

Universidad de Sonora División de Ciencias Exactas y Naturales Departamento de Geología

Geología y Geocronología de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos, región de Tubutama, norte de Sonora.

Tesis

Que para obtener el título de:

Geólogo

Presenta:

Teresita Sánchez Navarro

Hermosillo, Sonora

# Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON





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

En memoria de mi abuelo.

Con dedicatoria para ti.

#### Agradecimientos

#### A Dios y al universo.

A mi familia por el esfuerzo, la dedicación y la perseverancia. Porque el sentimiento de gratitud nace del corazón al darse cuenta de las grandes y pequeñas bendiciones a su alrededor.

Cordialmente a mi asesor de tesis, el Dr. Carlos M. González León, por su invaluable dedicación, por depositar su confianza en mi persona permitiéndome formar parte de su proyecto y grupo de investigación y por asesorarme y ayudarme a concluir este trabajo. Además, le agradezco enormemente por compartir conmigo sus valiosos conocimientos con tanto entusiasmo y paciencia, su pasión por la geología y, sobre todo, gracias por esas palabras de motivación que depositaron en mí una mayor confianza para cumplir con mis objetivos.

A los miembros del Comité de Titulación: Dr. Francisco A. Paz Moreno, M.C. Ricardo Amaya Martínez y M.C. Arturo J. Barrón Díaz, quienes aceptaron ser parte de este jurado y fungieron como sinodales en el examen de grado. A todos, muchas gracias por el tiempo que se tomaron en mejorar este manuscrito, por sus correcciones, comentarios y observaciones y sobre todo gracias también por sus consejos y enseñanzas, que nos permitieron a mí y a al resto de mis compañeros obtener valiosos conocimientos durante esta gran etapa. Igualmente, agradezco al personal docente y administrativo del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora por su compromiso y dedicación en la formación que comprendió nuestra carrera como geólogos.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el financiamiento del proyecto de investigación CONACYT No. 253545, permitiendo el desarrollo de esta investigación.

De igual manera, al Instituto de Geología de la UNAM por otorgarme una beca para la realización de tesis de licenciatura, bajo la dirección del Dr. Carlos M. González León.

Se da un agradecimiento muy especial al Quím. Pablo Peñaflor Escárcega, encargado del Laboratorio de preparación de rocas y al Dr. Thierry Calmus Catrin, responsable del Laboratorio de trazas de fisión del Instituto de Geología de la UNAM (ERNO), por instruir en la preparación de muestras de roca para análisis geoquímicos y geocronológicos. De igual modo, a la Geol. Adriana Aimée Orcí Romero a cargo del Laboratorio de corte y laminación de rocas, por el apoyo en la preparación de láminas delgadas y al Dr. Juan Carlos García y Barragán por ser de gran soporte en el Laboratorio de petrografía. A todo el personal de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM, por su ayuda y colaboración durante el desarrollo de esta investigación.

Al Dr. Luigi Solari, al Dr. Carlos Ortega Obregón y a Harim E. Arvizu Gutiérrez, del Centro de Geociencias de la UNAM, por su valiosa ayuda y apoyo en los análisis geocronológicos de U-Pb en zircones. Gracias por instruirnos durante todo el proceso y por la adquisición de los datos y reducción de estos.

Al Ing. Rufino Lozano Santa Cruz por el apoyo en la determinación de Elementos Mayores y a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu por haber realizado los análisis de Elementos Traza.

A la Sra. Bertha Pompa, al Sr. Héctor Castillo y al Sr. Soto Mayor, por su cordialidad y por permitirnos realizar nuestro trabajo de campo dentro de sus ranchos.

Mi gratitud a Michelle Vázquez Salazar y a Jesús Ángel Zapata, por su colaboración y apoyo, y por hacer de este grupo de investigación una linda amistad.

A Ernesto A. García Fernández, porque las lecciones de un viaje inesperado pueden demostrarte la importancia de caminar por el mundo con el corazón abierto, de ser optimista, perseverante y generoso. Gracias por crear en mi cada día una linda sonrisa y por enseñarme el valor que implica creer en uno mismo y hacer que las cosas no sean más fáciles, si no posibles.

A mis amigos, Jocelyn Galindo Ruiz, Arturo Morales Pérez, Héctor A. Noriega Ruiz, Kareli Acosta Grijalva, Dulce M. Castillo Yepiz, J. Eduardo Villegas Córdova, Loren I. Valenzuela Parra, Dalia Chávez Meraz, David Vega Pacheco, Víctor D. Vidaña Guillen, Ramón De la Cruz y Bernardo García Lagarda, pues su amistad duplica las alegrías y divide las angustias por la mitad. A todos, desagradezco su intención de incluirme al mundo de las excusas, las groserías, la pereza, la perversión, los malos vicios y la impuntualidad. Si pensaban que iban a recibir halagos, se equivocaron de tesis. Los quiere su amiga, autora de este proyecto.

A Jesús A. Cebreros Willis, por cuidarme y estar siempre conmigo en las buenas y malas experiencias, gracias por el cariño sincero y el buen consejo en el tiempo oportuno.

A Rolando Peralta de Hoyos, por compartir los miedos y los anhelos, por caminar junto a mí y ayudarme cuando me sentía pequeña. Gracias por enseñarme una auténtica lección de vida, ser mejor persona.

## Índice

Resu	Resumen1				
1. 1	Introducción3				
1.1	Objetivos				
1.2	2 Justificación				
2. 0	Generalidades				
2.1	Localización				
2.2	2 Vías de acceso				
3.3	3 Antecedentes				
3.4	4 Geología Regional				
3. 1	Metodología19				
3.1	Trabajo de Campo				
3.2	2 Trabajo de Laboratorio				
3.3	3 Trabajo de Gabinete				
4. (	Geología Local				
4.1	Unidad 1. Riolita El Jotaiqui				
4.2	2 Unidad 2. Metavolcánica Los Pozos				
4.3	3 Unidad 3. Metarenisca Rancho El Álamo				
4.4	Unidad 4. Domo riolítico Cañada Honda				
4.5	5 Unidad 5. Granito El Encino				
4.6	5 Unidad 6. Granito San Francisco				
4.3	3 Unidad 7. Formación Comedores				
5. 0	Geoquímica				
5.1	Geoquímica de Elementos Mayores				
5.2	2 Geoquímica de Elementos Traza y Tierras Raras				
6. 0	Geocronología				
7. Estructuras y Metamorfismo					
8. Discusión					
9. Conclusiones					
10. l	10. Referencias Bibliográficas				

## Índice de Figuras

Figura 1. Mapa de localización y de las principales vías de acceso al área de estudio7
Figura 2. Distribución de los bloques Caborca y Mazatzal, divididos por la megacizalla Mojave- Sonora de acuerdo con Anderson y Silver, (2005)
Figura 3. Mapa que muestra la distribución de rocas ígneas de edad Jurásico en el norte de So- nora. Los números corresponden a los datos reportados en la Tabla 1
Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Base cartográfica tomada de las cartas El Carrizo (H12-A59) y La Arizona (H12-A49), ambas editadas por INEGI (2015 y 2004, respectivamente)
Figura 5. A y B. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada de la muestra 12-9-17-1 corres- pondiente a la Riolita El Jotaiqui. Se observan cristales de cuarzo recristalizado de grano medio a fino, cristales tabulares de muscovita y biotita, así como de epidota y óxidos de fierro. Se presentan también porfidoblastos de cuarzo policristalino de grano grueso con extinción ondulante
Figura 7. A. Afloramiento de areniscas de grano medio a fino en estratos de 2-15 cm de espesor, correspondiente con la muestra 1-23-17-1. B. Conglomerado basal correspondiente a uno de los ciclos fluviales
Figura 8. Columna estratigráfica formada por ciclos de origen fluvial con gradación fina hacia la cima y con intercalaciones de capas de riolitas
Figura 9. A y B. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada de la muestra 8-24-17-8 correspondiente al domo riolítico Cañada Honda. Muestra porfidoblastos de cuarzo policristalino de grano grueso con extinción ondulante, disolución y un contacto suturado entre los granos, en una matriz de cristales de cuarzo recristalizado de grano medio a fino con cristales tabulares de biotita y muscovita que exhiben una orientación preferencial, epidota y óxidos de fierro
Figura 10. A y B. Fotomicrografias en luz polarizada de la muestra 12-9-17-5 correspondiente al Granito El Encino que muestra cristales deformados y fracturados de feldespato alcalino (ortoclasa

Figura 14. A. Diagrama de clasificación geoquímica y de nomenclatura para rocas volcánicas Total Alkalis vs Silica (Le Bas *et al.*, 1986), donde se muestra la variación composicional de las distintas rocas del área. La línea punteada separa los campos de la serie alcalina y subalcalina según Irvine y Baragar, 1971. B. Diagrama  $R_1R_2$  De la Roche *et al.* (1980), permite un esquema de clasificación más preciso de las distintas rocas del área. [ $R_1$ : 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)] [ $R_2$ : 6Ca+2Mg+Al] ... 41

Figura 16. A. Diagrama de tierras raras (REE, Rare Earth Elements) normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989). B. Diagrama multicatiónico  $R_1R_2$  [ $R_1$ : 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)  $R_2$ : 6Ca+2Mg+Al] de Batchelor y Bowden (1985). C. Diagrama que clasifica la madurez de arcos magmáticos en base a la proporción de los elementos trazas Rb/Zr vs. Nb y Y (Brown *et al.* 1984).

D. Diagrama multielementos (normalizado a manto primitivo con valores de Sun y McDonough, 1989) de Brown *et al.* (1984) donde se comparan los valores obtenidos de los Granitos El Encino y San Francisco contra los patrones pertenecientes a arcos continentales normal y maduro ....... 43

Figura 17. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zircones utilizando la técnica de ablación laser (LA-ICP-MS). A, B y D. Gráficos de media pondera que muestran los análisis empleados para el cálculo de la edad media ponderada correspondientes a las muestras 12-9-17-1, 12-8-17-1 y 8-24-17-8 obtenidas de las unidades Riolita El Jotaiqui, Metavolcánica Los Pozos y domo riolítico Ca-ñada Honda, respectivamente. C. Histograma y curva de probabilidad relativa de edades de zirco-nes detríticos correspondiente con la muestra 1-23-17-2 obtenida de Metarenisca Rancho El Álamo

### Índice de Tablas

Tabla 1. Compilación de fechamientos U-Pb en zircones de rocas provenientes del arco Jurá	ísico
de Sonora	16
Tabla 2. Resultados de los análisis de Elementos Mayores	47
Tabla 3. Resultados de los análisis de los Elementos Traza y Tierras Raras	48
Tabla 4. Datos analíticos de U-Pb en zircones obtenidos por LA-ICP-MS	57

#### Resumen

La geología de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos está formada por afloramientos de rocas jurásicas y de plutones graníticos de edad Eocena. Las rocas jurásicas corresponden a la unidad Riolita El Jotaigui, a la Metavolcánica Los Pozos, a la Metarenisca Rancho El Álamo y al domo riolítico Cañada Honda. La Riolita El Jotaiqui consiste en derrames riolíticos que alcanzan un espesor estimado de 800 m donde se intercalan riolitas porfídicas con cristales de cuarzo y riolitas ignimbríticas de grano fino con flamas. Presenta una edad U-Pb de  $171.1 \pm 0.77$  Ma. La unidad Metavolcánica Los Pozos consiste en una interestratificación de tobas piroclásticas, derrames riolíticos, areniscas, limolitas que tienen un espesor estimado de 600 m y una edad U-Pb es de 170.2  $\pm$  0.64 Ma. La Metarenisca Rancho El Álamo tiene un espesor promedio de 445 m y está formada por areniscas, limolitas, intercalaciones de riolitas y en menor proporción conglomerados; la edad obtenida para esta unidad a partir del fechamiento de zircones detríticos de una muestra de arenisca fue de 164 Ma. El domo riolítico Cañada Honda esta emplazado dentro de la unidad Metavolcánica Los Pozos y es una riolita porfídica con ojos de cuarzo que dio una edad U-Pb  $158.2 \pm 4$  Ma. Los granitos de edad Eoceno que cortan a las unidades jurásicas son los granitos El Encino y San Francisco. Estos son granitos leucocráticos, de dos micas con granate que tienen edades U-Pb de  $54.6 \pm 1.9$  y  $47.62 \pm 0.49$  Ma, respectivamente. El último evento que ocurrió en el área de estudio corresponde a la extrusión de la Formación Comedores que son de edad Mioceno tardío.

