



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

**Caracterización geológica, estructural,
geoquímica y metalogenética de la Brecha
Pilares, Sonora, México**

TESIS

**PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA**

P R E S E N T A:

JUAN RENÉ GÓMEZ LANDA

DIRECTOR DE TESIS

DR. LUCAS HILARIO OCHOA LANDÍN



Hermosillo, Sonora, México, Noviembre del 2014

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



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



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

ÍNDICE

Resumen	1
I. INTRODUCCIÓN	2
I.1. Objetivo general	3
I.2. Objetivos particulares	3
I.3. Metodología	3
I.4. Localización, vías de acceso y fisiografía	6
II. GEOLOGÍA REGIONAL	8
II.1. Precámbrico	8
II.2. Paleozoico	9
II.3. Mesozoico	9
II.3.1. Jurásico	9
II.3.2. Cretácico	10
II.4. Cenozoico	12
III. GEOLOGÍA LOCAL	14
III.1. Antecedentes del depósito Brecha Pilares	14
RESULTADOS	17
III.2. Unidades litológicas (estratigrafía)	17
III.2.1. Flujos andesíticos (Fand) y tobas de cristales (Tbc)	17
III.2.2. Areniscas tobáceas (Atb)	19
III.2.3. Toba-brecha ignimbrita (Tbci)	22
III.2.4. Flujos andesíticos (Fand)	24
III.2.5. Toba de lapilli (Tbl)	25
III.3. Cuerpos hipabisales	27
III.3.1. Pórfido granodiorítico (Pgd)	27
III.3.2. Pórfido granítico (Pgr)	28
III.4. Geología estructural	31
III.5. Tipos de brechas	35
III.6. Brecha Pilares	38
III.7. Mineralización, paragénesis y alteración	39

IV. GEOQUÍMICA	45
IV.1. Clasificación usando elementos mayores	45
IV.2. Elementos traza	49
IV.3. Tierras raras "REE"	50
V. GEOCROLOGÍA	54
V.1. U-Pb	54
V.2. Datos de Re-Os en piritita y calcopiritita	57
VI. DISCUSIÓN	60
VI.1. Geoquímica	60
VI.2. Geocronología	63
VI.3. Mineralización	65
VI.4. Génesis	66
VI.5. Evolución tectónica	67
VII. CONCLUSIONES	71
ANEXO (Minerografía)	72
BIBLIOGRAFÍA	87

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Mapa de localización y la subprovincia fisiográfica.	7
Figura 3.1	Fotos de los flujos andesíticos (Fand) y toba de cristales (Tbc).	19
Figura 3.2	Mapa geológico-estructural del área de estudio 1:12,000.	20
Figura 3.3	Fotos de la arenisca tobácea (Atb).	21
Figura 3.4	Fotos de la toba brecha (Tbci).	23
Figura 3.5	Fotos de los flujos andesíticos (Fand).	24
Figura 3.6	Fotos de la toba de lapilli (Tbl).	26
Figura 3.7	Secciones y columna estratigráfica local.	29
Figura 3.8	Fotos de la granodiorita (Gd).	30
Figura 3.9	Fotos del granito (Gr).	30
Figura 3.10	Diagramas de contorno de polos y de roseta para la pseudoestratificación de la Secuencia Volcánica Pilares (SVP).	32

Figura 3.11	Diagramas de contorno de polos y de rosetas para las fracturas, vetas y fallas de la Secuencia Volcánica Pilares (SVP).	33
Figura 3.12	Fotos de las principales estructuras medidas en la región de Pilares	34
Figura 3.13	Detalle de mapa geológico-estructural de la Brecha Pilares 1:4000.	40
Figura 3.14	Fotos de muestras de mano del primer evento mineralizador.	41
Figura 3.15	Fotos de muestras de mano del segundo evento mineralizador (brecha con specularita).	42
Figura 3.16	Fotos de muestras del tercer evento mineralizador (supergénico).	43
Figura 3.17	Secuencia paragenética de la Brecha Pilares.	44
Figura 4.1	Diagrama TAS de Cox et al. (1979) y Le Maitre et al. (1989).	46
Figura 4.2	Diagramas bivariantes de elementos mayores (tipo Harker).	47
Figura 4.3	Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1981).	51
Figura 4.4	Diagrama multielementos de la SVP y los cuerpos hipabisales.	51
Figura 4.5	Diagrama de tierras raras de la SVP y los hipabisales.	52
Figura 4.6	Diagramas ternarios y binarios de discriminación de ambiente tectónico para rocas basálticas y graníticas.	53
Figura 5.1	Diagrama de relaciones U-Pb medidas para las muestras de granodiorita (JR-05) y Granito (JR-53).	55
Figura 6.1	Diagramas de multielementos y REE de los datos de las rocas hipabisales. Donde se comparan con el espectro de granitos laramídicos (Valencia-Moreno et al., 2001) y el espectro de multielementos de la SVP.	62
Figura 6.2	Modelo tectónico esquemático de una zona de subducción en un margen de tipo andino, donde se muestra la evolución del magma desde su origen inicial en la cuña del manto astenosférico, hasta el ambiente volcánico y sub-volcánico involucrado en la generación y emplazamiento de pórfidos de cobre (tomado de Valencia et al., 2006).	62
Figura 6.3	Resumen de edades U-Pb y Re-Os del Distrito Minero Nacozari. (*)	64

Edades del presente trabajo, (1) Rascón-Heimpel et al. (2012), (2) Valencia et al. (2005) y (3) Valencia et al. (2008).

Figura 6.4	Representación esquemática de la evolución isotópica del Os en el manto condrítico y manto litosférico subcontinental (SCLM). Donde las siglas en inglés corresponden a la siguiente nomenclatura: basaltos de islas oceánicas (OIB) y Grupo de Basaltos de Columbia River (CRBG).	65
Figura 6.5	A) Imagen satelital; B) Geofísica de campo magnético total reducido al polo; y B) plano geológico-minero. Las tres imágenes presentan la misma área, la misma escala y un recuadro que corresponde al área de estudio (Pilares).	68
Figura 6.6	Imagen de satélite que muestra la distribución de las cuatro familias principales identificadas en el Distrito Minero de Nacozari. Falla Pilares (FP), Falla La Caridad (FLC) y Falla los Alisos Oeste (FAO).	70

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	Resultados de los análisis geoquímicos de las SVP y hipabisales.	48
Tabla 2	Resultados de los análisis geocronológicos de U-Pb de granodiorita (JR-05).	56
Tabla 3	Resultados de los análisis geocronológicos de U-Pb de granito (JR-53).	58
Tabla 4	Abundancias y relaciones isotópicas de Re y Os de piritas y calcopiritas de la Brecha Pilares.	59

ANEXO

Minerografía

Tabla A1	Muestras de superficie pulida	72
Figura 1	Fotografías de la muestra JR-106	74
Figura 2	Fotografías de la muestra JR-107	74
Figura 3	Fotografías de la muestra JR-108	75
Figura 4	Fotografías de la muestra JR-109	77
Figura 5	Fotografías de la muestra JR-110	78
Figura 6	Fotografías de la muestra JR-111	79
Figura 7	Fotografías de la muestra JR-122	80
Figura 8	Fotografías de la muestra JR-123	81
Figura 9	Fotografías de la muestra JR-125	82
Figura 10	Fotografías de la muestra JR-126	84
Figura 11	Fotografías de la muestra JR-127	85
Figura 12	Fotografías de la muestra JR-128	86

Este trabajo está dedicado con todo mi amor:

A mi esposa Alicia Sarmiento Villagrana,

A mis hijos Isaac y Diego;

Y a mi madre Martha.

¡Los pilares de mi vida!

AGRADECIMIENTOS

De manera especial le agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por haberme proporcionado la beca durante año y medio de la maestría.

A la Universidad de Sonora (UNISON) por permitirme ser parte de su institución como estudiante de la Maestría en Ciencias-Geología. Además de haberme proporcionado el vehículo para las salidas al campo y recursos económicos para las mismas. Gracias a Nora Armenta por su apoyo administrativo durante toda la maestría.

Al Grupo México, por brindarme la oportunidad de realizar este trabajo en su concesión Mina Pilares, así como, por el financiamiento de todos los análisis realizados en mi trabajo de tesis. Especialmente al Ing. Remigio Martínez Muller.

A la Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM, por brindarme sus instalaciones para el procesamiento de las muestras de geocronología y geoquímica.

Al Dr. Lucas Ochoa Landín por haberme aceptado como su estudiante y asesorarme durante el proyecto de maestría. Por su revisión y comentarios para el mejoramiento del manuscrito. Gracias por su amistad valiosa!

Al Dr. Ricardo Vega Granillo por haberme brindado su apoyo en todo momento para la elaboración de este escrito, por sus valiosos comentarios y sugerencias. Gracias por su valiosa amistad.

Al Dr. Martin Valencia Morenos por haberme asesorado y haber aceptado ser mi sinodal.

A la Dra. Diana Meza Figueroa por aceptar ser parte de mi comité evaluación.

Al Dr. Efrén Pérez Segura por haber aceptado ser parte del comité evaluación.

Al c.Dr. Sergio Adrián Salgado Souto por haberme apoyado con los análisis de Re-Os en la Universidad de Arizona, por su revisión y sus comentarios que enriquecieron este trabajo; pero además, por ser un excelente amigo y compadre.

Al Dr. Rafael Del Río Salas, por el brindarme su amistad y apoyo; así como, sus comentarios de este escrito.

A la c.Dr. Alicia Sarmiento Villagrana por apoyarme incondicionalmente y darme aliento para concluir este trabajo, fundamental para nuestro proyecto de vida.

A mi madre Martha Landa Bernardino por ser pieza clave para concluir esta tarea.

A los compañeros de la maestría, especialmente al M.C. Genaro Vera Bringas por brindarme su apoyo en todas las salidas al campo.

A Lic. Pablo Peñaflor Escárcega por brindarme el uso del laboratorio de preparación de muestras de la ERNO.

A Octavio Corral Paredes por haber realizado las secciones delgadas y todas las secciones pulidas utilizadas en este trabajo.

A todos ustedes: ¡Gracias!

