
2	15.2	1.7	0.168	0.037	0.2961
3	12.6	1.1	0.134	0.022	0.35642
4	20.2	2.9	0.174	0.029	0.067174
5	11.1	1.2	0.102	0.014	0.47998
6	9.5	1.5	0.086	0.012	-0.12109
7	13.3	1.9	0.107	0.015	-0.10209
8	11.7	1.4	0.115	0.018	-0.095988
9	11.8	2	0.138	0.043	0.78892
10	13.5	1.7	0.108	0.014	-0.052397
11	14	1.3	0.159	0.033	0.34505
12	16	1.7	0.184	0.043	0.884
13	5.35	0.72	0.0523	0.0059	-0.17375
14	2.26	0.19	0.0297	0.0043	0.14111
15	23.2	2.1	0.254	0.054	0.78054
16	13.9	2.4	0.163	0.06	0.80591
17	15.9	2.1	0.217	0.065	0.92651
18	7.4	1.1	0.083	0.017	0.33943
19	13.7	1.5	0.161	0.032	0.6098
20	6.3	1.1	0.088	0.032	0.9575
21	9.26	0.96	0.103	0.019	0.37927
22	8.4	1	0.089	0.011	-0.017428
23	22.6	2.5	0.271	0.062	0.52836
24	18.9	2.7	0.236	0.065	0.76191
25	22.8	2.2	0.2	0.029	-0.053312

Muestra VA-18-35

No.	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	Rho
1	1.73	0.23	0.0272	0.0041	0.73188
2	6.5	1.3	0.069	0.01	0.84349
3	1.74	0.16	0.0245	0.0017	0.624
4	3.21	0.57	0.0385	0.0069	0.88643
5	0.992	0.082	0.0182	0.0015	0.47077
6	1.82	0.17	0.0266	0.0026	0.48427
7	1.98	0.39	0.0259	0.0037	0.87755
8	1.55	0.17	0.0235	0.0028	0.60581
9	2	0.23	0.0258	0.0028	0.53809
10	1.43	0.13	0.0213	0.0013	0.55822
11	0.92	0.14	0.0173	0.002	0.61187
12	4.92	0.44	0.0473	0.0053	0.62327
13	2.52	0.41	0.0297	0.0032	0.61793
14	4.44	0.52	0.0463	0.0045	0.53428
15	1.74	0.24	0.0251	0.0022	0.55109
16	3.69	0.5	0.0428	0.0042	0.36508
17	2.21	0.24	0.0288	0.0023	0.36843
18	1.34	0.18	0.0214	0.0024	0.79808
19	1.72	0.24	0.0237	0.0026	0.69828
20	5.99	0.88	0.0582	0.0086	0.81044
21	1.64	0.21	0.0229	0.0022	0.72075
22	2.6	0.26	0.0306	0.0042	0.3345
23	4.13	0.64	0.0518	0.0076	0.86022
24	2.1	0.34	0.0278	0.0036	0.8975
25	1.99	0.35	0.0281	0.0033	0.78738
26	2.22	0.35	0.0298	0.0047	0.88859
27	1.7	0.16	0.023	0.0025	0.72734