Las rocas de edad Jurásicas están afectadas por plegamiento y cabalgamiento de rumbo NW-SE y presentan un metamorfismo de bajo grado, de facies esquistos verdes. Este metamorfismo se representa por foliación que varía de continua a disjunta dentro de la cual se forman laminaciones de muscovita, biotita, epidota, escasa hornblenda y turmalina; la edad de este metamorfismo se considera que está asociada a la deformación Laramide del Cretácico Tardío. Los granitos eocenos están afectados en menor medida por una deformación donde los cristales se encuentran triturados, recristalizados y con escasa formación de muscovita y biotita, en ocasiones se observa formación de agregados de cuarzo policristalino con extinción ondulante y cristales de muscovita en arreglo tipo mica-fish. La deformación de estos granitos se considera asociada a la formación del complejo de núcleo metamórfico Madera-Magdalena que ocurrió entre 25-22 Ma, ya que el área de estudio forma parte de la placa inferior de esta estructura.

Las riolitas jurásicas y los granitos eocenos son rocas calcoalcalinas, de bajo a alto potasio, peraluminosas y de afinidad tectónica de arco, según varios diagramas de clasificación geoquímica. De acuerdo con un diagrama de Tierras Raras, normalizado a condrita, las riolitas jurásicas muestran concentraciones altas de Tierras Raras ligeras con respecto a las Tierras Raras pesadas, mientras que los granitos eocenos tienen proporciones iguales entre ambas. Los granitos eocenos se clasifican como granitos leucocráticos anatécticos de dos micas y tienden a ser de arco continental maduro. La Formación Comedores clasifica como basaltos alcalinos de intraplaca y tienen valores de Tierras Raras parecidos a los de las riolitas jurásicas, aunque con concentraciones menores.

#### 1. Introducción

La geología de la porción norte-central del estado de Sonora no ha sido estudiada en la mayor parte de la región. Los trabajos que reportan la geología regional del área corresponden a la carta Geológico-Minera de Cananea (H12-5) a escala 1: 250,000 publicada por el Servicio Geológico Mexicano (Edición 1999).

Anderson y Silver (1978) reportan en la región norte-central de Sonora un basamento cristalino del Proterozoico que pertenece a la provincia Mazatzal, conocido también como bloque "Norte-américa"; este basamento aflora de manera esporádica en el noroeste del estado y está formado por el Esquisto Pinal, el cual se encuentra intrusionado por granitoides de 1400 y 1100 Ma. El bloque Mazatzal está separado del bloque Caborca por la hipotética megacizalla Mojave-Sonora, que sugiere la existencia de un sistema de fallas de corrimiento lateral izquierdo que estuvo activa a finales del Periodo Jurásico (Anderson y Silver, 2005) y que divide al noroeste del estado en dos bloques de basamento de distinta edad e historia geológica.

De acuerdo con estudios previos, en esta región son también abundantes rocas ígneas y metamórficas de edad Jurásica, rocas plutónicas provenientes del arco Laramide y rocas volcánicas y sedimentarias de edad Cenozoica. Asimismo, dentro de esta zona y afectando gran parte de la porción norte del estado se expone el complejo de núcleo metamórfico de las sierras La Madera y Magdalena que se formó durante el Oligoceno-Mioceno (Nourse *et al.*, 1994).

El presente trabajo está orientado en estudiar la geología de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos que se localizan al noreste del municipio de Tubutama, Sonora. Considerando que el área no ha sido estudiada a detalle se propone realizar un estudio preciso que permita conocer espacial y temporalmente las unidades de roca que allí afloran.

#### 1.1 Objetivos

#### **Objetivos Generales**

- Caracterizar las unidades ígneo-sedimentarias pertenecientes al arco magmático jurásico continental en el área de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos, mediante estudios de cartografía, petrografía, geoquímica y geocronología.
- Con la información de campo y de laboratorio obtenida durante el desarrollo de este proyecto se pretende presentar la tesis para obtener el grado de licenciatura.

#### **Objetivos Específicos**

- Cartografiar a escala 1:50 000 el área de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos, con el propósito de reconocer las distintas unidades litoestratigráficas que allí afloran.
- Llevar a cabo una descripción la estratigráfica de las unidades reconocidas en el área de estudio.
- Obtener la geocronología de las distintas unidades registradas, por el método U-Pb (LA-ICPMS) en zircones.
- Realizar un estudio petrográfico de las unidades del área y determinar las características geoquímicas de las rocas ígneas.

#### 1.2 Justificación

El presente estudio se realiza dentro del proyecto CONACYT No. 253545 "Caracterización del arco magmático Pérmico-Jurásico en el cuadrángulo Ímuris-Nogales, norte de Sonora" a invitación del Dr. Carlos M. González León, Investigador de la Estación Regional del Noroeste (ERNO) del Instituto de Geología de la UNAM. Con el estudio del área de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos se contribuye al desarrollo del proyecto y la información obtenida en el área específica se utilizará como tema de mi tesis de licenciatura. La justificación de realizar este estudio se basa en caracterizar las rocas del arco magmático del Jurásico en el norte de Sonora, estudiando a detalle un área particular, tomando en consideración que esta región no ha sido estudiada en detalle y que hasta el día de hoy solo se sabe de la presencia de dicho arco por estudios aislados geocronológicos de sus rocas ígneas, algunos de ellos realizados por Anderson y Silver (2005).

#### 2. Generalidades

#### 2.1 Localización

El área de estudio se localiza aproximadamente a 18 km al este-noreste del municipio de Tubutama, Sonora y comprende a las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos (Figura 1). Esta área se ubica en la parte noroeste de la carta topográfica El Carrizo (H12A59) y abarca también la parte suroeste de la carta topográfica La Arizona (H12A49), ambas editadas por INEGI (2015 y 2004, respectivamente). El campo de estudio cubre una superficie de 360 km<sup>2</sup> y está limitado por las coordenadas 111°20' y 111°10' de Longitud Oeste y 31°02' y 30°50' de Latitud Norte.

#### 2.2 Vías de acceso

Como principales vías de acceso al área de estudio se considera la Carretera Federal no.15 (Carretera Internacional México 15 o Carretera México-Nogales) y la Carretera Federal no. 2; además de carreteras estatales y caminos vecinales. Las vías de acceso hacia las zonas norte, centro y sur del área se efectuaron desde el municipio de Magdalena por la carretera no. 49 con dirección al municipio de Tubutama. El primer acceso se encuentra a 25 km de distancia, en este punto se retoma un camino vecinal de terracería con dirección norte-noroeste hasta los terrenos del rancho El Jotaiqui aproximadamente a 35 km. Dentro de los terrenos del rancho El Jotaiqui se tienen varios accesos al área de estudio, principalmente a la porción noroeste. El segundo acceso se localiza a 43 km del municipio de Magdalena por la carretera no. 49 y de igual manera se retoma un camino vecinal de terracería que conduce tanto a la porción sur, centro y norte del área. Al recorrer 3.5 km se puede acceder a la zona sur, a aproximadamente 12 km se sitúa el rancho San Francisco ubicado en la parte centro-norte del área y que permite acceder al sector sur, centro y parte de la porción norte. Al continuar el camino vecinal con dirección norte-noroeste se logra arribar a los poblados Los Chirriones y Cerro Prieto, en donde de igual modo se retoma un camino vecinal de

terracería con dirección noreste hasta los terrenos del rancho Los Pozos que proporciona acceso a gran parte de la porción norte del área. De igual forma se puede llegar a esta zona por la carretera no. 43 que va de Altar a Ímuris hasta el poblado de Cerro Prieto.



Figura 1. Mapa de localización y de las principales vías de acceso al área de estudio.

#### 3.3 Antecedentes

En la región de Santa Ana y Magdalena uno de los primeros estudios de la geología del área fue realizado por Salas (1968). En su trabajo de tesis de maestría reporta que las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos, nombradas como "La Tortuga" están representadas por rocas metamórficas de edad Precámbrico que consisten en facies de metamorfismo regional derivadas de rocas sedimentarias e ígneas, principalmente de facies de esquistos verdes, y que localmente alcanzan facies de almandinas-anfibolitas y granulitas. También reconoció facies de hornfels de hornblenda asociadas a metamorfismo de contacto y milonitas, cataclasitas y filonitas asociadas a zonas de falla.

Salas (1968), también menciona que en la parte oriental de la sierra La Tortuga se exponen rocas de facies de esquistos verdes y que los tipos más comunes son filitas en donde abundan minerales de epidota, biotita y clorita. Además, indica que al oeste de la sierra se forman flujos de lava basáltica con una extensión considerable que generalmente se presentan de forma horizontal, a la cual denomina Formación Comedores y la sitúa en una edad Plio-Pleistoceno. Megascópica-mente los describe como basaltos afaníticos con fenocristales anhedrales de olivino de color verde oscuro con dimensiones de hasta 4 cm de diámetro y microscópicamente como basaltos holocristalens, afaníticos, y porfídicos con fenocristales de olivino alterados a iddingsita a lo largo de las fracturas, fenocristales de labradorita, clinopiroxeno y minerales opacos inmersos en una matriz con abundantes cristales de serpentina y/o montmorillonita.

Otra aportación fue la de Morales-Montaño (1984), quien debido a evidencias de campo y relaciones estratigráfico-estructurales mostró que terrenos originalmente considerados como del Precámbrico realmente corresponden a una fase de deformación y metamorfismo del Jurásico Medio-Tardío. Estos terrenos con afinidad a arco los subdividió en base a sus características litológicas en dos grandes conjuntos: el Complejo Ígneo-Metamórfico de Santa Ana y el Grupo Coyotillo. La primera subdivisión fue establecida y asignada al Precámbrico por Salas (1968).

Morales-Montaño (1984), consideró a las rocas del área de estudio dentro del Complejo Ígneo-Metamórfico de Santa Ana, en donde distinguió rocas metamórficas de edad Jurásico Medio-Tardío que consisten en micaesquistos, cuarcitas, mármoles, metaconglomerados, gneiss e intrusiones sincinemáticas, derivadas de sedimentos pelítico-arenosos-carbonatados y rocas volcánicas de carácter intermedio-félsico que conservan muchos rasgos texturales primarios.

Por otra parte, Nourse *et al.* (1994) consideraron que las sierras del área de estudio son parte de la placa inferior del complejo de núcleo metamórfico de las sierras La Madera y Magdalena que se formó aproximadamente hace 25-18 Ma y que fue provocado por una falla de despegue (zona de detachment Magdalena) que produjo un desplazamiento mínimo de la placa superior de 9 km hacia al suroeste. También reconocieron que en esta región se tiene una fábrica metamórfica regional que fue formada durante un evento del Mesozoico tardío al Cenozoico temprano y una deformación dúctil milonítica más joven, asociada al complejo de núcleo metamórfico.

De acuerdo con Nourse *et al.* (1994), la deformación metamórfica regional produjo una foliación asociada a metamorfismo de facies esquistos verdes y anfibolitas que también causó alargamiento de clastos de los conglomerados en dirección casi E-W, subparalela a los ejes de un plegamiento isoclinal asociado.

Paz-Moreno (1992) reporta en el área de estudio a la Formación Comedores como flujos de basalto subhorizontales que se encuentran intercalados con depósitos lacustres no consolidados, en donde los puntos de salida están relativamente bien conservados y son asociados a la tectónica distensiva N-S, atribuyéndoles una edad de Pli-Pleistoceno. Paz-Moreno (comunicación oral, 2018) también comenta que, los basaltos Comedores tienen una edad de 7 Ma (Mioceno Tardío).

Paz-Moreno (1992), describe a los basaltos Comedores petrográficamente muy similares, que se caracterizan macroscópicamente, por la presencia de una pasta afanítica con megacristales de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos y enclaves de xenolitos. Presentando una textura de tipo microcristalina a tendencia porfídica con una mineralogía primaria relativamente simple, típica de lavas basálticas, constituida por una asociación de olivino, clinopiroxeno (tipo diópsido y augita), plagioclasa y óxidos.

Estudios más recientes de la geología del área fueron realizados por el Servicio Geológico Mexicano, este organismo público reporta en los informes técnicos de las cartas Geológico-Minera de Cananea (H12-5) a escala 1:250 000 (Edición 1999) y El Correo (H12-A49) a escala 1:50 000 (Edición 2008) lo siguiente:

Carta Geológica-Minera 1:250 000 (Cananea).

Rocas metamórficas del Jurásico Medio (?) representadas principalmente por esquistos, gneises, filitas, cuarcitas y metacalizas que en conjunto forman el Complejo Metamórfico de Santa Ana; intrusiones calcoalcalinas asociadas a un arco magmático, constituidas por granodioritas, cuarzomonzonitas y granitos, debido al emplazamiento de un gran cuerpo intrusivo en el Cretácico Superior-Terciario Inferior conocido como Batolito Laramide; depósitos de sedimentos detríticos continentales durante el Mioceno, que de manera simultánea a esta sedimentación e interestratificados se presentan derrames volcánicos; rocas cuaternarias que consisten en conglomerados polimícticos que son remanentes de depósitos de pie de monte, de gravas y arenas, así como un importante episodio de vulcanismo basáltico alcalino y sedimentos aluviales.