RESUMEN

La mina Pilares es un depósito de Cu-W emplazado en una brecha tubular (“Breccia Pipe”) denominada “Brecha Pilares”. El depósito está encajonado en la Secuencia Volcánica Pilares (SVP), la cual corresponde a la parte superior de la Formación Tarahumara del Paleoceno, en el estado de Sonora. La mineralización de la brecha ha sido asociada al pórfido cuprífero, sin que dicha relación haya sido comprobada aún. Esto debido a que, aun cuando se han realizado intensas campañas de exploración avanzada, existe una escasez notoria de trabajos de cartografía, geoquímica y geocronología a detalle en el área. En este trabajo se hizo geoquímica a las rocas de la Secuencia Volcánica Pilares y a los cuerpos hipabisales que la intrusionan. También se hizo geocronología U-Pb en zircones únicamente de los cuerpos hipabisales. Los datos geoquímicos de todas las rocas analizadas indican una afinidad calcoalcalina con marcadas anomalías negativas de Nb, Zr y Ti y ligeras anomalías negativas en Eu (REE). Estas características indican un ambiente de arco magmático continental. La geocronología U-Pb indica la existencia de dos pulsos magmáticos, uno granodiorítico de 59 Ma y otro granítico de 54 Ma. Los datos geoquímicos y geocronológicos tanto de rocas hipabisales como de rocas volcánicas que afloran en las regiones de Pilares y La Caridad son similares. En especial el último pulso magmático que coincide perfectamente con los pórfidos cupríferos que están asociados a la mineralización en La Caridad. Estas similitudes sugieren la existencia de una relación genética temporal entre la mineralización de la Brecha Pilares con la mineralización del pórfido cuprífero de La Caridad. Los datos estructurales, relaciones de campo y análisis mineragráficos sugieren la existencia de tres eventos mineralizantes. Los dos primeros son contemporáneos y están causados por las ebulliciones e hidrotermalismo del evento magmático de 54 Ma; el último, es causado por la combinación de un fuerte fracturamiento local y la circulación de aguas meteóricas que concentraron las leyes de Cu. Los dos primeros eventos de mineralización están emplazadas en estructuras con orientación preferencial NW-SE y ENE-WSW, respectivamente. El tercer evento de mineralización supergénica está emplazado en el fracturamiento ENE-WSW asociado a la reactivación de estructuras laramídicos durante el proceso de exhumación (Basin and Range) del depósito.

I. INTRODUCCIÓN

La Mina de Pilares ha sido muy importante económicamente debido a sus altas concentraciones de cobre y tungsteno. Esta mina fue descubierta en 1886, su producción inició en 1897 y finalizó en 1949. Esta mina fue reconocida por ser una de las tres localidades que conformaron la base económica sonorenses a finales de siglo XIX. En la actualidad, aún se considera con potencial económico, tomando en cuenta que la empresa Grupo México desarrolló, en el 2010, una campaña de barrenación en la Brecha Pilares donde definió 50 millones de toneladas con una ley de 0.90% de cobre (Rascón- Heimpel, 2012).

Según el Servicio Geológico Mexicano, la Brecha Pilares forma parte del Distrito Minero de Nacozari (DMN). Este distrito ha sido considerado como uno de los más importantes productores de cobre a escala mundial. El DMN es considerado por su tamaño, como el segundo distrito más importante dentro del cinturón de pórfidos cupríferos de México, sólo inferior al distrito de Cananea (Valencia-Moreno, 2006). La mineralización de la Brecha Pilares ha sido asociada a un pórfido, el más cercano es La Caridad, el cual es parte del DMN. El yacimiento ha sido descrito como una clásica brecha tubular o “breccia pipe” y se considera asociada a la cúpula de un intrusivo porfídico (Sillitoe, 1985; Ochoa-Landín et al., 2011). Sin embargo, esta relación no ha sido comprobada aún, debido básicamente a la escasez de trabajos de cartografía, geoquímica y geocronología en el área. Sólo dos edades U-Pb en zircones indican que la secuencia volcánica que hospeda a la Brecha Pilares es de ~64 Ma, la cual correspondería con la parte superior de la Formación Tarahumara (Rascón- Heimpel et al., 2012). Sin embargo, poco o nada se ha dicho de los cuerpos intrusivos que cortan a la secuencia volcánica.

En este trabajo se presentan los primeros datos geoquímicos y geocronológicos de las rocas intrusivas que cortan a la Secuencia Volcánica de Pilares, así como los análisis mineragráficos de La Brecha Pilares. Los datos de cartografía, estructural, geoquímica, geocronología y minerografía con el objetivo de entender el origen y evolución de la mineralización de la Brecha Pilares, así como, su relación genética con la mineralización de La Caridad.

1.1. Objetivo general

Realizar una caracterización geológica, estructural, geoquímica y metalogenética del depósito Pilares (Brecha Pilares), Sonora México. Para determinar las condiciones de formación del yacimiento y su relación con el yacimiento de la Caridad.

1.2. Objetivos particulares

- Realizar un mapeo detallado (1:2,000) para describir las relaciones estructurales, unidades litológicas, zonas mineralizadas y zonas alteradas.
- Realizar un estudio petrográfico-minerográfico detallado del depósito con la finalidad de determinar las paragénesis y alteraciones.
- Realizar la geoquímica (mayores, trazas y REE) de la secuencia Volcánica Pilares y las rocas hipabisales que la cortan, para determinar su ambiente tectónico.
- Realizar un estudio radiométrico U-Pb de las rocas hipabisales para determinar la edad de cristalización.
- Realizar un estudio radiométrico Re-Os en pirita y calcopirita para determinar la edad de la mineralización.

1.3. Metodología

La metodología utilizada para llevar a cabo este trabajo de investigación consistió de las siguientes etapas: recopilación bibliográfica, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y trabajo de gabinete.

Recopilación bibliográfica. Esta parte del trabajo consistió en la búsqueda de artículos, tesis, mapas y trabajos relacionados con la Brecha Pilares, con la finalidad de tener una base teórica que nos permita entender el contexto geológico de las rocas que hospedan la mineralización de la Brecha Pilares y su posible fuente de mineralización.

Trabajo de campo. Se realizaron tres salidas a campo a la Mina Pilares y sus alrededores. La primera salida se realizó con la finalidad de conocer y mapear la distribución de las unidades litológicas, zonas mineralizadas y zonas alteradas, así como la estructura y distribución de las rocas en el área. En la segunda salida, se realizaron caminamientos y secciones en el área de interés, con el fin de conocer las relaciones

geológicas entre las unidades. Al mismo tiempo, fueron recolectadas muestras representativas de cada unidad para hacer estudios petrográficos, minerográficos, geoquímicos y geocronológicos. En la tercera salida, se tomaron datos estructurales de las vetas, vetillas, fracturas, fallas y pseudoestratificación en la zona de interés.

Trabajo de laboratorio. En esta etapa se realizó la elaboración de láminas delgadas, secciones pulidas y preparación de muestras de roca para geoquímica. La preparación de las muestras para geoquímica se realizó en el Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, UNAM. La preparación de las muestras para geoquímica consistió en: a) realizar la trituración de las rocas utilizando una trituradora de quijada de acero; 2) realizar un cuarteo de la muestra; y, 3) pulverizar en un molino de bolas de ágata en el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. Las pulpas obtenidas fueron analizadas por elementos mayores empleando la técnica analítica de ICP-OES (ME-ICP06) y los elementos menores (trazas y REE) se realizaron con la técnica de ICP-MS (ME-MS81); ambos análisis se efectuaron en los laboratorios en de Chemex en Toronto, Canadá.

La preparación de las muestras de geocronología para U-Pb siguió la siguiente metodología. Se colectaron alrededor de 6 a 10 kilogramos de cada muestra, los cuales fueron procesados por el método típico de trituración, molienda, separación por densidad (mesa Wilfley) y separación magnética (frantz) (Gehrels, 2008). Dicho trabajo fue realizado en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM. Los zircones fueron montados en una resina epóxica, a la cual se le agregan cristales de zircones de edades bien conocidas (estándar). También en dicho montaje se le agrega un vidrio de composición isotópica conocida (NIST). Este vidrio es utilizado para monitorear las concentraciones de Th y U. Una vez montados, la plaqueta es pulida para posteriormente obtener imágenes mediante catodoluminiscencia (ELM 3R luminoscope). Los análisis de isótopos se realizaron con una resolución M050, mediante abrasión con un láser ArF Excimer acoplado a un Termo Xii cuadrupolo ICP-MS (Solari et al., 2010a). La concordia y la edad se obtuvieron utilizando Isoplot v 3.7 (Ludwig, 2008). La distribución de densidad de probabilidad e histogramas se graficaron usando AgeDisplay (Sircombe, 2004). El Pb común se evaluó usando la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, todos los análisis se trazaron en la gráfica de Tera-Wasserburg (1972).

Para la preparación de las muestras para geocronología mediante Renio-Osmio (Re-Os) se siguió la siguiente metodología. Se pesaron entre 0.5 y 1.5 gramos de muestra (pirita y calcopirita) y se equilibraron mediante la adición de estándares (“spike”) de ^{185}Re y ^{190}Os respectivamente, utilizando la técnica de digestión que involucra el uso de tubos “Carius” (Shirey y Walker, 1995). El Osmio fue separado y purificado usando el método de destilación y microdestilación (Birck et al., 1997; and Brauns, 2001). Durante la colección de los datos, el total de Re y Os en los blancos fluctúa en un rango que va de 10 a 20 picogramos y de 0.10 a 1.0 picogramos, respectivamente. El renio fue purificado en dos pasos sucesivos utilizando columnas que realizan intercambio de aniones con la resina AGX-8 con volúmenes de 1.0 y 0.2 ml respectivamente en cada paso. Las muestras de pirita y calcopirita fueron colocadas dentro de las columnas y posteriormente enjuagadas usando ácido nítrico 0.1 molar. Finalmente el renio fue colectado utilizando ácido nítrico 8 molar.

Los análisis de Re y de Os fueron realizados en un espectrómetro de masas térmico VG 54 (N-TIMS) (Creaser et al., 1991) del Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona. Las incertidumbres fueron calculadas utilizando un error de propagación, tomando en consideración los errores de la calibración del “spike”, además de la incertidumbre en la constante de decaimiento del Re (0.31%) y errores analíticos. El Re de las muestras de pirita y calcopirita fue analizado con un colector Faraday, mientras que el Os fue analizado con un colector multiplicador Daly.

La reproducibilidad ha sido monitoreada desde hace más de veinte años en dicho laboratorio usando estándares internos. Las relaciones isotópicas $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de los estándares fue de 0.148817 ± 0.000036 (1SD, n=25), mientras que las relaciones isotópicas $^{185}\text{Re}/^{187}\text{Re}$ del estándar interno de Re fue de 0.59542 ± 0.00036 (1SD, n=21). Los blancos de Os y Re fueron menores a 0.5 pg y a 10 pg, respectivamente. El blanco de Os $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ fue de ~ 0.181 .

También se realizó la descripción y análisis petrográfico de muestras representativas de las unidades litológicas previamente cartografiadas. También se hizo la descripción y análisis minerográfico de muestras representativas de la zona mineralizada en superficie y

en núcleos. Todo lo anterior fue realizado en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.