Carta Geológico-Minera 1:50 000 (El Correo).

Rocas intrusivas representadas principalmente por cuerpos graníticos de edad Jurásico Medio-Superior (Jms(?)Gr), que han sido asociadas al arco magmático continental jurásico; Granitos de edad Cretácico Superior (Ks(?)Gr) y Terciario Oligoceno (To(?)Gr); Depósitos de Conglomerado (TplQptCgp-Ar) con intercalaciones de basaltos (TplQpt-B), relacionados al vulcanismo de tipo fisural; Sedimentos finos constituidos de gravas, limo y arena que conforman las zonas bajas y planas y depósitos aluviales (Qhoal) integrados por material no consolidado en los arroyos.

#### 3.4 Geología Regional

La porción norte del estado de Sonora está caracterizada por presentar rocas que varían en edad desde Precámbrico al Cuaternario. Los primeros estudios geocronológicos realizados en la región permitieron proponer una distribución de dos tipos de basamentos que se correlacionan con rocas de las provincias Mojave y Mazatzal de Norteamérica. De esta manera, surge la hipótesis de la megacizalla Mojave-Sonora, que divide al noroeste de Sonora en dos bloques de basamento Precámbrico de distinta edad e historia geológica y que sugiere la existencia de un sistema de fallas de corrimiento lateral izquierdo con dirección NW-SE activa en el Jurásico Tardío con un desplazamiento estimado de 700 a 800 km (Anderson y Schmidt, 1983). El bloque al SW de la megacizalla se conoce como el bloque Caborca, perteneciente a las provincias Mojave y/o Yavapai y es, en efecto, diferente al basamento expuesto al NE de la falla, perteneciente a la provincia Mazatzal, conocido como bloque Mazatzal o "Norteamérica".



Figura 2. Distribución de los bloques Caborca y Mazatzal, divididos por la megacizalla Mojave-Sonora de acuerdo con Anderson y Silver, (2005).

El terreno Caborca es un bloque alóctono que representa un fragmento desplazado del Cratón de Norteamérica y está representado por tres conjuntos litoestratigráficos bien definidos:

El primero y más antiguo está formado por un complejo metamórfico conocido como Complejo Metamórfico Bámori definido por Longoria *et al.* (1978), quienes introdujeron por primera vez este término para referirse a un complejo metamórfico de origen ígneo y sedimentario, que consiste en una asociación de gneises, esquistos, cuarcitas, anfibolitas y rocas graníticas de carácter pegmatítico. Este complejo metamórfico fue intrusionado por diques y cuerpos graníticos. El tercer conjunto está integrado por una serie de rocas sedimentarias denominadas Capas Gamuza (Cooper y Arellano, 1946) que sobreyace discordantemente al Complejo Metamórfico Bámori y que con base en estudios geocronológicos y paleontológicos permitieron asignar a esta unidad al Precámbrico superior, la cual gradúa hacia arriba a una secuencia de edad Cámbrica.

En contraste con el terreno Caborca, el basamento del bloque Mazatzal o bloque de "Norteamérica" situado en el noreste del estado de Sonora, aflora esporádicamente y consiste principalmente de esquistos intrusionados por granitoides. Este es correlacionable con el Esquisto Pinal que aflora en el sur de Arizona y en algunas áreas del noreste de Sonora de las cuales se reportaron edades del Proterozoico (Solari *et al.*, 2017). La cubierta sedimentaria es de menor espesor que en la región de Caborca y está representada por la Cuarcita Bolsa y la Formación Abrigo.

Tanto el bloque Caborca como el bloque Mazatzal están cortados por granitos más jóvenes de edad Mesoproterozoica. Una fase más antigua la forman granitos que tienen edades cercanas a 1400 Ma y una fase más joven está representada por granitos con edades cercanas a 1100 Ma. Los granitos de casi 1400 Ma que en el bloque Mazatzal cortan al Esquisto Pinal se conocen regionalmente como granitos Cananea y son rocas generalmente de colores rojizos, con cristales muy finos a megacristales porfídicos de feldespato potásico, cuarzo y alteración clorítica. Estos han sido fechados con edades entre  $1473 \pm 16$  a  $1428.6 \pm 7.2$  Ma en cuatro plutones diferentes (Solari *et al.*, 2017). En el terreno Caborca, estos granitos han sido fechados con edades entre  $1437 \pm 35$  Ma (Nourse *et al.*, 2005).

Los granitos de edad Proterozoico jóvenes han sido fechados principalmente en el bloque Caborca y tienen edades entre  $1062 \pm 13$  Ma (Izaguirre-Pompa, 2009) y  $1108 \pm 18$  Ma (Enríquez-Castillo *et al.*, 2009). Entre ellos se tienen el granito del rancho Aibó con una edad de  $1091\pm54$ Ma, fechado por Anderson y Silver (2005), por lo que regionalmente a estos granitos se les conoce como Granito Aibó.

La estructura sedimentaria y los rasgos estratigráficos sugieren que durante el Precámbrico Tardío y todo el Paleozoico la región presentó un periodo de estabilidad tectónica y un depósito continuo en un ambiente paleogeográfico marino somero de plataforma que se extiende hasta el Pérmico con intervalos regresivos y transgresivos. Las rocas paleozoicas de Sonora comprenden porciones de la mayor parte de los sistemas desde el Cámbrico hasta el Pérmico.

Dentro del terreno Caborca el Paleozoico comienza en el Cámbrico y consiste en rocas principalmente de calizas y areniscas de origen marino, que se dividen en varias formaciones que afloran en el noroeste, centro y oriente del estado. En el Terreno Mazatzal la secuencia más completa del Paleozoico se ubica en la Sierra del Tule en Cananea, Sonora; González-León (1986), describe la estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule que incluye formaciones marinas cámbricas, del Pensilvánico y del Pérmico. A diferencia del terreno Caborca, el terreno Mazatzal no presenta los sistemas Ordovícico y Silúrico. Debido a un cambio de depósitos de mar muy somero hasta depósitos de intermarea y delta de marea indican una transgresión marina, cuyos sedimentos están truncados por una discordancia regional. Esta gran discordancia se debió principalmente a movimientos epirogénicos lentos que causaron la erosión de las rocas ordovícico-silúrico del sureste de Arizona y noreste de Sonora y separa a las rocas del Cámbrico superior de las del Devónico superior.

El espesor de las rocas paleozoicas va disminuyendo del noroeste (región de Caborca) hacia el noreste del estado. Algunos granitos de edad Paleozoica también se tienen aflorando en la parte noroeste de Sonora en la región de Sonoita y Puerto Peñasco. Arvizu e Iriondo (2015) reportaron granitos Pérmicos y Triásicos de esa región con edades entre 284 y 221 Ma.

Las rocas mesozoicas son las que tienen mayor distribución en el norte de Sonora y afloran tanto en el terreno Caborca como en el Mazatzal. Estas rocas forman sucesiones litoestratigráficas a las cuales se dan los nombres: de Grupo El Antimonio y Grupo Barranca que comprenden secuencias sedimentarias tanto de origen marino como continental, formando afloramientos aislados de poca extensión que varían en edad del Triásico al Jurásico y que se presentan principalmente dentro del Terreno Caborca.

Por otra parte, las rocas ígneas de edad Jurásico están representadas principalmente dentro del bloque Mazatzal, estas rocas son producto de a un arco magmático continental que se desarrolló durante el Triásico-Jurásico y está relacionado con la subducción de la placa Farallón por debajo de la placa Norte americana. Los afloramientos consisten principalmente de derrames y tobas rio-líticas, con intrusiones graníticas. Estas han sido fechadas en diversas partes del norte de Sonora, la Figura 3 muestra un mapa de la distribución de ellas y la Tabla 1 reporta las edades que han sido publicadas por diversos autores.

	Muestra	Edad (Ma)
1 <sup>a</sup>	Metariolita Seri	141
$2^{\mathbf{a}}$	Granito San Moisés	149
3 <sup>b</sup>	Tobas Formación Cucurpe	149-158
<b>4</b> <sup>a</sup>	Cuarzo Monzonita El Sahuaro	153
5 <sup>a</sup>	Riolita Cubabi	157 y 176
<b>6</b> <sup>d</sup>	Volcánicas y granitos Mina La Herradura	157-176
7 <sup>a</sup>	Riolita Porfídica La Silla	159-160
<b>8</b> <sup>a</sup>	Riolita Porfídica Sonora	160
9ª	Monzo-Diorita Rancho Sebaco	164
10 <sup>a</sup>	Riolita Cañón Las Planchas	165
11 <sup>a</sup>	Granito Porfídico El Plomo	166
12 <sup>b</sup>	Tobas Formación Rancho San Martín	$168.4 \pm 1.2$
13 <sup>a</sup>	Cuarzo Monzonita Puerto Gabino	170
14 <sup>a</sup>	Riolita El Túnel	174
15 <sup>a</sup>	Riolita Copercuin	174
16 <sup>a</sup>	Gneiss El Capitán	174
17 <sup>a</sup>	Cuarzo Monzonita Puerto Mababi	180
18 <sup>c</sup>	Metariolita Mina San Francisco	$180.1 \pm 1.5$
19 <sup>c</sup>	Metatoba Mina San Francisco	$186.3\pm0.4$
20 <sup>b</sup>	Tobas Formación Basomari	$189.2 \pm 1.1$

Tabla 1. Compilación de fechamientos U-Pb en zircones de rocas provenientes del arco Jurásico de Sonora.

Datos tomados de Anderson *et al.* (2005) (a); Mauel *et al.* (2011) (b); Poulsen *et al.* (2008) (c); Izaguirre-Pompa (2009) (d).



Figura 3. Mapa que muestra la distribución de rocas ígneas de edad Jurásico en el norte de Sonora. Los números corresponden a los datos reportados en la Tabla 1.

El Grupo Bisbee depositado en la Cuenca Bisbee, es una sucesión sedimentaria del Jurásico Superior al Cretácico Inferior. Representado por cuatro formaciones, de la más antigua a la más joven por: Conglomerado Glance, Formación Morita, Formación Mural y Formación Cintura. Las formaciones del Grupo Bisbee se encuentran bastante bien distribuidas en el norte de Sonora.

En el noroeste de México el periodo Cretácico es uno de los períodos más estudiados por un gran número de investigadores. Está ampliamente representado en Sonora, sobre todo en la porción norte. El Grupo Bisbee del Cretácico Inferior se depositó en el extremo noroeste de la cuenca del mismo nombre. La Formación Morita es de origen continental fluvial y está compuesta por limolitas, areniscas y conglomerados que alcanzan un espesor de hasta 1100 m. La Formación Mural representa un periodo de máxima transgresión, es una unidad que fue depositada en un ambiente marino somero y consiste en calizas fosilíferas que alcanzan un espesor de hasta 800 m. La Formación Cintura es el resultado de una etapa regresiva en la evolución geológica de la Cuenca Bisbee y tiene una litología similar a la Formación Morita, de origen fluvial que consiste en conglomerados, areniscas y limolitas que alcanzan un espesor de más de 860 m.

Durante el Cretácico Tardío, a partir de 90 Ma en Sonora se empezó a desarrollar un arco magmático continental conocido como arco Laramide. La actividad magmática duró hasta hace 40 Ma (Eoceno) (Damon *et al.*, 1983) y logró acumular rocas volcánicas y volcanosedimentos conocidos como la Formación Tarahumara, así como plutones. Al mismo tiempo en el que se presentaba el arco de la orogenia Laramide, se comenzó a desarrollar un nuevo arco asociado también a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica y a la apertura del Golfo de California. La Sierra Madre Occidental es el resultado de diferentes episodios magmáticos y tectónicos ligados al nuevo arco. Asociado a la distensión durante el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano se presenta un volcanismo mucho más abundante, este volcanismo forma parte de la distensión de sierras y valles paralelos en Sonora. Dentro de las cuencas ocasionadas por la distensión se depositó volcanismo andesítico, basáltico y riolítico que afloran en la parte inferior de la Formación Baucarit y que consiste en un paquete conglomerático y arenoso continental rellenando fosas tectónicas que fueron formadas durante la distensión.

Otro evento, asociado a la distensión da como resultado los complejos de núcleos metamórficos que indican una fase distensiva con más fuerza y más profundidad, exponiendo así rocas de la corteza, como lo es el complejo del núcleo metamórfico de La Madera y Magdalena. Asociado a la placa superior de los complejos de núcleo metamórfico se formaron también cuencas sedimentarias con sedimentación continental, tal como la cuenca de Magdalena.

Cuando la subducción acabó, comenzó el desarrollo del Golfo de California. Debido al rompimiento del Golfo de California hubo volcanismo y se comenzaron a formar las primeras cuencas que marcaron la ruptura entre Sonora y Baja California.