Trabajo de gabinete. La información que se obtuvo a lo largo de este trabajo se procesó de la siguiente manera: el análisis de datos estructurales se hizo mediante el programa Dips v.5. Las secciones geológico-estructurales, columna estratigráfica y edición de fotografías se hicieron con el programa Corel Draw X5. La elaboración del mapa escala 1:12000 se hizo con el programa ArcGis 10.1 y para la redacción del documento se utilizó office (Microsoft Word 2007, Microsoft Excel 2007, Microsoft PowerPoint 2007).

I.4. Localización, vías de acceso y fisiografía

El área de estudio se localiza en la porción noreste del Estado de Sonora, cubre una área de $\sim 16 \text{ km}^2$, se ubica en el municipio de Nacozari de García y está delimitado por las coordenadas geográficas $30^\circ 18'$ y $30^\circ 20'$ latitud norte, $109^\circ 37'$ y $109^\circ 39'$ longitud oeste (Fig.1.1). El área queda incluida dentro de la carta geológico-minera 1:50,000 El Abanico H12B15 realizada por Servicio Geológico Mexicano (1999). Fisiográficamente, el área de estudio queda comprendida en la subprovincia de Sierras y Valles del Norte, perteneciente a la provincia de la Sierra Madre Occidental (Fig. 1.1) según INEGI (2000).

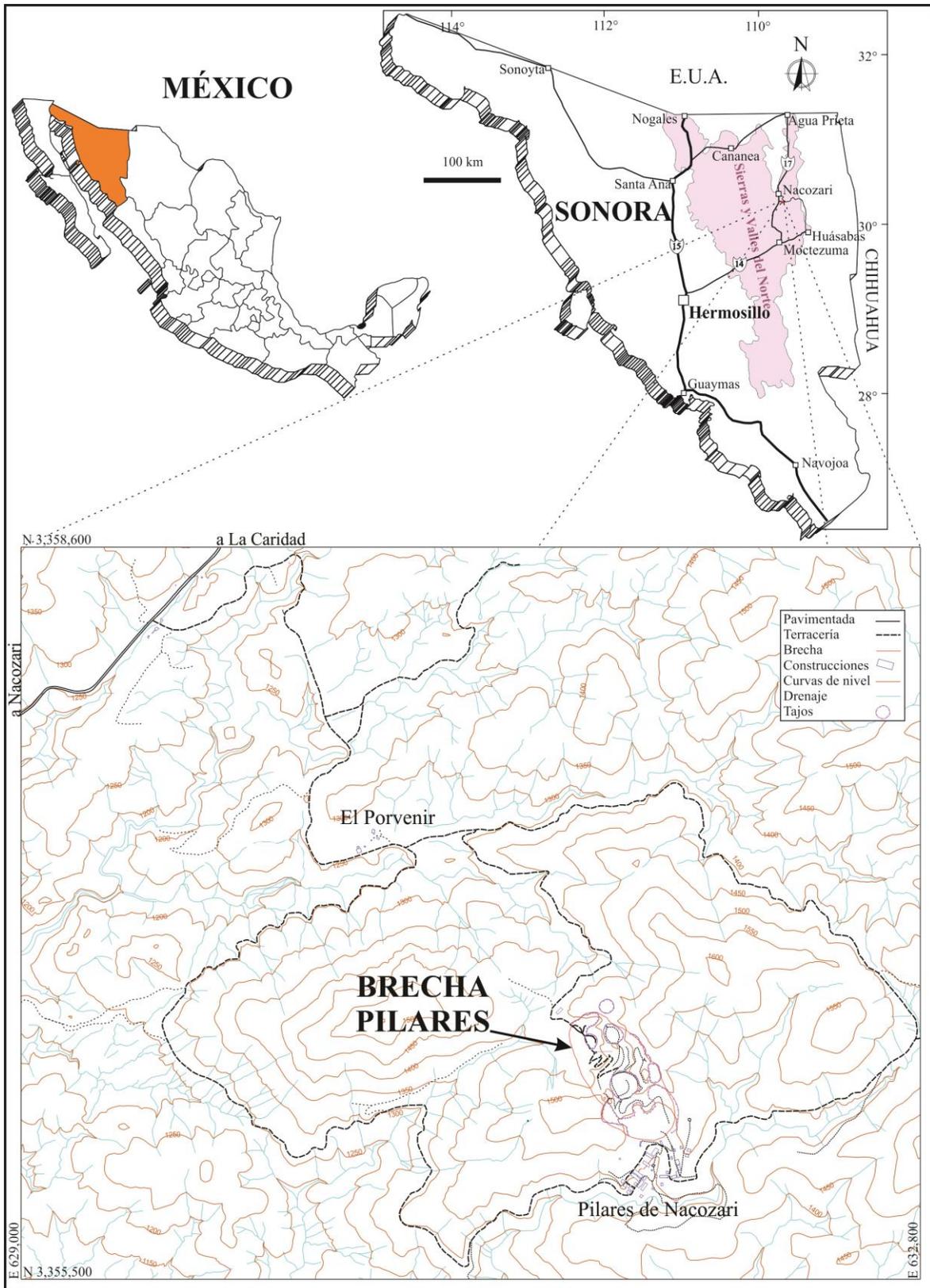


Figura 1.1. Mapa de localización geográfica y vías de acceso del área de estudio. El bloque de Sonora muestra la subprovincia fisiográfica “Sierras y Valles del Norte” (INEGI, 2000).

II. GEOLOGÍA REGIONAL

La Brecha Pilares está localizada dentro del Bloque Norteamérica según Sedlock et al. (1993). Se encuentra alojada en una secuencia volcánica de composición andesítica a latíticas del Paleoceno Temprano (~64 Ma U-Pb, Rascón-Heimpel, et al., 2012). La secuencia volcánica es parte del Complejo Volcánico Inferior (Servicio Geológico Mexicano, 1999) que forma parte de la Sierra Madre Occidental, la cual se extiende desde Arizona y Nuevo México hasta Sonora y Noreste de Sinaloa. Dicho complejo fue originado durante la actividad magmática cordillerana asociada a la orogenia Laramide durante el fin del Cretácico y el principio del Terciario (McDowell y Keizer, 1977). Una de sus características más notables es la clara relación con la generación de yacimientos minerales. Entre éstos se pueden mencionar los numerosos sistemas tipo pórfido cuprífero distribuidos particularmente en la porción oriental del cinturón laramídico en Sonora (Damon et al., 1983a; Staude y Barton, 2001) y especialmente en el noreste de Sonora, donde se conocen ocurrencias de clase mundial, como los distritos mineros de Cananea y La Caridad (Valencia-Moreno et al., 2006). Se presume que existe una relación temporal de la mineralización Cu-W de la Brecha Pilares con la mineralización de Cu-Mo del depósito pórfido cuprífero de La Caridad (Sillitoe, 1985; Valencia-Gómez et al., 2005; Ochoa-Landín et al., 2011).

II.1. Precámbrico

El Esquisto Pinal considerado como el basamento en la región, está constituido de gneises y esquistos que afloran al sur de Arizona, Nuevo México y al noreste de Sonora en la región de Cabullona y Cananea (Viveros-Martínez, 1965; Anderson et al., 1980). Se compone principalmente de grauvacas y flujos de lavas metamorfoseadas en facies de esquisto verde. El Esquisto Pinal ha sido fechado en 1.68 Ga U-Pb (Damon et al., 1962; Anderson y Silver, 1977). Ha sido considerado como parte de basamento autóctono (no desplazado por la Megacizalla Mojave-Sonora) del cratón Norteamericano (Sedlock et al., 1993). El Esquisto Pinal se encuentra intrusionado por dos eventos de plutonismo anorogénico, el primero consiste de cuarzo-dioritas y cuarzo monzonitas con edad U-Pb de 1.65 Ga y el segundo evento, consiste de granitos y granodioritas con una edad U-Pb de

1.45 Ga (Anderson y Silver, 1977). Algunos cuerpos graníticos fueron emplazados en el basamento al final de Mesoproterozoico alrededor de 1.1 Ga (Anderson y Silver, 1981).

Sobreyaciendo las rocas cristalinas del Paleoproterozoico y Mesoproterozoico, se depositaron en discordancia rocas de plataforma marina carbonatada del Neoproterozoico y Paleozoico, estas rocas están caracterizadas por gruesas secuencias de calizas y cuarcitas expuestas principalmente en el norte y centro del Estado de Sonora (González-León, 1986; Stewart et al., 1990; Poole et al., 1991; Blodgett et al., 2002).

II.2. Paleozoico

El paleozoico en la región ha sido reportado en la parte al noreste de Sonora, en la región del Cañón de Santa Rosa y Pilares de Teras (Dunbar, 1939; Devery, 1979; Montaña, 1986). En esta región se han identificado cinco miembros según su registro fósil y características litoestratigráficas (Dunbar, 1939), que denominaron Formación El Tigre (Holcomb, 1979; Devery, 1979). La Formación El Tigre se encuentra compuesta por capas delgadas y gruesas de calizas con zonas de esquistos y parches de pedernal.

II.3. Mesozoico

Las rocas del Mesozoico en la región están ampliamente distribuidas. Las rocas son principalmente marinas de la Formación Cucurpe (Araujo y Estavillo, 1987). Conglomerados polimícticos deformados de la Formación Cocóspera (Gilmont, 1978). Rocas fluvio-lacustres con volcánicos asociados del Grupo Cabullona (González-León, 1994) y finalmente rocas volcánicas de composición andesítica y dacítica de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949).

II.3.1. Jurásico

Las rocas del basamento proterozoico y su cobertura de plataforma continental están sobreyacidas por secuencias sedimentarias intercaladas con flujos volcánicos e intrusionadas por cuerpos plutónicos de edad jurásica (Anderson y Silver, 1979; Rodríguez-Castañeda, 1996). En el distrito de Nacozari, específicamente al sur de la mina La Caridad, se han reportado sedimentos jurásicos correspondientes a esta secuencia (Almazán-Vázquez y Palafox-Reyes, 2000).

La Formación Cucurpe es una potente secuencia de lutitas y areniscas que afloran en el Rancho La Colgada en la porción centro norte de Sonora (Villaseñor et al., 2005). La formación se compone de una secuencia de lutitas laminares a masivas, con intercalaciones

de areniscas y limolitas con un espesor de ~500 m. La edad de esta formación comprende entre Oxfordiano Tardío al Turoniano (Jurásico Tardío) (Villaseñor et al., 2005).

II.3.2. Cretácico

El Cretácico Inferior está representado por el Grupo Bisbee, este grupo está formado por cuatro formaciones: Conglomerado Glance, Formación Morita, Formación Mural y la Formación Cintura.

El Conglomerado Glance fue considerado como un conglomerado basal polimítico pobremente clasificado y en algunas zonas se presenta como brechas, estas rocas afloran al centro-norte de Sonora. Los clastos que componen esta unidad son principalmente calizas, cuarcitas, volcánicas, granitos jurásicos y esquistos precámbricos, todos ellos derivados de las unidades sedimentarias marinas Paleozoicas y volcánicas adyacentes (Ransome, 1904). Su espesor es variable, pero se han llegado a medir hasta 2000 m. Esta unidad también se caracteriza por presentar abanicos aluviales. La edad que se le ha asignado es de Jurásico Tardío para el norte de Arizona (Bilodeau, 1978). Esta unidad es considerada como la parte basal del Grupo Bisbee.