Para el Cuaternario se tienen un conjunto de rocas que consisten en conglomerados polimícticos que son remanentes de depósito de pie de monte de gravas y arenas y se presentan principalmente en llanuras intermontañosas, sedimentos aluviales que son depósitos y rellenos no consolidados que se presentan en cauces de arroyo y abanicos aluviales, consistiendo en una mezcla de arcilla, limo, arena y grava de grano fino a grueso que rellenan las zonas bajas y planas, y un vulcanismo máfico de naturaleza anorogénica y de distribución muy errática.

#### 3. Metodología

#### 3.1 Trabajo de Campo

Una parte fundamental en un proceso de investigación geológico es el trabajo de campo, por tal motivo debe tratarse con sensatez. Es aquí donde da inicio el curso del estudio, en donde se documentan datos estratigráficos y estructurales y se llevan a cabo técnicas de muestreo y ubicación.

Para este proyecto, se efectuó un trabajo de campo de 25 días, en el que se llevó a cabo una investigación y una exploración de las vías de acceso; se realizó un estudio cartográfico para reconocer las diferentes unidades geológicas y se hizo un registro de datos estructurales y estratigráficos, así como también un extenso muestreo de las rocas representativas del área en donde se recolectaron muestras para estudios petrográficos, geocronológicos y geoquímicos. También se realizaron cuatro secciones geológicas en distintos puntos del área en donde se recolectaron 10 muestras para la obtención de láminas delgadas y su respectivo estudio petrográfico. Es importante saber que la colecta de muestras debe realizarse de manera cuidadosa, aplicando criterios básicos en cuanto al grado de alteración y dimensiones de la muestra.

#### 3.2 Trabajo de Laboratorio

Una vez realizado el trabajo de campo descrito en el apartado anterior, se prosiguió con el trabajo de laboratorio.

Para evitar un panorama completamente erróneo en los resultados de los análisis, se deben seguir un conjunto de normas preventivas y así, prevenir accidentes y contaminaciones, siendo indispensable ubicar los elementos de seguridad, utilizar vestimenta apropiada y mantener el orden y la limpieza del espacio, la maquinaria y el equipo de trabajo cada vez que se opere con una muestra nueva. Las muestras de roca seleccionadas para estudios geoquímicos y geocronológicos se procesaron en los laboratorios del Instituto de Geología, UNAM, Estación Regional del Noroeste y en el Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro. Estas fueron sometidas a un tratamiento mecánico de reducción de tamaño y separación minera, el cual consiste en varias etapas en las que se utilizaron herramientas manuales y automáticas.

Dentro del Laboratorio de preparación de rocas del Instituto de Geología, UNAM, Estación Regional del Noroeste, mismo que está a cargo del Quím. Pablo Peñaflor Escárcega, se llevó a cabo la primera etapa. Esta consistió en fraccionar sólidos de gran tamaño en donde se hizo uso de una quebradora de quijadas para la trituración de muestras de roca y se realizó un proceso de tamizado que como objetivo principal se requería obtener concentrados de minerales pesados para estudios geocronológicos de U-Pb, haciendo uso de las mallas 120, 170 y 200.

Seguidamente, el material tamizado y previamente seleccionado se llevó al Laboratorio de separación mediante la Mesa Wilfley, este es un equipo que separa minerales pesados de minerales ligeros aprovechando sus diferentes densidades.

Posteriormente, el concentrado de minerales pesados obtenido de procesos anteriores se sometió a un proceso de separación magnética con un separador magnético tipo Frantz que utiliza la susceptibilidad magnética de cada uno de los minerales para concentrar minerales magnéticos y diamagnéticos. La muestra pasa a través de un riel con dos canales por los cuales en uno de ellos pasan los minerales diamagnéticos o de menor susceptibilidad magnética y en el otro los minerales con mayor susceptibilidad magnética; este riel se encuentra entre dos bobinas que generan un campo magnético variable controlado por un amperímetro. Cada muestra se hizo pasar cuatro veces a distintos amperajes (0.2, 0.6, 1.0 y 1.5 amp). Por último, también dentro del Laboratorio de trazas de fisión del Instituto de Geología, UNAM, Estación Regional del Noroeste, a cargo del Dr. Thierry Calmus, se llevó a cabo un proceso de separación por líquidos pesados. La fracción diamagnética final obtenida del proceso anterior se separó en dos fracciones: minerales pesados y minerales ligeros. Se utilizó un líquido con densidad conocida de 2.85 g/cm<sup>3</sup> "Metatungstato de Sodio".

Una vez que se obtuvo el concentrado de zircones, el siguiente paso fue el montaje: Aquí fueron seleccionados cuidadosamente y a mano, bajo un microscopio binocular alrededor de 50 granos de zircón para muestras graníticas y 120 granos para muestras detríticas.

Después de ser montados en una resina epóxica, estos fueron desbastados hasta exponer una superficie lo más cercana posible a la mitad ecuatorial de los zircones. Antes de los análisis por ablación láser, las superficies pulidas de los granos de zircón fueron fotografiadas con el propósito de determinar la estructura interna de los zircones y elegir puntos potenciales para los análisis de U-Pb; se obtuvieron imágenes de luz reflejada, luz transmitida e imágenes de cátodoluminisencia (CL) utilizando un Luminoscopio adaptado a un microscopio binocular óptico. Una vez caracterizados los zircones se procedió al fechamiento U-Pb por ablación láser con MC-ICPMS (Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry; Espectometro de Masas de Plasma Inducido Acoplado tipo Multicolector). Estos procedimientos se realizaron dentro de las instalaciones del Centro de Geociencias, UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro, a cargo del Dr. Luigi A. Solari.

Se analizaron ocho muestras que fueron sometidas a tratamientos de laboratorio para análisis geoquímicos y seis para análisis geocronológicos.

Por otra parte, se confeccionaron un total de 47 muestras en sección delgada en el Laboratorio de corte y laminación de rocas a cargo de la Geol. Adriana Aimée Orcí Romero. Posteriormente,

se realizó su respectivo estudio petrográfico en el Laboratorio de Petrografía del Instituto de Geología de la UNAM, Estación regional del Noroeste que está a cargo del Dr. Juan Carlos García y Barragán.

#### 3.3 Trabajo de Gabinete

En una primera etapa se realizó una recopilación bibliográfica de trabajos previos. Más adelante, se llevaron a cabo una serie de interpretaciones y como resultado de la información obtenida durante el trabajo de campo se efectuó un mapa geológico del área de estudio (Figura 4), haciendo uso de ArcGIS.

Para este trabajo se utilizó la escala del tiempo geológico de Walker *et al.* (2012) como referencia a las edades.

#### 4. Geología Local

En el área de estudio se distinguen siete unidades litoestratigráficas que presentan un metamorfismo de bajo grado, siendo posible reconocer su protolito. Para su descripción, se enumeran y se nombran de la más antigua a la más joven. Las unidades 1, 2 y 3 de edad Jurásico corresponden a unidades estratificadas, la unidad 4 está representada por un domo riolítico del Jurásico, mientras que las unidades 5 y 6 corresponden a cuerpos graníticos de edad Cenozoico; la unidad 7 no presenta metamorfismo y corresponde a la Formación Comedores de edad Mioceno, siendo esta la unidad más joven (Figura 4). A continuación, se hace una descripción de cada una de estas unidades:

#### 4.1 Unidad 1. Riolita El Jotaiqui

Las rocas de esta unidad consisten en derrames riolíticos de un espesor estimado de 800 m que afloran en la parte noreste del área de estudio, dentro de los terrenos del rancho El Jotaiqui. Se presentan en capas que van de 50 cm hasta 15 m de grosor, con rumbos dominantes hacia el noreste y echados de hasta 45° SE. Son principalmente riolitas porfídicas de color grisáceo y café rojizas, con ojos de cuarzo menores a 4 mm. Otros afloramientos muestran riolitas ignimbríticas de grano fino con cristales de feldespatos y flamas. Petrográficamente es una roca metamorfizada que tiene cristales de cuarzo recristalizado de tamaño máximo de 3 mm, biotita, óxidos de fierro, muscovita y epidota. Los cristales de biotita y muscovita exhiben una orientación preferencial. Ocurren también cristales pequeños de zircón dentro de los cristales de cuarzo. Se observan también porfidoblastos de cuarzo policristalino de grano grueso, con extinción ondulante y disolución, dentro de los cuales se desarrollan pequeños cristales de zircón, biotita y muscovita (Figura 5).



Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Base cartográfica tomada de las cartas El Carrizo (H12-A59) y La Arizona (H12-A49), ambas editadas por INEGI (2015 y 2004, respectivamente).


Figura 5. A y B. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada de la muestra 12-9-17-1 correspondiente a la Riolita El Jotaiqui. Se observan cristales de cuarzo recristalizado de grano medio a fino, cristales tabulares de muscovita y biotita, así como de epidota y óxidos de fierro. Se presentan también porfidoblastos de cuarzo policristalino de grano grueso con extinción ondulante.

# 4.2 Unidad 2. Metavolcánica Los Pozos

Esta unidad aflora en la sierra Los Chinos ubicada en la parte norte del área de estudio y al norte de la sierra El Álamo Viejo. Está formada por una interestratificación de capas de tobas piroclásticas (Figura 6A), derrames riolíticos y en menor proporción por areniscas y limolitas (Figura 6B). Para esta unidad se estima un espesor de 600 m. Aunque estas rocas están afectadas por metamorfismo de bajo grado, es posible observar una buena estratificación con dirección dominante hacia el NNW y con echados variables de entre 10° y 58°. Las tobas piroclásticas y los derrames riolíticos forman capas de hasta 20 m de potencia. En la parte superior de esta unidad se observó un paquete de 80 m de espesor de capas de calizas recristalizadas; estas capas alcanzan hasta 2 m de espesor y se encuentran interestratificadas con limolitas. La unidad 2 está en contacto tectónico con la unidad 1 a lo largo de la falla El Encino.

### 4.3 Unidad 3. Metarenisca Rancho El Álamo

La unidad 3 aflora en la sierra El Álamo Viejo y sierra Los Chinos en su extremo norte, está formada por areniscas, limolitas y en menor proporción por conglomerados y algunos niveles intercalados de derrames riolíticos. Poseen inclinaciones con dirección al NE de hasta 50°. Las areniscas y limolitas varían en color de rojizas a café rojizo en superficie intemperizada y en superficie fresca son de color gris claro (Figura 7A). Los derrames de riolitas se encuentran muy alterados, presentan parches de óxidos de fierro y una coloración verdosa por alteración a clorita y epidota.

En los afloramientos de la parte norte de esta unidad se midió una columna estratigráfica que alcanza un espesor compuesto de 445 metros (Figura 8). En esta columna se puede observar que la unidad tres está formada por ciclos de origen fluvial, con gradación fina hacia la cima y que alcanzan hasta 50 m de espesor. Cada ciclo inicia en su parte inferior con un conglomerado basal que puede ser de hasta 18 m de espesor, el cual es seguido hacia arriba por areniscas y después por limolitas, dentro de las cuales a veces se intercalan capas de riolitas que varían de 0.5 a 15 m de espesor. La intercalación más importante de derrames riolíticos ocurre en la parte media de la unidad, donde alcanzan hasta los 90 m de espesor total, con escasas intercalaciones de limolitas y areniscas. Los conglomerados basales de ciclos fluviales están formados por clastos de hasta 20 cm de longitud, mal clasificados de cuarzoarenita, riolitas, granitos y pedernal que están soportados en una matriz de granos del tamaño de arena (Figura 7B).

#### 4.4 Unidad 4. Domo riolítico Cañada Honda

Esta unidad corresponde a un domo riolítico que aflora en la parte media del área de estudio. Corta a la unidad 2 y presenta una forma alargada en dirección NW-SE. En afloramiento aparece como una roca masiva de color grisáceo, porfídica, rica en cristales de feldespato y ojos de cuarzo de hasta 4 mm. Petrográficamente es una roca metamorfizada donde se puede distinguir cristales de cuarzo policristalino con extinción ondulante, biotita y óxidos de fierro que están en una matriz de cuarzo microcristalino con algo de orientación paralela (Figura 9).



Figura 6. A. Afloramiento de capas de tobas piroclásticas. B. Interestratificación de derrames riolíticos y areniscas.



Figura 7. A. Afloramiento de areniscas de grano medio a fino en estratos de 2-15 cm de espesor, correspondiente con la muestra 1-23-17-1. B. Conglomerado basal correspondiente a uno de los ciclos fluviales.





Figura 9. A y B. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada de la muestra 8-24-17-8 correspondiente al domo riolítico Cañada Honda. Muestra porfidoblastos de cuarzo policristalino de grano grueso con extinción ondulante, disolución y un contacto suturado entre los granos, en una matriz de cristales de cuarzo recristalizado de grano medio a fino con cristales tabulares de biotita y muscovita que exhiben una orientación preferencial, epidota y óxidos de fierro.