La Formación Morita se encuentra sobreyaciendo al Conglomerado Glance (Ransome, 1904). Esta formación está compuesta principalmente por una secuencia de lutitas y en menor proporción areniscas con escasos lentes conglomeráticos intercalados expuestos en Cerro de Oro (González-León, 1988) y La Sierra el Chanate (Jacques-Ayala 1992) y en región de Santa Ana y Arizpe.

La Formación Mural, según Ransome (1904) se refiere a una secuencia de calizas, lutitas y areniscas que afloran al sureste de Arizona y noreste de Sonora. La localidad tipo aflora en Mural Hill, Arizona. Esta formación se compone de una secuencia de calizas marinas de ambiente somero, lutitas y raramente arenisca. La edad está comprendida entre el Aptiano Tardío al Albiano Medio y está formada por seis miembros: Cerro La Ceja, Lutita Tuape, Los Coyotes, Cerro La Puerta, Cerro La Espina y Mesa Quemada (Lawton et al., 2004).

La Formación Cintura está definida como una secuencia de lutitas y lodolitas que afloran por el suroeste de Arizona y noreste de Sonora (Santa Ana, Arizpe, Chanate y Cerro de Oro) (Ransome 1904). Esta formación se compone de lodolitas, lutitas y areniscas, su espesor máximo medido es de 320 m en Arizpe, su localidad tipo se ubica en Montaña

Mule, Arizona. Esta secuencia tiene característica de ambiente marino somero en la base estratigráfica y un ambiente fluvial en la parte media y superior (Jacques-Ayala, 1992). Esta secuencia está representando la regresión del Grupo Bisbee (González-León, 1994).

Sobreyaciendo discordantemente a la secuencia sedimentaria de Grupo Bisbee se depositó la secuencia volcánica denominada Formación Tarahumara, la cual se encuentra ampliamente distribuida en el área de estudio.

La Formación Tarahumara fue definida por Wilson y Rocha (1949) para referirse a una potente secuencia volcánica expuesta en la parte oriente y norte-noreste de Sonora y la parte occidental de Chihuahua. La localidad tipo aflora en la región de Tónichi, al este de Sonora. La Formación Tarahumara se compone por flujos lávicos, aglomerados y brechas de composición generalmente andesíticas. Esta secuencia volcánica incluye a su vez un miembro superior de tobas y flujos riolita y dacita, intercalados con horizontes de rocas sedimentarias, localmente conteniendo restos de plantas fósiles (González-León et al., 2000; McDowell et al., 2001). Se han reportado espesores de hasta 1,850 m cerca del poblado de Banámichi, en donde se identificaron sucesiones de rocas volcánicas y volcanosedimentarias (Plasencia-Corrales, 2008). Esta secuencia volcánica en la porción centro oriental de Sonora tiene edades de cristalización entre 90 y 70 Ma (McDowell et al., 2001). Las rocas de la Formación Tarahumara son correlacionables con las rocas volcánicas de la Formación Mesa que afloran en el distrito de Cananea. De acuerdo con Roldán-Quintana (2002) la Formación Tarahumara contiene horizontes sedimentarios clásticos, pedernales con diatomeas intercalados con rocas volcánicas que pudieran estar indicando una cuenca continental intra-arco. Se ha interpretado que la Formación Tarahumara se depositó como resultado de la actividad volcánica producida por la subducción de la placa Farallon por debajo de la placa Norteamericana durante el Cretácico Tardío al Eoceno (McDowell y Clabaugh, 1979).

Se ha documentado una serie de afloramientos de rocas plutónicas de composición variada (diorita, cuarzodiorita a granito) que se encuentran intrusionado a la secuencia volcánica y horizontes sedimentarios que se alternan con los volcánicos del miembro superior. Por sus características petrográficas y geoquímicas, se han agrupado en varios cuerpos intrusivos entre ellos El Manzanal, La Vaquería y El Jaralito; los cuales serán descritos a continuación.

El Manzanal es un cuerpo intrusivo de composición granodiorítico que aflora en al noreste de Sonora en la Sierra Manzanal. Ha sido reportada una edad de ~68 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita para estas rocas. Este cuerpo se encuentra cortado por diques aplíticos de orientación NW (González-León et al., 2000).

La Vaquería es un cuerpo de composición cuarzo-monzonítico que aflora en la región centro-norte de Sonora. Este cuerpo intrusivo ha sido fechado en 55.8 Ma U-Pb (González-León et al., 2000).

El Jaralito es un batolito de extensión regional según Damon et al. (1983b), aflora en la parte centro de Sonora. El Jaralito es composicionalmente variable, desde granítico, cuarzo-monzonita, cuarzo-diorita hasta granodiorítico (Roldán-Quintana, 1991). Se considera como parte del cinturón de batolitos que se extiende desde el oeste de Norte América pasando por México y continúa a lo largo de la costa del Pacífico. Estudios radiométricos en el batolito El Jaralito muestran un rango de edad que comprende de 51.8 a 69.6 Ma (Anderson et al., 1980).

II.4. Cenozoico

El Cenozoico está representado por La Sierra Madre Occidental (SMO). La SMO es el resultado de diferentes procesos magmáticos tectónicos asociados a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamérica y la apertura del golfo de California; Ferrari et al. (2005) indica que La SMO la componen cinco conjuntos ígneos principales: (1) rocas volcánicas y plutónicas de Cretácico Superior-Paleoceno y (2) rocas volcánicas andesíticas y en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno, tradicionalmente agrupadas en el denominado "Complejo Volcánico Inferior"; (3) ignimbritas silícicas emplazadas en dos pulsos, en el Oligoceno temprano (32-28 Ma) y en el Mioceno temprano (24-20 Ma) y agrupadas en el Súper Grupo Volcánico Superior; (4) coladas basáltico-andesíticas transicionales extravasadas después de cada pulso ignimbrítico, correlacionadas con las "Andesita-Basálticas del Sur de la Cordillera" (SCORBA); (5) volcanismo postsubducción constituido por coladas de basalto-andesíticos alcalinos e ignimbritas emplazados en diferentes episodios del Mioceno tardío, plioceno y Cuaternario; y que se relaciona con la separación de Baja California del continente California, Los productos de todos los episodios magmáticos parcialmente superpuestos entre sí, cubren el basamentos pobremente expuesto del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico. Para fines prácticos el

magmatismo y la tectónica durante el Cretácico-Terciario se divide la SMO en tres sectores: (1) norte (Sonora-Chihuahua), (2) centro (Sinaloa-Durango) y (3) sur (Nayarit-Jalisco-Zacatecas). A continuación solo se describirá el sector norte, el cual corresponde con nuestra área de estudio.

El CVI para el sector norte está constituido por grades batolitos graníticos compuestos, que varían en composición desde dioritas y cuarzodiorita a granito alcalino (Rodal-Quintana, 1991; Valencia-Moreno et al., 2001), y por secuencias volcánicas de composición predominantemente andesíticas, conocidas como Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1949). La secuencia volcánica incluye a su vez un miembro superior de tobas de flujos de riolita y dacita, intercalado con horizontes de rocas sedimentarias con contenidos locales de platas fósiles (Gonzales-León et al., 2000; McDowell et al., 2001). Las Rocas plutónicas del CVI en el noreste de México tienen edades entre 90 y 40, con una distribución espacial progresivamente más joven en el oriente Ma (Damon et al., 1983). Estudios posteriores en las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara la zona centro-oriental de Sonora indica edades de cristalización de 90 y 60 Ma (McDowell et al., 2001). Lo que hace suponer que el magmatismo laramídico en la región norte del país fue más complejo que el modelo tradicional de un arco magmático migrando hacia el oriente (Coney y Reynolds, 1977; Damon et al., 1983a).

En general se acepta que las rocas del CVI fueron producto de la actividad magmática cordillerana asociada a la orogenia Laramide. Una de las características más notables del CVI, es la clara relación con la generación y acumulación de yacimientos minerales de varios tipos. Entre los que se pueden mencionar son los numerosos sistemas de pórfido cupríferos distribuidos parcialmente en la porción oriental del cinturón laramídico en Sonora y Sinaloa (Damon et al., 1983a; Staude y Barton, 2001), especialmente en el norte de Sonora donde se conocen los distritos mineros de Cananea y La Caridad (Valencia-Moreno et al., 2006).

III. GEOLOGÍA LOCAL

III.1. Antecedentes del depósito Brecha Pilares

La mineralización en la región de Pilares fue descubierta en 1886 por dos leñadores, quienes obtuvieron metal de la zona de Pilares y lo comercializan con un estadounidense (Charlie Street), mismo que le tomo interés y se dedicó a estudiar la región mineralizada durante un año. Posteriormente fue vendida a Moctezuma Concentrating Company quien comenzó la exploración por dos años más y posteriormente inició con la explotación en 1897. Al poco tiempo, Pilares se convirtió en el mayor productor de cobre del país (Ríos Ulloa y Oviedo-Castillo; 1998). La compañía Moctezuma explotó la Mina Pilares hasta el año de 1949 produciendo alrededor de 3000 toneladas de mineral de cobre por día y aproximadamente 40 millones de toneladas de mineral de 1900 a 1949. La ley en el depósito Pilares fue de 0.7 a 1.2 % de cobre con un bajo contenido de sulfuros.

El primer estudio formal en la Brecha Pilares, fue realizado por Emmons (1906) quien hizo una descripción de las rocas que hospedan a la mineralización y de las menas. En este estudio Emmons interpreta la existencia de tres eventos geológicos para el yacimiento Pilares: 1) un eventos dinámico en el cual se generaron fallas y fracturas seguido de la introducción de sílice y sulfuros metálicos que cementaron los fragmentos de las brechas; 2) un evento magmático-eruptivo en el cual se intrusionaron diques de diabasas; y, 3) un evento dinámico que generó nuevas grietas por las cuales circularon aguas meteóricas. Él señala que la Brecha Pilares no es producto de vulcanismo explosivo y tampoco una brecha de fricción o desgarre por fallas. Menciona que el último periodo dinámico facilitó la circulación de aguas superficiales para dar lugar a un enriquecimiento secundario.

Aguilar-Arzate (1959) y Hernández (1979) realizaron un reconocimiento geológico regional que incluye una parte del Distrito Minero de Nacozari, en éste indican que la secuencia volcánica en la región de Pilares se encuentra cortada por una falla importante (NNW) denominada Falla Pilares. También mencionan apófisis monzoníticos y granodioríticos en la región de Pilares.

Sillitoe (1985) realizó una descripción detallada de las brechas asociadas a la mineralización en zonas de arcos volcánicos en varios yacimientos en el mundo. En este

estudio, hace una clasificación de las brechas según su origen. En el mismo estudio, la Brecha Pilares es clasificada como una clásica brecha "pipe" magmático-hidrotermal.

En el Distrito de Nacozari, desde 1973, se comenzaron a realizar estudios en la secuencia volcánica que hospeda la mineralización y en los pórfidos que se asocian a la mineralización (Livingston, 1973; Salas, 1975; Sillitoe, 1973, Damon et al., 1983a; Valencia et al., 2005; Rascón-Heimpel et al., 2012).

Valencia-Gómez et al. (2005) realizó dataciones en el depósito de La Caridad. En donde obtuvo dos edades de 55.5 y 52.6 Ma U-Pb para la unidad cuarzomonzonita mineralizada. De acuerdo con el mismo autor, las edades sugieren un corto periodo de magmatismo y la intrusión responsable de la mineralización se produjo en un solo evento y no en múltiples pulsos magmáticos. También obtuvo dos edades para molibdenita por el método de Re-Os de 53.6 ± 0.3 y 53.8 ± 0.3 , con una edad promedio ponderada de 53.7 ± 0.21 Ma. Los datos geocronológicos indican un magmatismo de corta duración y de la misma manera, un corto periodo para el funcionamiento del sistema hidrotermal.

Valencia-Moreno et al. (2006) realizó una caracterización de los depósitos de tipo pórfido cupríferos de México, en donde indica que el basamento tuvo una notable influencia en la composición de los magmas graníticos, así como también, en los pórfidos cupríferos. Él sugiere que los pórfidos de cobre de México se clasifiquen en dos grupos principales. El primer comprende la porción norte del cinturón Laramídico Mexicano, el cual fue generado bajo una clara influencia de corteza antigua y se caracteriza por mineralización de Cu-Mo-W. Este grupo incluye los depósitos más relevantes (Cananea y La Caridad). El segundo comprende la parte sur del cinturón y exhibe una relación genética con un basamento oceánico relativamente joven. Se caracteriza por una mineralización de Cu-Au.

Zamora-Rojas, (2007) realizó un estudio geológico y geoquímico de los yacimientos de Cobre-Molibdeno en el distrito de Nacozari, Sonora. En este trabajo indica que las rocas del distrito son calcoalcalinas, con razones de La_N/Yb_N entre 10 y 39. En este estudio argumenta que la geoquímica obtenida corrobora la relación de las rocas con un régimen tectónico compresivo tipo andino. En este mismo estudio, se concluye que el origen de los pórfidos asociados a la mineralización y los plutónico estuvieron controlados por el mismo mecanismo Laramídico; y que la acumulación de metales pudo haber estado asociada a un

proceso de mezcla, indicando que el molibdeno fue mayormente aportado por la corteza mientras que el cobre tiene una fuente inicial mantélica.

Rascón-Heimpel et al. (2012) realizó un estudio del pórfido cuprífero Los Alisos, para el Distrito Minero de Nacozari. El estudio está enfocado en caracterizar el prospecto minero Los Alisos mediante análisis geoquímicos y geocronológicos. En este estudio se realizaron cuatro dataciones, de las cuales, dos son de la secuencia volcánica que hospeda a la Brecha Pilares. La primera muestra corresponde a una andesita-basáltica con una edad U-Pb de 64.3 ± 0.9 Ma y la segunda muestra corresponde a una traquiandesita con una edad U-Pb de 64.2 ± 0.8 Ma. Por la relación espacial y temporal, indica que la secuencia volcánica que hospeda a la Brecha Pilares es parte de la Formación Tarahumara.

RESULTADOS

Se realizó un mapeo geológico-estructural de escala 1:12,000 con la finalidad de detallar la estratigrafía, estructural, mineralización y alteración (Fig. 3.2). También se elaboró una sección geológico-estructural detallada con una orientación general NW60°SE que abarca desde el Arroyo El Puente hasta el arroyo San Pedro en la región de Pilares de Nacozari (Fig. 3.7). Todos los datos estructurales que se presentan en este escrito serán según la convención de la regla de la mano derecha

III.2. Unidades litológicas (estratigrafía)

La geología local del área de Pilares está integrada por dos paquetes litológicos principales, una secuencia volcánica denominada en este trabajo como "Secuencia Volcánica Pilares" (SVP) y un conjunto de cuerpos hipabisales que la intrusionan. La SVP está compuesta de la base a la cima por las siguientes unidades claramente reconocibles: 1) Flujos Andesíticos con intercalaciones de Toba de Cristales; 2) Arenisca Tobácea; 3) Toba-brecha (ignimbrita); 4) Flujos de Basalto-andesita; y, 5) Tobas de Lapilli. Los cuerpos hipabisales de acuerdo a su composición se agruparon en granodioritas y granitos (ambos de textura porfídica). En los párrafos sucesivos se describe de manera detallada las unidades litológicas identificadas y la relación que guardan entre si para el área de Pilares de Nacozari, Sonora.

III.2.1. Flujos Andesíticos (Fand) y Toba de Cristales (Tbc)

La unidad de Flujos andesíticos y Toba de Cristales fue identificada en este trabajo y se refiere a una litología compuesta de flujos y tobas que aflora en los bajos topográficos hacia la parte este y sureste del área de Pilares de Nacozari. En la parte noroeste del área de estudio, esta unidad se encuentra intrusionada por cuerpos hipabisales (Pórfido granodiorítico) (Fig. 3.2). Esta unidad se compone en su gran mayoría por flujos y tobas (cristales) andesíticas. El espesor de la unidad no fue determinado con precisión, sin embargo, se calculó un espesor aproximado de ~100 m. La unidad de Fand-Tbc se consideró en este trabajo como la base estratigráfica de la SVP.

Una característica de la unidad Tbc es la presencia de pseudoestratificación y un intenso diaclasamiento en dos direcciones. La pseudoestratificación es muy dispersa,

presenta un rumbo promedio de 205° con un echado promedio de 48° . El diaclasamiento presenta dos direcciones preferenciales, la primera con un rumbo promedio de 245° con echado de 60° y la segunda, con un rumbo promedio de 110° con echado promedio de 80° .

La andesita (Famd) se caracteriza por presentar un fuerte diaclasamiento (Fig. 3.1A y B). En muestra de mano presenta un color gris-verdoso y una textura porfídica definida por fenocristales de plagioclasa (< 2 mm). La mesostasis está constituida por material microcristalino y trazas de sulfuros diseminados. Tanto los fenocristales de plagioclasas como la mesostasis están parcialmente alterados a clorita-epidota (Fig. 3.1C). Por su parte, la toba presenta un color gris-verdoso con una textura piroclástica, formada principalmente por cristales, fragmentos de cristales y líticos. Los fragmentos líticos presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y epidota. El tamaño de los líticos es en general < 2 mm y representa alrededor del 20% del volumen total de la roca. La matriz está constituida por material microcristalino con epidota-clorita y trazas de sulfuros diseminados.

En sección delgada, las rocas andesíticas (JR-02) presentan una textura porfídica, constituida por fenocristales de plagioclasa (30%) en una mesostasis (70%) microcristalina de plagioclasa. Los fenocristales de plagioclasa presentan una forma que varía de euhedral a subhedral, con tamaño que oscila entre 0.4 y 1.6 mm. Una característica de los fenocristales de plagioclasa es su textura en tamiz (*sieve texture*) (Fig. 3.1E). Tanto los fenocristales como la mesostasis presentan una alteración moderada a epidota-clorita y una alteración débil a sericita (Fig. 3.1D).

En sección delgada las tobas (Tbc) (JR-59) presentan una textura piroclástica, dominada por cristales (45%) rotos, escasos fragmentos de material volcánico (20%) y escasos óxidos (10%), bien soportados por una matriz muy fina de ceniza (25%). Los fragmentos de cristales son esencialmente de plagioclasa, con forma subangular a subredondeada y un tamaño menor a 0.3 mm. Los fragmentos se componen de rocas volcánicas de material muy fino, en los que no se observa cristales. Su forma varía de subangular a subredondeada, su tamaño generalmente no supera los 0.6 mm. Se observa abundante epidota y calcita en la matriz, sustituyendo los fragmentos de plagioclasa.