# 4.5 Unidad 5. Granito El Encino

Este granito aflora en la parte noreste del área de estudio, se encuentra intrusionando a la unidad 1 y está en contacto por falla con la unidad 2 a la cual también corta localmente. Corresponde a una roca granítica de carácter leucocrático, de grano fino a medio, constituida por cristales de feldespato potásico, cuarzo, muscovita, biotita y granate. Petrográficamente es un granito de dos micas con granate y abundante feldespato alcalino, cantidades reducidas de cuarzo, escasos cristales de plagioclasas y prácticamente exentos de ferromagnesianos, que presenta una textura holocristalina, equigranular e hipidimórfica de grano fino a medio con cristales deformados, fracturados y bastante recristalización de cuarzo. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante, se encuentran alargados y se tiene además cuarzo microcristalino rellenando fracturas y espacios entre los cristales; las maclas de plagioclasas están deformadas y parcialmente borradas, los cristales de muscovita se encuentran orientados y deformados, con escasos cristales de óxidos de fierro y sericita, que en conjunto siguen una débil orientación preferencial. (Figura 10).



Figura 10. A y B. Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra 12-9-17-5 correspondiente al Granito El Encino que muestra cristales deformados y fracturados de feldespato alcalino (ortoclasa y microclina), cuarzo, plagioclasa y muscovita. Disolución y recristalización de cuarzo en cristales muy pequeños rellenando espacios y pequeñas cantidades de sericita.

# 4.6 Unidad 6. Granito San Francisco

Este granito aflora en la parte central del área y tiene una dirección alargada N-S. Forma el límite occidental de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos en donde se presenta muy erosionado. También se observan bloques de xenolitos de metasedimentos de varios tamaños, algunos de ellos de escala métrica y abundantes vetas de pegmatitas que lo atraviesan. Corresponde a un granito leucocrático de grano grueso constituido por cristales de feldespato alcalino, cuarzo, biotita, moscovita y granate. Petrográficamente presenta abundante cuarzo, con cantidades considerables de feldespatos alcalinos y valores muy bajos de plagioclasas, micas de muscovita, biotita con granate de una textura holocristalina, equigranular e hipidiomórfica de grano medio con cristales fracturados y poco deformados. Presenta una fuerte recristalización en los cristales de cuarzo y en algunos bordes de cristales de feldespato alcalino. Los cristales de cuarzo presentan extinción ondulante y ocupan los intersticios entre los cristales de feldespato como cuarzo policristalino, se presenta también rellenando fracturas entre los fenocristales como cuarzo muy fino. Se presentan escasos cristales de epidota y el desarrollo de oikocristales, de texturas micromirmequiticas en los bordes de los cristales de feldespato alcalino y desarrollo de feldespato alcalino micropertítico (Figura

11).



Figura 11. Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra 3-27-17-3 correspondiente al Granito San Francisco, se muestran cristales fracturados de cuarzo, feldespato alcalino y maclas de plagioclasas parcialmente borradas; pequeños cristales de biotita y de cuarzo muy fino rellenando espacios y fracturas, así como recristalización de cuarzo.

# 4.3 Unidad 7. Formación Comedores

Esta unidad aflora en la parte occidental del área de estudio cubriendo la parte oriental del valle del río Altar. En esta región estos basaltos fueron nombrados por Salas (1968) como Formación Comedores quien los consideró con un espesor aproximado de 50 m en los centros de flujo, formados por coladas de basaltos afaníticos con fenocristales anhedrales de olivino con dimensiones de hasta 4 cm de diámetro.

En el área de estudio, esta unidad consiste en coladas basálticas superpuestas casi horizontales, de hasta 15 m de espesor y que en conjunto pueden alcanzar 80 m de potencia en los afloramientos que están alrededor del rancho Los Pozos. Sobreyacen discordantemente a conglomerados y areniscas mal consolidadas (Figura 13A) y se caracterizan por contener grandes cristales de olivinos y piroxenos (Figura 13B). Estas rocas presentan coloración en tonalidades gris oscura en superficie intemperizada y en superficie fresca, tienen abundantes vesículas, algunas de ellas están rellenas de calcita. Petrográficamente poseen una textura microporfídica con fenocristales y microcristales de olivino con remplazamiento parcial de iddingsita, clinopiroxenos, óxidos de Fe-Ti y algunos fragmentos de roca y espinela, en una matriz formada por microlitos de plagioclasas alargadas y orientadas, microlitos de olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Presentan también una textura vesicular y amigdalar en algunas partes (Figura 12).



Figura 12. Fotomicrografías en luz polarizada de la muestra 3-27-17-2 correspondiente a los basaltos de la Formación Comedores, constituida por fenocristales y microcristales de olivino iddingsitizado, clinopiroxeno, óxidos de Fe-Ti, en una matriz formada por microlitos de plagioclasa, olivino iddingsitizado, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti.



Figura 13. A. Afloramiento de coladas basálticas que sobreyacen a conglomerados y areniscas mal consolidadas alrededor del rancho Los Pozos. B. Basalto Comedores porfídico-vesicular con cristales de piroxenos con dimensiones de hasta 5 cm. Foto-grafía obtenida de un afloramiento alrededor del rancho San Francisco.

### 5. Geoquímica

Para el presente estudio se analizaron geoquímicamente ocho muestras de roca total que son representativas de algunas unidades del área de estudio. Los resultados analíticos obtenidos por Fluorescencia de Rayos X para óxidos mayores, así como de elementos traza y Tierras Raras (REE, Rare Earth Elements) obtenidos por Espectrometría de Masas (ICP-MS) se presentan en las tablas 2 y 3. Las muestras analizadas corresponden a la Riolita El Jotaiqui, al domo riolítico Cañada Honda, a los Granitos El Encino y San Francisco y a los basaltos de la Formación Comedores. Los análisis de dichas muestras, que presentan valores de perdida por ignición menores de 1.93% en peso fueron recalculados a base anhidra y los resultados se utilizaron para la elaboración de varios diagramas de clasificación geoquímica que se presentan a continuación.

#### 5.1 Geoquímica de Elementos Mayores

El contenido de sílice de la Riolita El Jotaiqui y el domo riolítico Cañada Honda varia de 65 a 76%, el de los granitos de 71 a 75.5% y los basaltos de la Formación Comedores, aproximadamente 45%. En un diagrama de clasificación geoquímica y de nomenclatura para rocas volcánicas basado en Álcalis total vs. Sílice (TAS, SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) de Le Bas *et al.* (1986), la Riolita El Jotaiqui y el domo riolítico Cañada Honda clasifican como traquidacita y riolita respectivamente, mientras que los basaltos de la Formación Comedores clasifican como basalto alcalino y traqui-basalto o Hawaita (Figura 14A).

De La misma manera, las rocas del área se clasificaron usando el diagrama  $R_1R_2$  (Figura 14B) De la Roche *et al.* (1980) que propone un esquema de clasificación basado en la proporción de milicationes y el cual proporciona una clasificación más precisa al introducir un análisis de elementos mayores con ocho variables como parámetros ( $R_1$ = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)  $R_2$ = 6Ca+2Mg+Al). La Riolita El Jotaiqui clasifica como tal y el domo riolítico Cañada Honda como riodacita. Los granitoides clasifican como granito para El Encino y el San Francisco varía de granito a granodiorita. Por otra parte, los basaltos de la Formación Comedores se consideran como basalto alcalino y uno en la frontera con las basanitas (Figura 14B).

En el diagrama ternario AFM (A: Álcalis=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, F=FeOt, M=MgO) de Irvine y Baragar (1971) que discrimina entre series magmáticas calcoalcalinas y toleíticas, se puede observar la afinidad calcoalcalina en los granitoides y riolitas (Figura 15A). Del mismo modo y en la clasificación obtenida en el diagrama de K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 15B) se observa que los granitos caen en el campo de alto potasio (menos uno), el domo riolítico Cañada Honda se presenta bajo en potasio y la Riolita El Jotaiqui cae dentro del campo con muy alto contenido en potasio.

De acuerdo con el diagrama de Maniar y Piccoli (1989) que presenta el índice de Shand (1927) (relación molar de Al/Ca+Na+K vs. Al/Na+K o A/CNK vs. A/NK) (Figura 15C), se puede observar que las rocas graníticas y riolíticas del área son de carácter marcadamente hiperaluminoso.

#### 5.2 Geoquímica de Elementos Traza y Tierras Raras

En un diagrama de Rb vs. Y+Nb de proveniencia tectónica (Pearce *et al.* 1984), los granitos y las riolitas presentan una afinidad tectónica a arco magmático "continental" y los basaltos de la Formación Comedores indican que son basaltos intraplaca (Figura 15D).

En un diagrama que grafica los valores de Tierras Raras normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989) obtenidos del análisis de las muestras de las rocas ígneas de área, el domo riolítico Cañada Honda (La/Lu= 18.8), la Riolita El Jotaiqui (La/Lu= 11.4) y los basaltos de la Formación Comedores (La/Lu= 8.5) muestran un enriquecimiento en Tierras Raras ligeras con respecto a las Tierras Raras pesadas. Las muestras del Granito San Francisco y las del Granito El Encino por otra parte, muestran valores de Tierras Raras ligeras (La/Lu=2) muy similares a los de Tierras Raras pesadas. Además, el Granito San Francisco mostró una anomalía negativa importante en Eu (Figura 16A).

Cuando los valores de los granitos del área son visualizados en un diagrama multicatiónico de R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> de Batchelor y Bowden (1985) (Figura 10 de estos autores), que resume la evolución de los magmas en un ciclo orogénico, los granitos del área se agrupan en el campo 6 de dicho diagrama (Figura 16B). Este campo pertenece a granitos leucocráticos de dos micas que son producidos por procesos anatécticos durante la evolución final de un ciclo orogénico, dada esta característica, los granitos eocenos del área pudieran ser de origen anatéctico. Del mismo modo, cuando los valores de estos granitos son graficados en el diagrama de Brown *et al.* (1984) que clasifica la madurez de los arcos magmáticos en base a la proporción de los elementos trazas Rb/Zr vs. Nb y vs. Y (Figura 16C), estos indican que tienden a pertenecer a un arco continental maduro. Esta observación puede estar soportada por el espectro que representa a los arcos maduros en el diagrama multielemental de Brown *et al.* (1984), graficado en el diagrama normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) el cual indica valores bajos de Ba, Sr, P y Ti y anomalías altas de Rb, U, Hf, Sm y Tb, un patrón que es seguido de forma aproximada por los granitos eocénicos del área (Figura 16D).

Muestra	1-23-17-5 Granito San Francisco	3-27-17-3 Granito San Francisco	8-24-17-1 Granito San Francisco	12-9-17-5 Granito El Encino	12-9-17-1 Riolita El Jotaiqui	8-24-17-8 Domo riolítico Cañada Honda	3-27-17-2 Basalto Comedores	8-24-17-9 Basalto Comedores
Elementos Mayores	Masa %	Masa %	Masa %	Masa %	Masa %	Masa %	Masa %	Masa %
SiO <sub>2</sub>	75.54	71.98	73.33	73.44	65.38	76.27	44.71	45.96
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.14	0.09	0.09	0.53	0.27	1.97	2.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.01	15.99	15.26	14.74	15.96	12.48	15.64	16.47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	0.41	1.33	0.85	0.84	4.01	2.42	11.55	10.40
MnO	0.14	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.18	0.17
MgO	0.09	0.29	0.16	0.19	1.65	0.58	8.52	7.51
CaO	0.88	2.15	1.56	1.44	1.67	2.17	11.44	9.54
Na <sub>2</sub> O	6.31	4.25	4.09	4.10	3.30	3.79	3.25	3.94
K <sub>2</sub> O	1.21	3.12	3.71	3.84	6.21	1.25	1.60	1.31
<b>P</b> <sub>2</sub> <b>O</b> <sub>5</sub>	0.05	0.04	0.04	0.03	0.17	0.03	0.39	0.49
LOI	0.22	0.65	0.65	1.21	1.03	0.52	0.70	1.93
SUMA	99.88	99.97	99.80	99.98	99.97	99.80	99.96	99.79

Tabla 2. Resultados de los análisis de Elementos Mayores.

Elementos mayores determinados por Fluorescencia de Rayos X. LOI= Loss of Ignition (Perdida por ignición).

	1-23-17-5	3-27-17-3	8-24-17-1	12-9-17-5	12-9-17-1	8-24-17-8	3-27-17-2	8-24-17-9
Muestra	Granito	Granito	Granito	Granito	Riolita	Domo riolítico	Basalto	Basalto
	San Francisco	San Francisco	San Francisco	El Encino	El Jotaiqui	Cañada Honda	Comedores	Comedores
Elementos Traza (ppm)								
Li	13.15	9.21	18.53	24.22	35.52	31.78	8.11	7.65
Be	3.70	1.98	3.11	2.39	1.87	1.96	1.60	2.03
В	4.97	0	0	7.27	5.99	0	0	0
Р	0.05	0	0.04	0.03	0.18	0.02	0.40	0.54
Sc	-0.92	0.70	1.05	0.19	7.72	1.87	23.21	22.51
Ti	0.05	0.11	0.09	0.09	0.53	0.27	1.90	2.12
V	2.83	6.46	9.45	9.33	88.72	26.32	218.62	196.55
Cr	2.61	3.04	3.04	2.74	4.98	6.11	208.57	166.29
Со	0.34	0.61	0.81	1.09	6.87	4.05	47.74	43.04
Ni	0.58	0.30	0.91	1.20	3.75	3.48	189.59	229.11
Cu	6.41	1.37	41.11	23.41	4.86	8.44	82.87	160.84
Zn	37.79	24.66	32.65	17.69	57.26	38.37	77.16	73.44
Ga	16.86	13.34	16.40	15.72	17.88	12.43	17.40	18.25
Rb	103.59	177.68	162.08	152.11	251.19	62.31	32.35	31.00
Sr	17.75	185.08	282.59	270.33	131.83	352.69	532.94	659.76
Y	30.21	10.64	19.54	17.44	23.40	19.28	25.11	24.28
Zr	37.58	51.28	60.74	52.69	225.68	150.29	145.83	153.04
Nb	27.75	6.24	14.18	14.19	13.45	10.37	54.49	55.94
Мо	0.40	0.25	0.27	0.01	0.24	0.29	2.12	2.14
Sn	0.54	0.61	1.09	0.99	1.62	1.08	1.29	1.43
Sb	0.22	0.09	0.08	0.15	2.65	0.14	0.11	0.13
Cs	1.21	3.04	3.19	2.79	43.78	5.83	0.37	0.43
Ba	10.08	1042.48	871.02	986.51	1004.18	687.92	508.43	414.43

Tabla 3. Resultados de los análisis de los Elementos Traza y Tierras Raras.

Hf	1.58	2.01	1.86	1.62	5.92	3.93	3.25	3.22
Та	2.84	0.69	1.63	1.39	0.98	0.78	2.80	2.73
W	0.26	0.57	0.17	0.23	1.88	0.22	0.52	0.57
Tl	0.49	0.91	0.82	0.83	1.63	0.46	0.04	0.03
Pb	16.92	44.60	35.10	34.60	17.91	7.86	2.42	2.85
Th	12.25	5.81	6.23	4.46	21.54	14.66	3.45	3.18
U	4.92	2.02	1.64	1.60	2.35	3.47	0.93	1.06
Tierras Raras (ppm)								
La	7.80	4.50	9.02	6.43	39.93	59.75	26.32	27.01
Ce	17.66	7.21	17.34	12.79	78.95	115.76	49.60	52.67
Pr	2.43	1.27	2.13	1.54	8.46	12.64	5.90	6.34
Nd	9.46	5.61	8.12	6.00	28.65	41.83	23.20	24.91
Sm	3.81	1.63	1.97	1.59	5.23	7.01	5.12	5.43
Eu	0.11	0.70	0.48	0.45	1.15	1.57	1.65	1.74
Tb	0.79	0.29	0.40	0.36	0.69	0.73	0.79	0.81
Gd	3.90	1.73	2.12	1.87	4.54	5.21	5.15	5.35
Dy	4.99	1.93	2.82	2.60	4.08	3.83	4.74	4.80
Но	0.84	0.43	0.63	0.57	0.83	0.73	0.92	0.93
Er	2.39	1.22	1.94	1.68	2.39	2.15	2.47	2.49
Yb	3.59	1.19	2.46	2.14	2.47	2.26	2.27	2.28
Lu	0.52	0.18	0.38	0.33	0.37	0.33	0.33	0.33

Elementos traza y Tierras Raras determinados por Espectrometría de Masas de Plasma Inducido Acoplado (ICP-MS)



Figura 14. A. Diagrama de clasificación geoquímica y de nomenclatura para rocas volcánicas Total Alkalis vs Silica (Le Bas *et al.*, 1986), donde se muestra la variación composicional de las distintas rocas del área. La línea punteada separa los campos de la serie alcalina y subalcalina según Irvine y Baragar, 1971. B. Diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> De la Roche *et al.* (1980), permite un esquema de clasificación más preciso de las distintas rocas del área. [R<sub>1</sub>: 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)] [R<sub>2</sub>: 6Ca+2Mg+Al].



Figura 15. A. Diagrama ternario AFM (A: Álcalis=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, F=FeOt, M=MgO) de Irvine y Baragar (1971) que discrimina entre series magmáticas calcoalcalinas y toleíticas. B. Diagrama de K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> de Peccerillo y Taylor (1976). C. Diagrama de Maniar y Piccoli (1989) que representa el índice de Shand (1927), relación molar de Al/Ca+Na+K vs. Al/Na+K o A/CNK vs. A/NK en el que se establece el carácter metaluminoso o hiperaluminoso de las rocas. D. Diagrama de Rb vs Y+Nb para caracterizar los campos de proveniencia tectónica (Pearce *et al.* 1984).



Figura 16. A. Diagrama de tierras raras (REE, Rare Earth Elements) normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989). B. Diagrama multicatiónico R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> [R<sub>1</sub>: 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti) R<sub>2</sub>: 6Ca+2Mg+Al] de Batchelor y Bowden (1985). C. Diagrama que clasifica la madurez de arcos magmáticos en base a la proporción de los elementos trazas Rb/Zr vs. Nb y Y (Brown *et al.* 1984). D. Diagrama multielementos (normalizado a manto primitivo con valores de Sun y McDonough, 1989) de Brown *et al.* (1984) donde se comparan los valores obtenidos de los Granitos El Encino y San Francisco contra los patrones pertenecientes a arcos continentales normal y maduro.

## 6. Geocronología

Con el fin de precisar la edad de los diferentes eventos geológicos del área, representados por las diversas unidades litoestratigráficas, se fecharon por el método de U-Pb (LA-ICP/MS) seis muestras pertenecientes a 1. Riolita El Jotaiqui, 2. Metavolcánica Los Pozos, 3. Metarenisca Rancho El Álamo, 4. Domo riolítico Cañada Honda, 5. Granito El Encino y 6. Granito San Francisco (Tabla 4).

De la muestra 12-9-17-1 que corresponde a la Riolita El Jotaiqui se fecharon 28 zircones que dieron una edad promedio ponderada (MSWD) confiable de 171.1±0.77 Ma (Figura 17A). Solo uno de estos zircones tiene edad de ca. 134 Ma que puede indicar un evento tectónico menor que causó un sobrecrecimiento en este zircón. A la muestra 12-8-17-1 de la unidad Metavolcánica Los Pozos se fecharon 28 zircones que dieron una edad de 170.2±0.64 Ma (Figura 17B), aunque tres de ellos dieron edades jóvenes de entre 145 y 157 Ma.

Una muestra de arenisca de la unidad Metarenisca Rancho El Álamo (muestra 1-23-17-2) dio edades confiables de 89 zircones, de los cuales 30% pertenecen a granos de edad Precámbrico, 11% son de edad Paleozoico, dos granos son de edad Triásico, 55% son de edad Jurásico y otro es de 42 Ma. Los zircones de edad Precámbrico dan un pico de edad 1.6 Ga, los zircones paleozoicos presentan edades variadas, desde Pérmicas a Silúricas sin formar un pico de edad preferente. Los zircones jurásicos varían en edad de 193 a 150 Ma, pero la mayoría de ellos dan un pico pronunciado de edad de 164 Ma (Figura 17C).

La muestra 8-24-17-8 fue colectada del domo riolítico Cañada Honda que corta a la unidad Metavolcánica Los Pozos. De esta muestra se fecharon 31 zircones que dan una edad 158.2  $\pm$  4 Ma (Figura 17D), la cual se considera su edad de enfriamiento. Cinco de estos zircones que tienen edades entre 134 y 144 Ma se interpretan como sobrecimientos durante algún evento de calentamiento posterior. La muestra 12-9-17-5 que fue colectada del Granito El Encino dio una edad de 54.6  $\pm$  1.9 Ma en 24 zircones fechados (Figura 18E), aunque siete de ellos tienen

edades entre ca. 50 y 46 Ma. Estas últimas se consideran edades reseteadas durante eventos termales Cenozoicos.

De la parte occidental del Granito San Francisco se colectó la muestra 3-27-17-3 de la cual se fecharon 34 zircones. Esta muestra dio una edad de  $47.62 \pm 0.49$  Ma (Figura 18F) con base en 14 zircones que dieron edades similares entre ca. 46 y 50 Ma. Utilizando otros 17 zircones se obtuvieron edades de entre ca. 53 y 1800 Ma. Estos zircones se consideran heredados.





Figura 17. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zircones utilizando la técnica de ablación laser (LA-ICP-MS). A, B y D. Gráficos de media pondera que muestran los análisis empleados para el cálculo de la edad media ponderada correspondientes a las muestras 12-9-17-1, 12-8-17-1 y 8-24-17-8 obtenidas de las unidades Riolita El Jotaiqui, Metavolcánica Los Pozos y domo riolítico Cañada Honda, respectivamente. C. Histograma y curva de probabilidad relativa de edades de zircones detríticos correspondiente con la muestra 1-23-17-2 obtenida de Metarenisca Rancho El Álamo.



Figura 18. Datos analíticos de U-Pb obtenidos de zircones utilizando la técnica de ablación laser (LA-ICP-MS). E y F. Gráficos de media pondera que muestran los análisis empleados para el cálculo de la edad media ponderada correspondientes a las muestras 12-9-17-5 y 3-27-17-3 obtenidas de los Granitos El Encino y San Francisco.

12-9-17-1 12-8-17-1 Riolita Metavolcánica El Jotaiqui Los Pozos		1-23-17-2 Metarenisca Rancho El Álamo			8-24-17-8 Domo Riolítico Cañada Honda		12-9-17-5 Granito El Encino		3-27-17-3 Granito San Francisco				
Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$	Best age (Ma)	±2σ	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$	Best age (Ma)	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Best age (Ma)	±2σ	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$
177.6	4.1	171.6	3.4	178.3	3.6	1356.0	20.0	166.8	4.7	58.3	1.3	1700.0	100.0
169.3	3.1	170.1	3.0	163.4	6.4	<del>160.0</del>	100.0	164.0	4.0	47.5	0.8	<del>119.2</del>	7.2
157.0	3.1	173.3	3.3	<del>162.6</del>	3.2	162.3	2.8	158.5	3.6	46.2	0.9	53.3	3.7
170.3	2.9	173.2	3.3	1039.0	16.0	154.7	5.6	158.7	7.3	61.1	1.1	123.8	4.5
168.6	2.7	171.5	3.5	173.6	4.0	147.7	5.8	163.0	4.1	47.0	5.8	56.5	1.3
172.4	3.1	170.8	2.8	170.2	3.2	250.0	160.0	162.7	3.9	156.3	9.1	46.8	1.0
171.9	3.4	170.0	3.3	368.0	8.3	168.0	3.2	189.3	6.2	50.6	1.4	52.9	1.4
173.0	4.0	168.2	3.5	982.0	17.0	170.4	3.3	159.2	3.6	48.8	2.9	47.6	1.1
172.1	3.0	168.6	3.1	41.9	0.7	164.2	3.1	162.1	4.0	166.5	2.9	82.2	2.4
167.9	2.9	171.3	3.3	164.3	3.4	169.3	3.3	164.0	3.9	118.6	5.8	48.1	1.0
175.0	2.9	171.8	3.3	1370.0	20.0	159.7	3.9	166.3	4.5	55.3	1.7	46.1	1.0
133.6	2.9	172.8	3.2	170.6	3.3	2681.0	55.0	166.8	4.2	46.9	2.6	508.0	19.0
173.6	3.0	169.7	3.4	1155.0	17.0	162.4	2.9	154.6	6.4	56.0	1.1	180.9	4.5
174.1	3.6	166.9	2.8	167.9	3.4	144.3	5.2	158.0	6.3	56.9	0.9	48.6	1.7
167.6	2.5	172.4	3.2	167.3	3.4	1642.0	55.0	921.0	35.0	56.9	0.8	47.5	1.0
168.0	2.8	168.7	3.0	163.9	3.6	406.1	7.3	161.3	4.1	56.5	1.1	47.2	1.2
173.4	3.4	170.8	3.2	150.7	3.6	161.3	4.0	138.6	4.1	55.5	0.8	123.3	5.4
171.2	4.5	173.5	3.6	172.2	3.0	364.8	5.4	166.2	3.7	57.4	2.9	773.0	34.0
167.2	3.0	145.7	3.3	<del>150.0</del>	<del>110.0</del>	156.5	4 <del>.9</del>	159.1	4.7	56.7	0.9	46.1	0.9
169.1	4.2	156.8	6.8	211.3	4.7	163.6	3.2	134.6	5.6	169.5	3.0	48.8	1.0
172.8	4.6	169.8	3.1	1683.0	55.0	312.0	6.0	164.5	3.8	55.3	0.9	54.0	1.5
174.7	3.4	171.3	3.9	610.0	10.0	320.4	6.0	606.5	14.0	50.4	1.1	76.1	2.2
173.0	3.1	169.1	3.1	162.6	3.0	169.5	3.2	167.8	5.0	149.8	2.7	1800.0	100.0
170.3	3.0	170.9	3.1	170.1	3.3	162.3	3.2	170.8	5.7	157.2	9.0	49.9	1.2
172.2	2.9	157.3	3.9	164.2	3.2	152.5	3.2	136.4	4.2	56.4	1.2	972.0	17.0
174.1	3.0	171.0	3.1	164.1	3.4	158.1	3.1	159.9	3.8	58.4	0.9	46.0	1.1
175.0	3.9	172.1	3.9	164.5	3.4	193.5	5.6	163.7	4.1	56.4	0.9	46.7	1.0
173.6	4.0	170.2	3.2	168.0	2.8	1235.0	17.0	153.4	5.5	57.0	1.3	44.4	1.0
				152.0	2.5	536.0	11.0	153.8	4.8	61.0	0.9	53.2	3.3
				168.1	3.0	1107.0	26.0	171.6	5.0	55.5	1.0	60.8	1.2
				1081.0	22.0	164.6	3.3	143.7	3.8			52.9	1.5
				363.4	6.2	171.4	4.8	<del>172.7</del>	<del>5.0</del>			48.0	1.3
				1034.0	17.0	614.3	8.9	173.3	6.9			48.1	1.0
				219.1	4.1	<del>240.0</del>	150.0	144.4	5.3			48.5	1.2
				1010.0	25.0	159.2	3.2	163.2	4.0			48.0	0.9
				413.6	9.3	170.0	3.6						
				428.8	7.3	420.4	8.7						
				1557.0	62.0	166.4	<del>3.3</del>						
				294.4	6.1	10/.0	2.7						
				1/6.9	4.2	1011.0	21.0						
				161.5	3.7	104.5	5.1						
				166.0	3.2	1983.0	55.0						
				162.2	56.0	1097.0	10.0						
				652.0	11.0	1047.0	15.0						
				168.0	3.4	440.0	160.0						
				160.0	5.4	159.7	3.6						
				164.0	3.0	1718.0	63.0						
				144.2	2.8	1461.0	90.0						
				1685.0	60.0	162.2	2.8						