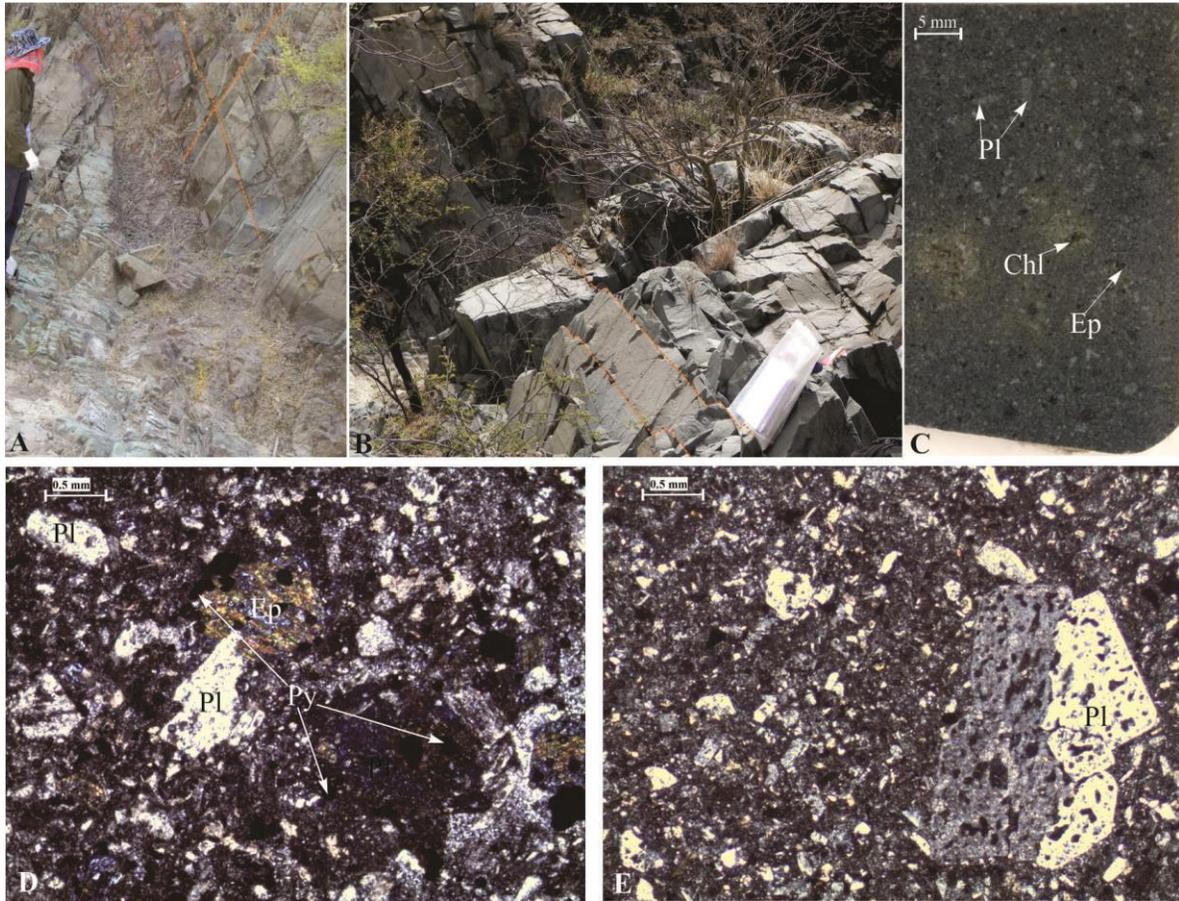
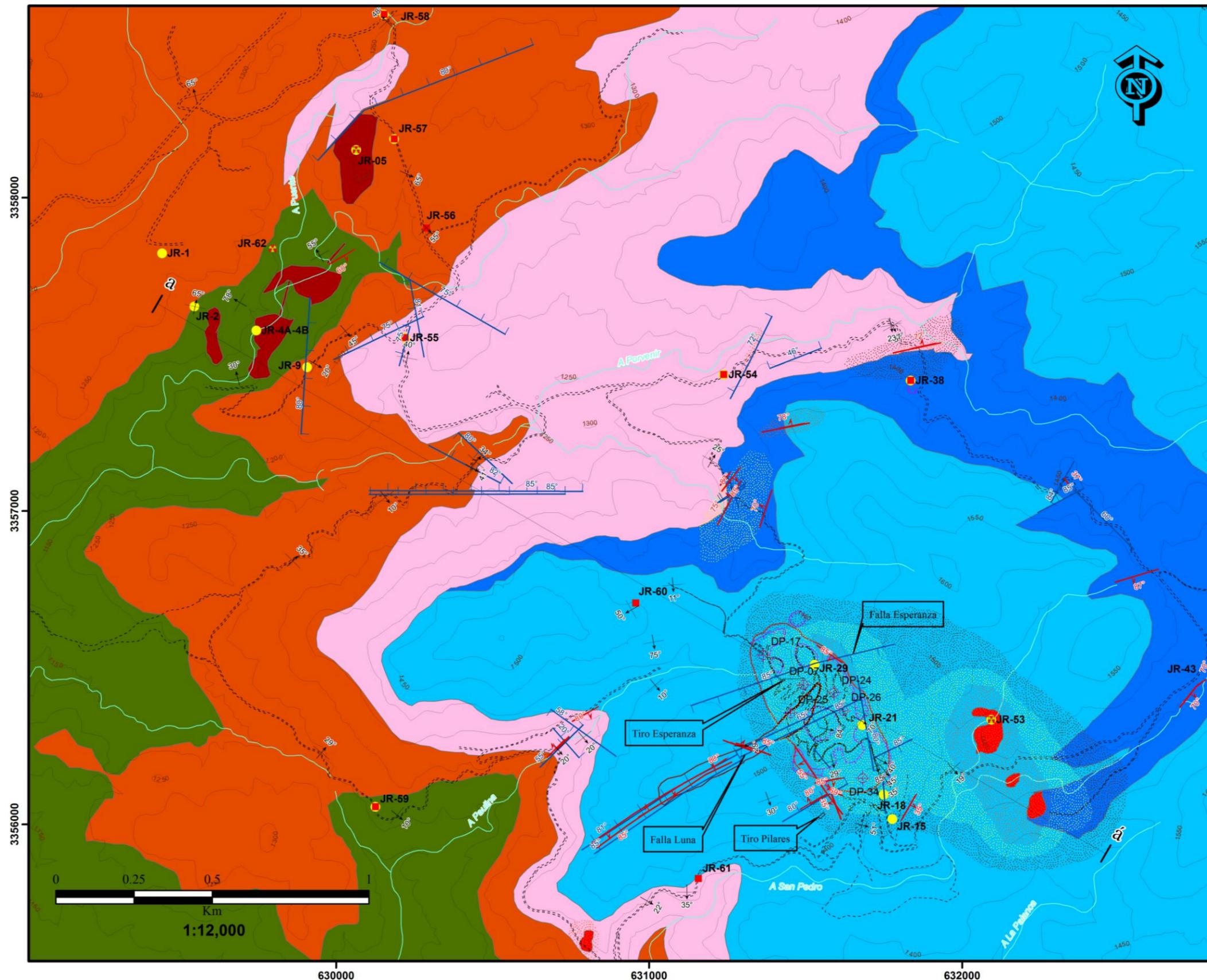


Figura 3.1. Fotografías de afloramiento y secciones delgadas de la unidad Fand-Tbc. A y B) Fotografías de afloramiento donde se muestran las andesitas y las tobas fuertemente diaclasadas; C) Sección pulida que muestra los fenocristales de plagioclasa alterados a clorita-epidota; D y E) Fotomicrografías de la andesita con plagioclasas mostrando una textura en tamiz (*sieve texture*). Clorita (Chl), Epidota (Ep), Plagioclasa (Pl) y Pirita (Py).

III.2.2. Arenisca Tobácea (Atb)

La unidad de Arenisca Tobácea, está definida como una toba pseudoestratificada que afloran en la parte media-baja topográficamente hablando, afloran hacia la parte centro-este, noreste y sureste del área de estudio (Fig. 3.2). Esta unidad se observó sobreyaciendo concordantemente a las Toba de Cristales y en discordancia con el Pórfido Granodiorítico. El espesor medido de la unidad es de ~150 m. La areniscas tobáceas se caracteriza por presentar planos finos de pseudoestratificación. En algunas zonas se observan bien definidas las laminaciones (Fig. 3.3C). La pseudoestratificación tiene un rumbo preferencial de 310° y un echado preferencial de 35° .



Legenda

Litología

- Pórfido granítico
- Pórfido granodiorítico
- Brecha especularita
- Brecha pipe
- Toba de lapilli
- Flujos andesíticos
- Toba brecha (ignimbrita)
- Arenisca tobácea
- Flujos andesíticos-Toba cristalinos

Alteración

- Oxidación
- Qtz-Ser
- Sericita

Estructuras

- Pseudoestratificación
- Vetas
- Fallas

Muestras

- U-Pb
- Geoquímica
- Petrográfica

Toponimia

- Tajos
- Arroyos
- Vías de acceso
- Sección

Sistema de Coordenadas:
WGS 1984 UTM Zona 12N

GRUPOMEXICO

UNIVERSIDAD DE SONORA
"El Saber de mis hijos hará mi Grandeza"

Figura 3.2. Plano geológico estructural del área de Pilares de Nacozi, Sonora.



Figura 3.3. Fotografías de afloramiento, secciones pulidas y fotomicrografías de la Arenisca Tobácea. A) Afloramiento de areniscas tobáceas mostrando laminaciones bien desarrolladas; B) Fotomicrografía mostrando una textura clástica, cristales de plagioclasa completos y rotos en una matriz fina; y C) Sección pulida mostrando un detalle de la laminación.

La Arenisca Tobácea presenta un color café a verdoso con una textura clástica. Los constituyentes principales son líticos y fragmentos de cristales, entre ambos constituyen el ~80% en volumen de la roca, el 20% restante es una matriz de material muy fino. Los líticos son mayormente volcánicos de textura fanerítica. Los fragmentos de cristales son principalmente de plagioclasa, escaso feldespato y cuarzo; también se observan esporádicamente minerales verdes, posiblemente epidota y clorita. El tamaño de los cristales y líticos son < 2 mm. Los componentes antes mencionados presentan una forma de redondeado a subredondeado (Fig.3.3C).

En sección delgada la Arenisca Tobácea (JR-01, JR-09, JR-57 y JR-58) exhibe una textura piroclástica, compuesta de fragmentos de material volcánico muy oxidado y cristales (80%), soportados por una matriz de ceniza y vidrio (20%). Los fragmentos volcánicos presentan una forma que va de subangular a subredondeada con un tamaño < 0.4 mm. Los fragmentos se componen de material muy fino. Los cristales en su gran mayoría son de plagioclasa, en menor proporción se observa cuarzo. Presentan una forma que va de subhedral a euhedral. Su tamaño varía de 0.7 mm a 1.5 mm para el caso de los fenocristales, mientras que la mayoría no supera los 0.3 mm. En algunas zonas de la roca, los fenocristales de plagioclasa exhiben una textura de tamiz (Fig. 3.3B). En general, las

areniscas tobáceas presentan débil a moderada alteración a epidota (Fig. 3.3B). En algunas zonas, la secuencia carece de laminación y se caracteriza por ser más masiva. Aunque la mineralogía no varía, excepto por la presencia de cuarzo y un mayor grado de redondez comparado con las zonas laminadas.

III.2.3. Toba-Brecha (ignimbrita) (Tbci)

La unidad de Toba-Brecha es una litología constituida por brechas volcánicas que aflora en la parte media topográficamente hablando y se distribuye ampliamente en la parte centro, sur y norte del área de estudio (Fig. 3.2). La unidad se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la Arenisca Tobácea y discordantemente con el Pórfido Granítico en la porción sur del área. Esta unidad está constituida exclusivamente de brechas volcánicas con una estructura caótica brechoide compuesta de bloque volcánicos subangulosos de tamaño muy variado, inmersos en un material muy fino (cenizas). El espesor estimado para esta unidad es de ~220 m. La ausencia de una clasificación del tamaño de partículas sugiere un ambiente caótico.

A escala de afloramiento, la Toba-Brecha presenta un color que va de gris claro a café. Estas rocas presentan una textura piroclástica formada principalmente por bloques volcánicos monolíticos soportado por material muy fino. El tamaño de los bloques es variable, pero por lo general van de 10 cm a 30 cm, esporádicamente se llegan a observar bloques de 50 cm. La mayoría de los bloques tienen una forma que va de subangulosa a subredondeada. Los bloques presentan una textura porfídica y contienen una mineralogía que sugiere una composición andesítica. La composición de la matriz, es un tanto similar a la de los bloques.

En sección delgada, las rocas de la Toba-Brecha (JR-54 y JR-55) presentan una textura brechoide definida por fragmentos de rocas volcánicas, cristales y fragmentos del tamaño de las cenizas. Los fragmentos presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y en menor proporción piroxenos. El tamaño de los fenocristales va de 0.3 a 1 mm (Fig.3.4C). Los fenocristales están soportados por una mesostasis de microlitos de plagioclasa menores a 0.1 mm. La matriz presenta la misma mineralogía que los

fragmentos, sólo que los cristales llegan a estar rotos y alterados. Se observan minerales producto de la alteración, tales como epidota, calcita y cuarzo en fracturas (Fig. 3.4D).

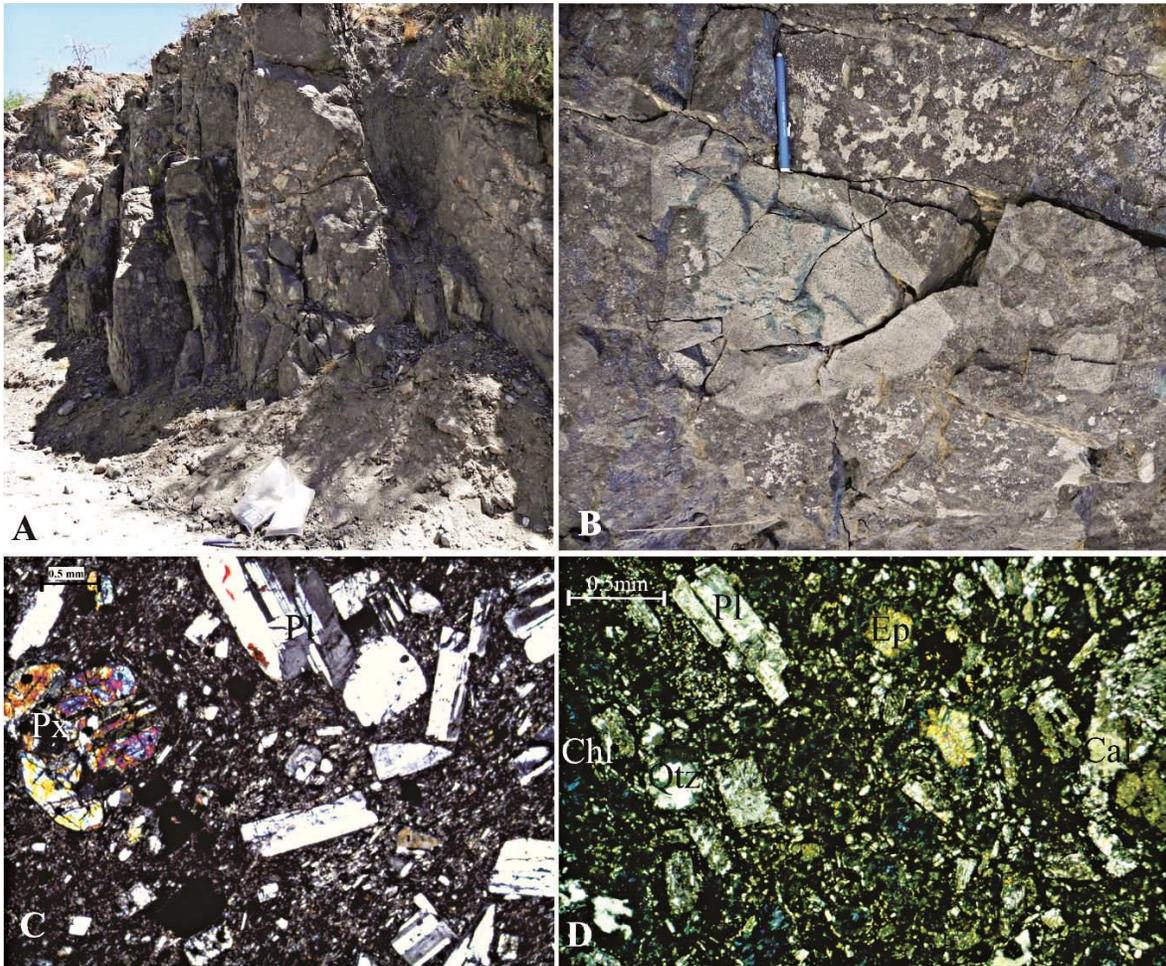


Figura 3.4. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías de Toba-Brecha. A) Afloramiento de toba-brecha donde se observan los bloques de diferentes tamaños soportados por material más fino (toba de cenizas); B) Detalle de la TbcI donde se muestran los bloques subangulosos de diferentes tamaños. Algunos bloques presentan halos de reacción; C) Fotomicrografía de un fragmento donde se muestran fenocristales de piroxeno (Px) y plagioclasa (Pl); y, D) Fotomicrografía en donde se muestran fragmentos de plagioclasa y una matriz alterada a clorita y epidota.

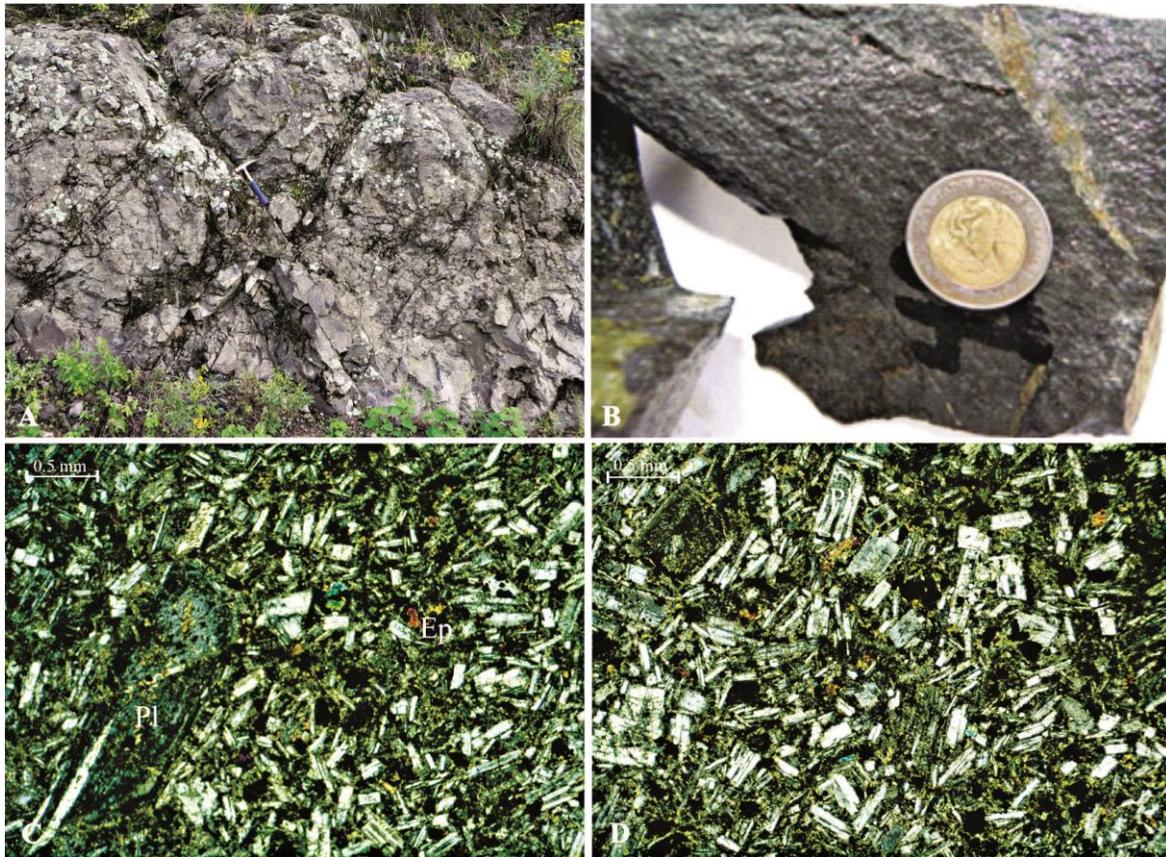


Figura 3.5. Fotografías de afloramiento y en sección delgada de los Flujos basáltico-andesíticos. A) Fotografía de afloramiento donde se muestran los flujos andesítico masivos con fracturamiento en dos direcciones; B) Muestra de mano donde se ve la textura afanítica; C) Fenocristal de plagioclasa inmerso en microlitos de plagioclasa epidotizados; y, D) Textura intergranular-seriada definida por plagioclasa y piroxeno

III.2.4. Flujos Basáltico-Andesíticos (Fand)

La unidad de Flujos Basáltico-Andesíticos fue identificada en este estudio y está compuesta de andesitas basálticas, que afloran en las partes media-altas topográficamente hablando, en la porción centro, este y norte del área de estudio. La unidad se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la toba-brecha y discordantemente con el pórfido granítico (Fig.3.2). Esta unidad se caracteriza por presentar flujos masivos de basalto-andesita fuertemente fracturados, su espesor aproximado de ~90 m (Fig. 3.5A) y en partes desplazados por fallas normales (Fig. 3.2).

A escala de muestra de mano, los Flujos Basáltico-Andesíticos presentan un color verde oscuro y se caracterizan por ser rocas masivas con textura afanítica. En algunas zonas, las rocas presentan esporádicos fenocristales de plagioclasa (1mm) y pirita < 5% del

volumen total de la roca. La mesostasis es criptocristalina y masiva con microvetillas de pirita y cuarzo. Una característica sobresaliente de esta unidad es que presenta un moderado magnetismo (Fig. 3.5B).

En sección delgada, las rocas Basáltico-Andesitas (JR-38 y JR-43) presentan un textura intergranular-seriada constituida por plagioclasa (80%), pequeñas proporciones de piroxenos (5%) y minerales opacos (15%) entre los intersticios de la plagioclasa. La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales de tamaño variable, en algunas zonas, se observan fenocristales que miden entre 1 mm 1. 5 mm, mientras que la mayoría no sobrepasa los 0.4 mm. Su maclado es en general tipo albita (Fig. 3.5 C y D). Los minerales opacos y óxidos se distribuyen en toda la roca. Con una moderada presencia de epidota que se observa en la mesostasis y remplazando a las plagioclasas.

III.2.5. Toba de Lapilli (Tbl)

La unidad de Toba de Lapilli fue identificada en este estudio y se refiere a una litología compuesta por fragmentos volcánicos del tamaño de lapilli que aflora en los altos topográficos y se distribuye en la porción centro, sureste y noreste del área de Pilares (Fig.3.2). Se observa sobreyaciendo concordantemente a los Flujos Andesíticos y discordantemente con el Pórfido Granítico. Es muy importante mencionar que la Toba de Lapilli hospeda a la estructura mineralizada de la Brecha Pilares, esta relación se observa muy bien en superficie y en núcleos de barranos. Su espesor medido es de 220 m. Esta unidad está compuesta de fragmentos volcánicos y se caracteriza por el desarrollo de pseudoestratificación de 0.5 a 1 m de espesor y presenta un fuerte fracturamiento y zonas con fallas. La pseudoestratificación presenta un rumbo preferencial de 045° y un echado preferencial de 30° . El fracturamiento presenta un rumbo preferencial de 252° y un echado preferencial de 85° . Las fallas presentan dos orientaciones preferenciales, una con un rumbo preferencial de 070° y un echado de 85° y la segunda presenta un rumbo de 245° y una echado preferencial de 80° .