Tabla 4. Datos analíticos de U-Pb en zircones obtenidos por el método LA- ICP-MS.

Nota: las tachaduras indican edades no confiables reportadas por el laboratorio.

## 7. Estructuras y Metamorfismo

En el área de estudio se tienen al menos dos fases de deformación que están representadas por estructuras tectónicas que incluyen pliegues, cabalgaduras, y metamorfismo, así como un fallamiento normal más joven. Los pliegues tienen una dirección que varía de 15 a 45° NW, son aproximadamente simétricos y los echados de sus flancos varían entre 10 y 85°. Estos pliegues afectan a las unidades 2 y 3, mientras que la Riolita El Jotaiqui solo presenta una actitud homoclinal con echados de 14 a 22° hacia el SE. También, en la parte norte del área se observó la terminación sureste de una falla inversa, o de cabalgamiento que afecta a rocas de la unidad 2 (Figura 4); hacia el oeste esta falla está cubierta por la Formación Comedores, por lo que pudiera haberse tratado de una estructura de dimensiones mayores que se extendía al noroeste.

Las rocas del área presentan también una foliación que, aunque no se observa bien desarrollada en los afloramientos (Figura 19), ya que no modifica de manera importante los planos de estratificación, si se observa bien marcada en lámina delgada al microscopio petrográfico. Esta foliación se considera que está relacionada con al menos una fase de deformación compresiva que produjo el metamorfismo de bajo grado y que pudiera estar asociada a la formación de los pliegues y cabalgaduras. Los minerales que se desarrollan asociados a este metamorfismo incluyen principalmente biotita, muscovita, epidota y en algunas muestras hornblenda y turmalina. Algunas capas de caliza, que son escasas dentro de la unidad 2 se presentan marmolizadas mostrando grandes cristales de calcita, por lo que se interpreta que debió de haber sido una caliza muy pura.

La foliación varía de continua a espaciada y depende del protolito afectado. Las muestras de riolitas presentan principalmente foliación continua y están afectadas por fuerte recristalización de cuarzo de su matriz originalmente vítrea; del mismo modo sus fenocristales de cuarzo ("ojos de cuarzo"), forman agregados policristalinos. Estas rocas desarrollan cristales alargados de biotita, muscovita y en menor medida se presentan cristales de epidota que en conjunto se arreglan en láminas subparalelas desarrollando la foliación (Figura 20).



Figura 19. Secuencias de capas delgadas de areniscas de grano fino con intercalaciones de limolitas. Es posible observar los planos de foliación que generalmente se encuentran en el mismo sentido que la estratificación.

En los conglomerados, los granos de cuarzo de los clastos de cuarzoarenita presentan aplanamiento, suturación y disolución. Los granos de la matriz arenosa de los conglomerados están triturados y muestran desarrollo de láminas de biotita y muscovita, así como de cristales de epidota (Figura 21).

La foliación observada en muestras de limolitas y areniscas va de continua a espaciada. La foliación continua presenta alineamiento de granos de cuarzo y feldespatos junto con láminas de biotita y muscovita que se desarrollan entre ellos. Los granos de cuarzo tienen extinción

ondulante y junto con los feldespatos muestran aplanamiento, suturamiento y disolución (Figura 22).

La muestra 8-24-17-4 cuyo protolito es una arenisca muestra foliación de crenulación formada por clorita y biotita donde los microlitones son de cuarzo y muscovita (Figura 23AB). La muestra 1-23-17-1 presenta foliación espaciada formada por biotita y muscovita en laminaciones delgadas y microlitones que son de porfidoclastos de cuarzo y porfidoblastos de muscovita que presentan formas de tipo"mica fish" (Figura 23CD).

La foliación de los Granitos El Encino y San Francisco pudiera pertenecer a un segundo evento de deformación dada la edad más joven de ellos. Estos presentan una foliación formada por bandas de cuarzo triturado, recristalizado y con inter-crecimiento de micas de muscovita y biotita, la cual es más pronunciada en el Granito El Encino (Figura 24). También se tiene fracturamiento y suturación de cristales; la disolución y reprecipitación forma a veces agregados de cuarzo policristalino con extinción ondulante. En raras ocasiones se observó cristales grandes de muscovita en arreglo tipo "mica fish".



Figura 20. A y B. Fotomicrografías en luz natural y en luz polarizada representativas de la muestra 12-9-17-1 obtenida de la Riolita El Jotaiqui, donde se observan bandas de cristales de cuarzo recristalizado de grano medio y fino, cristales tabulares de muscovita y biotita, epidota y óxidos de fierro.

Figura 20. C y D. Fotomicrografías en luz natural y en luz polarizada de la muestra 12-8-17-1 obtenida de la unidad Metavolcánica Los Pozos, se observan cristales alargados de biotita y cristales de epidota que siguen una orientación preferencial, inmersos en un agregado de cuarzo recristalizado de grano fino orientado. E y F. Fotomicrografías en luz natural y en luz polarizada de la muestra 8-24-17-8 obtenida del domo Riolítico Cañada Honda, se observan porfidoblastos de cuarzo de grano medio en una matriz de cuarzo de grano muy fino, cristales de biotita y óxidos de fierro, que en conjunto siguen una orientación preferencial.



Figura 21. A y B. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada representativas de la muestra 3-28-17-6 obtenidas de la unidad Metarenisca Rancho El Álamo, corresponde a un conglomerado que muestra una matriz de cristales de cuarzo y feldespato potásico, porfidoblastos de la misma composición y pequeños cristales de muscovita. C y D. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada representativas de uno de los conglomerados de los ciclos fluviales de la unidad Metarenisca Rancho El Álamo, muestra cristales de cuarzo de grano medio y cristales grandes de biotita con una orientación preferencial.



Figura 22. A y B. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada representativas de una muestra cuyo protolito está representado por una limolita de grano muy fino, se observa una matriz de cristales de cuarzo muy fino con cantidades grandes de pequeños cristales de muscovita y biotita, los cuales exhiben una orientación incipiente. También se presentan pequeños cristales de epidota. C y D. Fotomicrografías en luz natural y luz polarizada representativas de un protolito de arenisca constituida por cristales de cuarzo y feldespato potásico, con cristales de muscovita que se desarrollan entre ellos. Ambos poseen una orientación preferencial.



Figura 23. A y B. Fotomicrografías representativas de la arenisca 8-24-17-4 en luz natural (A) y luz polarizada (B) que muestra una foliación de crenulación formada por cristales de biotita, muscovita y cuarzo. C y D. Fotomicrografías en luz natural (A) y luz polarizada (B) representativas de la muestra 1-23-17-1, que muestra una foliación espaciada formada por cristales de muscovita y biotita, se observan también porfidoblastos de cuarzo y arreglos de tipo "mica fish". Correspondientes a la unidad Metarenisca Rancho El Álamo.



Figura 24. A y B. Fotomicrografías en luz polarizada representativas de la muestra 12-9-17-5 obtenidas del Granito El Encino, en donde se observan cristales deformados y fracturados de feldespato potásico y cuarzo, con cristales de muscovita orientada y deformada, biotita y pequeñas cantidades de óxidos de fierro y sericita. C y D. Fotomicrografías en luz polarizada representativas de la muestra 3-27-17-3 obtenida del Granito San Francisco, que muestra una fuerte recristalización en los cristales de cuarzo ocupando también los intersticios entre los feldespatos potásicos, maclas de plagioclasas parcialmente borradas y cristales de biotita y muscovita, algunos de ellos deformados.

Las unidades del área están afectadas por varias fallas normales que incluyen a las fallas El Encino, Las Fragüitas y San Francisco. Las dos primeras tienen rumbo NW mientras que la falla San Francisco es una falla inferida con rumbo casi N-S. La falla El Encino separa a la Riolita El Jotaiqui y al Granito El Encino de la unidad Metavolcánica Los Pozos y su traza está bastante erosionada y cubierta. Sin embargo, el lineamiento que forma esta falla se observa en imagen satelital (Google Earth) y en campo se muestra como un contacto bien marcado que separa a estas unidades. La falla Las Fragüitas separa a la unidad Metavolcánica Los Pozos y la Metarenisca Rancho El Álamo, y también corta al Granito San Francisco; esta falla está igualmente erosionada y cubierta y su presencia se infiere porque separa a ambas unidades y porque se observa una alineación topográfica en imagen satelital. La falla San Francisco es de la misma manera una falla inferida, de rumbo N-S, que delimita al bloque de la sierra El Álamo Viejo contra el valle del río Altar. La sierra El Álamo Viejo expone en forma de horst el basamento del área formado por las unidades jurásicas y el Granito San Francisco; el valle del río Altar es un graben relleno por conglomerados y areniscas mal consolidadas que están cubiertas por la Formación Comedores.

### 8. Discusión

El área de estudio, localizada en la parte centro-norte de Sonora se encuentra ubicada dentro del bloque Mazatzal que es una de las provincias proterozoicas de Norteamérica y que está limitada al sur del Terreno Caborca por la hipotética megacizalla Mojave-Sonora. Una de las características principales de la geología de la región norte de Sonora es la abundancia de rocas ígneas plutónicas y volcánicas de edad Jurásico. También se tienen intercalaciones de rocas sedimentarias que en conjunto constituyen el arco magmático continental jurásico de Norte-américa. De acuerdo con diversos autores que han realizado fechamientos de estas rocas jurásicas, (Anderson *et al.*, 2005, Mauel *et al.*, 2011, Poulsen *et al.*, 2008; Izaguirre-Pompa, 2009) la edad del arco varía desde aproximadamente 190 a 153 Ma (Tabla 1).

En el área de estudio se distinguen varias unidades que por su edad corresponden al arco jurásico. Las rocas de este evento varían en edad de 171 a 158 Ma y lo forman la Riolita El Jotaiqui que está formada, principalmente por derrames riolíticos que dieron una edad U-Pb de ca. 171 Ma y por la unidad Metavolcánica Los Pozos que está formada por una interestratificación de capas de tobas piroclásticas, derrames riolíticos y en menor proporción por areniscas y limolitas y que arrojó una edad de 170 Ma. Por otra parte, se tiene la Metarenisca Rancho El Álamo que está formada por areniscas, limolitas y en menor proporción por conglomerados y algunos niveles intercalados de derrames riolíticos que presentan depósitos de origen fluvial dentro del arco magmático y que está intercalada con las rocas volcánicas de las dos unidades antes mencionadas. La Metarenisca Rancho El Álamo tiene una edad de 164 Ma. Un último evento del arco magmático jurásico en esta área lo representa el emplazamiento del domo riolítico Cañada Honda que ocurrió a 158 Ma, a principios del Jurásico Tardío.

Otros eventos que ocurrieron en el área lo representan el emplazamiento de los Granitos El Encino y San Francisco que corresponden a eventos magmáticos de principios del eoceno. Estos son granitos leucocráticos de dos micas con granate y en general, de grano medio a grueso que corresponden a la etapa más joven del arco magmático Laramide el cual se desarrolló a nivel regional entre 90 y 40 Ma (Damon et., 1983). El evento más joven en el área está representado por la Formación Comedores que forma un paquete de coladas superpuestas casi horizontales y que afloran en el valle del río Altar.

Los datos geoquímicos obtenidos de las rocas ígneas nos ayudan a caracterizar las unidades, su composición y su naturaleza. Las riolitas jurásicas (Riolita El Jotaiqui, Metavolcánicas Los Pozos, domo riolítico Cañada Honda y Metarenisca Rancho El Álamo) al igual que los plutones del Eoceno (Granito El Encino y Granito San Francisco) muestran una composición subalcalina y se clasifican como riolitas y granitos a excepción de la Riolita El Jotaiqui que clasifica como traquidacita (Le Bas *et al.*, 1986) (Figura 14A). Por otra parte, cuando estos datos se introducen en el diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> De la Roche *et al.* (1980) (Figura 14B) los granitoides clasifican entre granitos y granodioritas, mientras que la Riolita El Jotaiqui se ubica en el límite de cuarzolatita y riolita. De acuerdo con el diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971) (Figura 15A) estas rocas clasifican como calcoalcalinas y muestran un contenido de potasio bajo a alto con excepción de la Riolita El Jotaiqui que presenta un alto valor en potasio de acuerdo con el diagrama K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> de Pecerillo y Taylor (1976) (Figura 15B). Del mismo modo tanto las riolitas como los granitos muestran un carácter marcadamente hiperaluminoso (Figura 15C) y una afinidad de arco magmático (Figura 15D).

En el caso de los granitos de edad Eoceno, cuando sus valores geoquímicos son graficados en los diagramas de Batchelor y Bowden (1985) y de Brown et al. (1984), estos clasifican como leucogranitos de dos micas de origen anatectico (Figura 16B) pertenecientes a un arco maduro, tal como sería de esperarse para estos granitos que pertenecen a las últimas fases del arco Laramide de Sonora. En un diagrama de elementos trazas los granitos del Eoceno muestran valores de Tierras Raras ligeras casi iguales a los de Tierras Raras pesadas, mientras que el domo riolítico Cañada Honda y la Riolita El Jotaiqui presentan un enriquecimiento en Tierras Raras ligeras con respecto a Tierras Raras pesadas, y las concentraciones de estos valores son mayores que la de los granitos.

Por otra parte, los basaltos de la Formación Comedores presentan valores elevados de Tierras Raras ligeras con respecto a las Tierras Raras pesadas y en proporciones similares a los de las riolitas jurásicas, lo cual es típico de basaltos alcalinos que clasifican entre basaltos y traquibalsaltos de afinidad intraplaca (Figura 15D).

Las rocas del área están deformadas por varios eventos tectónicos. Un primer evento que deforma a las rocas jurásicas, generando pliegues de gran escala y cabalgamientos de dirección NNO-SSE, pudiera corresponder al evento de deformación Laramide del Cretácico Superior en Sonora. Un segundo evento que probablemente está relacionado a esa misma deformación compresiva laramídica, lo representa el metamorfismo que afecta a las rocas jurásicas y que produjo una foliación, la cual es mejor observada en sección delgada. Ésta corresponde a un metamorfismo de bajo grado durante el cual se formaron minerales de muscovita, biotita, epidota, hornblenda, localmente esfena, turmalina y clorita. Esta asociación de minerales corresponde a un metamorfismo de facies de esquistos verdes, y las texturas que se presentan dependen de la naturaleza de las rocas afectadas.

Otro evento de deformación que no está marcadamente representado en el área de estudio consiste en una foliación tectónica que afecta a los granitos del Eoceno y que desarrolla minerales de muscovita, biotita y granate. A escala petrográfica se observa texturas de "mica fish", rotación de cristales con sombras de presión y fracturamiento; así como también, disolución de
los cristales produciendo bandeamiento paralelo y orientado. Este evento, probablemente corresponde a una deformación milonítica ocasionada durante el despegue de la placa superior del complejo de Núcleo metamórfico Madera-Magdalena (Nourse, 1994) que ocurrió durante el Oligoceno-Mioceno. De esta manera y tal como lo propuso el autor anterior, el área de estudio se encuentra formando parte de la placa inferior del complejo de núcleo metamórfico Madera-Magdalena, el cual se formó en el lapso entre 25-20 Ma (Wong *et al.*, 2010).

Un último evento de deformación que ocurrió en el área corresponde al fallamiento normal de rumbo NW representado por las fallas El Encino y Las Fragitas y por la falla inferida San Francisco de rumbo casi N-S, estas estructuras afectan a los granitos del Eoceno por lo que su edad es más joven y pudiera estar relacionada a la deformación de sierras y valles paralelos que ocurrió en Sonora durante el oligoceno y mioceno. Aparentemente este fallamiento concluyo en esta área antes de la extrusión de los basaltos de la Formación Comedores el cual ocurrió aproximadamente 7 Ma.

## 9. Conclusiones

El área de las sierras El Álamo Viejo y Los Chinos ubicada en la parte centro-norte de Sonora forma parte del terreno Mazatzal, del arco magmático jurásico y de la placa inferior del complejo de núcleo metamórfico Madera-Magdalena. Las rocas más antiguas que afloran en esta área son rocas de edad Jurásico que varían de 171-158 Ma y corresponden a la Riolita El Jotaiqui de edad 171 Ma, a la unidad Metavolcánica Los Pozos de edad 170 Ma, la Metarenisca Rancho El Álamo de edad 164 Ma y el domo riolítico Cañada Honda de 158 Ma. Estos eventos se asignan, por su edad y carácter volcánico, al arco magmático Jurásico de Norteamérica. Eventos más recientes registrados en el área corresponden al magmatismo representado por los Granitos El Encino y San Francisco. De acuerdo con su edad (Eoceno), estos granitos se asignan a la última etapa de actividad del magmatismo del arco Laramide en Sonora. Un último evento geológico lo constituye la Formación Comedores que afloran en el valle del río Altar.

Geoquímicamente las rocas ígneas de edad Jurásico se clasifican como traquidacita y riolita calcoalcalinas, con proporciones variables de potasio, de carácter hiperaluminoso y afinidad a arco magmático, que tienen contenidos altos de Tierras Raras ligeras con respecto a Tierras Raras pesadas. Los granitos del Eoceno se clasifican entre granodiorita y granito de carácter calcoalcalino con proporciones de alto a bajo potasio, hiperaluminosos y con afinidad de arco magmático. De acuerdo con los diagramas de Batchelor y Bowden (1985) y Brown *et al.* (1984) que clasifican la madurez de los arcos estos granitos clasifican como de origen anatéctico de dos micas en un arco maduro.

Las rocas jurásicas están afectadas por al menos una fase de deformación compresiva representada por pliegues y cabalgamientos de dirección NW-SE y metamorfismo asociado. El metamorfismo que afecta a estas rocas es de bajo grado y se observa mejor a nivel de secciones delgadas. Se tiene foliación continua y espaciada formada por desarrollo de laminaciones de muscovita, biotita, epidota y en menor proporción hornblenda, esfena, turmalina y clorita. Esta deformación tectónica pudiera estar relacionada a la deformación Laramide del Cretácico Tardío que ocurrió en Sonora.

Los granitos del Eoceno cortan a las unidades jurásicas y presentan una deformación milonítica poco marcada que consiste en bandeamiento paralelo formado por fracturamiento y disolución de los cristales, principalmente cuarzo y ocasionalmente texturas de "mica fish" y sombras de presión asociadas.

## 10. Referencias Bibliográficas

- Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1978, The nature and extent of Precambrian rocks in Sonora, México [abs.], in Roldán-Quintana, J., and Salas, G.A., eds., Resúmenes, Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora: Hermosillo, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, p. 9-10.
- Anderson, T. H., and Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, 94, 941-966.
- Anderson, T.H., and 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., and Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 1–50.
- Anderson, T.H., Rodríguez-Castañeda, J.L., and Silver, L.T., 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico: Relations to the Mojave-Sonora megashear and itsinferred northwestward extension, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 51–95.
- Arvizu, H.E. e Iriondo, A., 2015, Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 67, no. 3, p. 545-586.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985, Petrogenic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters: Chemical Geology, 48, p. 43-55.
- Brown, G.C., Thorpe, R.S., and Webb, P.C., 1984, The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources: Journal of the Geological Society, 141, 413–426.
- Cooper, G.A., and Arellano, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, México: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.30, no.4, p. 606-611.

- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J y Cochemé, J.J., 1983, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Memorias de la XV Convención Nacional de la AIMMGM, p. 63-95.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>1</sub>R<sub>2</sub>-diagram and major-element analyses Its relationships with current nomenclature: Chemical Geology. Vol. 29, p. 183–210.
- Enríquez-Castillo, M.A., 2009, Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas: Historia de enfriamiento de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 61, no. 3, p. 451-483.
- González-León, C.M., 1986, Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, Noroeste de Sonora: Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, vol. 6, no.2, p. 117-133.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2015. Carta topográfica El Carrizo H12-A59, escala 1:50,000.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2004. Carta topográfica La Arizona H12-A49, escala 1:50,000.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8, p. 523–548.
- Izaguirre-Pompa, A., 2009, El basamento paleoproterozoico (~1.71–1.68 Ga) Yavapai en el área Mina La Herradura en el NW de Sonora: Sus implicaciones para el desarrollo del arco magmático continental Mesozoico-Cenozoico del NW de México. Maestría en Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de México. 202 p.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology. Vol. 27, p. 745–750.
- Longoria, J. F., González, M. A., Mendoza, J. J., y Perez, V. A., 1978, Consideraciones estructurales en el Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Bol., V.1, p. 61-67.
- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: Geological Society of America Bulletin, 101, 635–643.

- Mauel, D.J., Lawton, T.F., and González-León, C., Iriondo, A., and Amato, J.M., 2011, Stratigraphy and age of Upper Jurassic strata in north-central Sonora, Mexico: Southwestern Laurentian record of crustal extension and tectonic transition: Geosphere. Vol. 7, no. 2, p. 390-414.
- Morales-Montaño, M., 1984, Bosquejo geológico del cuadrángulo "Estación Llano-Ímuris", Departamento de Geología. Universidad de Sonora. Vol.1 (1), p. 1-32.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1994. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. Tectonics, vol. 13, p.1161–1182.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriondo, A., and Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, 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, 123–182.
- Paz-Moreno, F.A., 1992, Le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire de l'etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): evolution spatiale et chronologique; implications petrogenetiques. Docteur en Sciences. Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille. 250 p.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, 25, 956–983.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.
- Poulsen, K.H., Mortensen, J.K., and Walford, P.C., 2008, San Francisco gold deposit, Santa Ana region, Sonora, México: Laramide orogenic, intrusion-related mineralization?, in Spencer, J.F., and Titley, S.R., eds., Ores and orogenesis: Circum-Pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits: Arizona Geological Society Digest, 22, p. 547–559.
- Salas, G.A., 1968. Areal geology and petrology of the igneous rocks, Santa Ana cuadrangle, Sonora, Mexico. Master of science. The University of Oklahoma. 118 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 1999. Carta Geológico-Minera Cananea H12-5, escala 1:250,000. Secretaría de Economía, México.

- Servicio Geológico Mexicano, 2008. Carta Geológico-Minera El Correo H12-A49, escala 1:50,000. Secretaría de Economía, México.
- Shand, S.J., 1927, Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits: Murby, London, John Wiley & Sons, New York, 370 p.
- Solari, L.A., González-León, C.M., Ortega-Obregón, C., Valencia-Moreno, M., Rascón-Heimpel, M.A., 2017, The Proterozoic of NW Mexico revisited: U-Pb geochronology and Hf isotopes of Sonoran rocks and ther tectonic implications: International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau). Volume 107, Issue 3, pp 845-861.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, in Saunders A.D., Norry M.J., (eds.), Magmatism in ocean basins: Geological Society of London Special Publication, 42, 313–345.
- Walker, J.D., Geissman, J.W., Bowring, S.A., and Babcock, L.E., compilers, 2012, Geologic Time Scale v.4.0: Geological Society of America, doi: 10.1130/2012.CTS004R3C.
- 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, Vol. 115; p. 19.