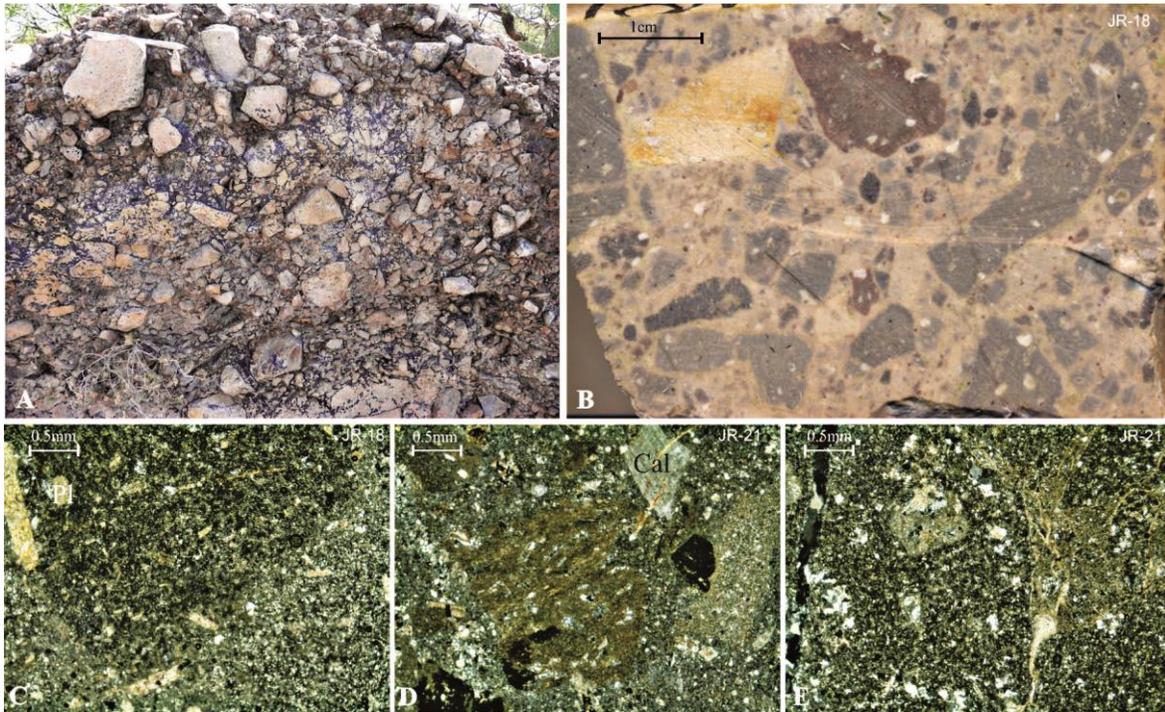


Figura 3.6. Fotografías de la Toba de Lapilli. A) Afloramiento representativo de la Toba de Lapilli. B) Detalle de Tbl donde se ven clastos heterolíticos; C, D y E) Fotomicrografías mostrando textura brechoide donde apenas se distinguen los bordes de los clastos, así como, la mineralogía primaria por la intensa alteración.

En muestra de mano, la Toba de Lapilli es una roca color gris claro con textura piroclástica, compuesta del 85% de fragmentos volcánicos y 15% por mesostasis. El tamaño de los fragmentos volcánicos es muy variable, pero generalmente va de 2 y 64 mm, localmente se llegan a encontrar hasta de 30 cm (Fig. 3.6A). La forma de los fragmentos es muy variada, pero por lo general van de subangulosos a subredondeados (Fig. 3.6B). Los fragmentos que conforman la unidad son principalmente de dos tipos: clastos de los Flujos Andesíticos de textura porfídica y clastos de areniscas tobácea laminar. La mesostasis está compuesta principalmente por cenizas finas y vidrio volcánico (Fig. 3.6B).

En sección delgada la Toba de Lapilli (JR-15, JR-18, JR-21 y JR-29) presenta una textura piroclástica-brechoide. La mayoría de los fragmentos están fuertemente alterados, es muy difícil identificar la mineralogía primaria ya que sólo se observan fantasmas y relictos de la mineralogía primaria (Fig. 3.6C-E). La mineralogía primaria que se llega a identificar es mayormente de cristales de plagioclasa enteros y rotos; también se identificaron algunos anfíboles y piroxenos casi totalmente reemplazados. La mineralogía

secundaria se encuentra compuesta por sericita fina que reemplaza a las plagioclasas; así como, cuarzo, piritita, calcopirita y galena en vetas (>1) y vetillas (<1).

III.3. Cuerpos hipabisales

En el área de estudio se observaron ocho afloramientos aislados de cuerpos hipabisales de textura porfídica. De acuerdo con su composición mineralógica, se distinguieron dos tipos, uno de composición granodiorítica y otro de composición granítica. Las observaciones de campo indican que estos cuerpos hipabisales se encuentran intrusionando a la Secuencia Volcánica Pilares (Fig.3.2 y 3.7).

III.3.1. Pórfido Granodiorítico (Pgd)

El Pórfido Granodiorítico aflora localmente en los bajos topográficos en la porción noreste del área de estudio (Fig.3.2). Se trata de cuerpos no muy extensos que afloran como diques y stocks que cortan a las dos unidades basales de la Secuencia Volcánica de Pilares (Fand-Tbc y Atb) (Fig. 3.8A). En las zonas de contacto, la granodiorita muestra bloques embebidos de la andesita fluidal (10 a 50 cm) que desarrollan halos de reacción-asimilación. En las zonas de contacto, las rocas que son cortadas por la granodiorita presentan un halo de silicificación, alteración propilítica significativa y un fuerte fracturamiento (285°/85°).

El Pórfido Granodiorítico en muestra de mano presenta un color gris claro a crema y textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa, feldespato K, hornblenda y cuarzo, en forma de ojos inmersos en una mesostasis fina. El tamaño de los fenocristales no excede los 5 mm de diámetro (Fig.3.8B).

En sección delgada, la granodiorita (JR-05 y JR-04) presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y pseudomorfos de ferromagnesianos, inmersos en una mesostasis de grano fino compuesta de plagioclasa y cuarzo (50%). Los fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda (30%) presentan una forma euhedral con tamaño entre 6 mm y 2 mm. Los feldespatos y plagioclasas se caracterizan por mostrar un halo de alteración en el borde. Las plagioclasas se distinguen por su maclado tipo albita y combinado (Fig. 3.8D); los feldespatos potásicos

por su típico maclado Carlsbad. El cuarzo (10%) se caracteriza por tener una forma redondeada y por mostrar golfos de corrosión, además de que presenta en el borde el desarrollo de un borde de reacción compuesto por un intercrecimiento de microcristales claros, su tamaño es inferior a 1.3 mm (Fig. 3.8E). Los pseudomorfos de ferromagnesianos (10%) están parcialmente reemplazados por clorita y epidota (Fig.3.8C y D). La asociación mineral primaria incluye Pl + Kfs + Qtz + Hbl+ Bt. La asociación mineral producto de la alteración está representada por Chl + Ep + Ser + Cal + Op.

III.3.2. Pórfido Granítico (Pgr)

El Pórfido Granito aflora en la porción sur-sureste del área de estudio a < 500 m de la Brecha Pilares (Fig.3.1). El Granito fue identificado en cuatro afloramientos, en todos los afloramientos se observa que el granito está cortando a las unidades de Toba de Lapilli, Flujos Andesíticos y Toba-Brecha. Alrededor del granito se observa un intenso fracturamiento tipo stockwork, intensa alteración de cuarzo-sericita y una silicificación pervasiva. En la zona silicificada se presentan vetillas delgadas de 1 mm a 5 mm de cuarzo + pirita, así como diseminados de pirita. El granito y las rocas adyacentes han desarrollado un capote de oxidación intenso evidenciado por las tonalidades rojizas (Fig. 3.9A).

En muestra de mano, el Granito presenta un color crema y una textura porfídica. Los minerales identificados son: fenocristales de plagioclasa, feldespatos y cuarzo, inmersos en una mesostasis fina. El tamaño de los fenocristales es muy variado, pero por lo general van de 1 mm a 10 mm (Fig. 3.9B).

En sección delgada, el Granito (JR-53) presenta una textura porfídica, compuesta por fenocristales de cuarzo y plagioclasa y/o feldespatos muy alterados, envueltos en una mesostasis rica en sericita. Los feldespatos y plagioclasas (30%) se presentan como pseudomorfos casi completamente alteados a sericita, lo que ya no permite ver el maclado (Fig. 3.9C). El cuarzo (15%) tiene forma redondeada, su tamaño varía entre 1 mm y 4 mm (Fig. 3.9D). La muscovita es escasa (<5%), se presenta en cristales muy corroídos con tamaño de hasta 8 mm. La asociación mineral primaria incluye Pl + Kfs + Qtz + Ms y la asociación mineral producto de alteración es sericita y arcillas. Los minerales opacos como la pirita, no son abundantes.

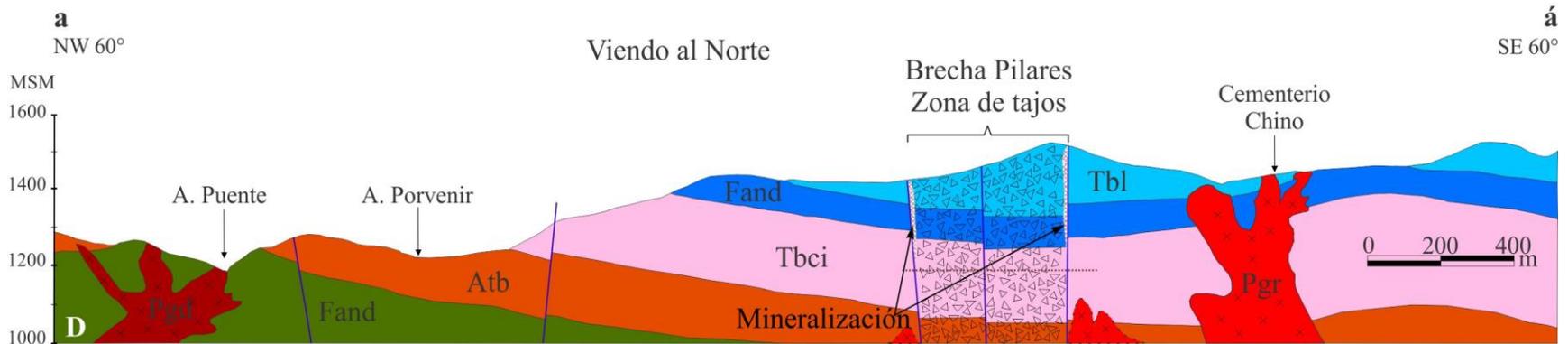
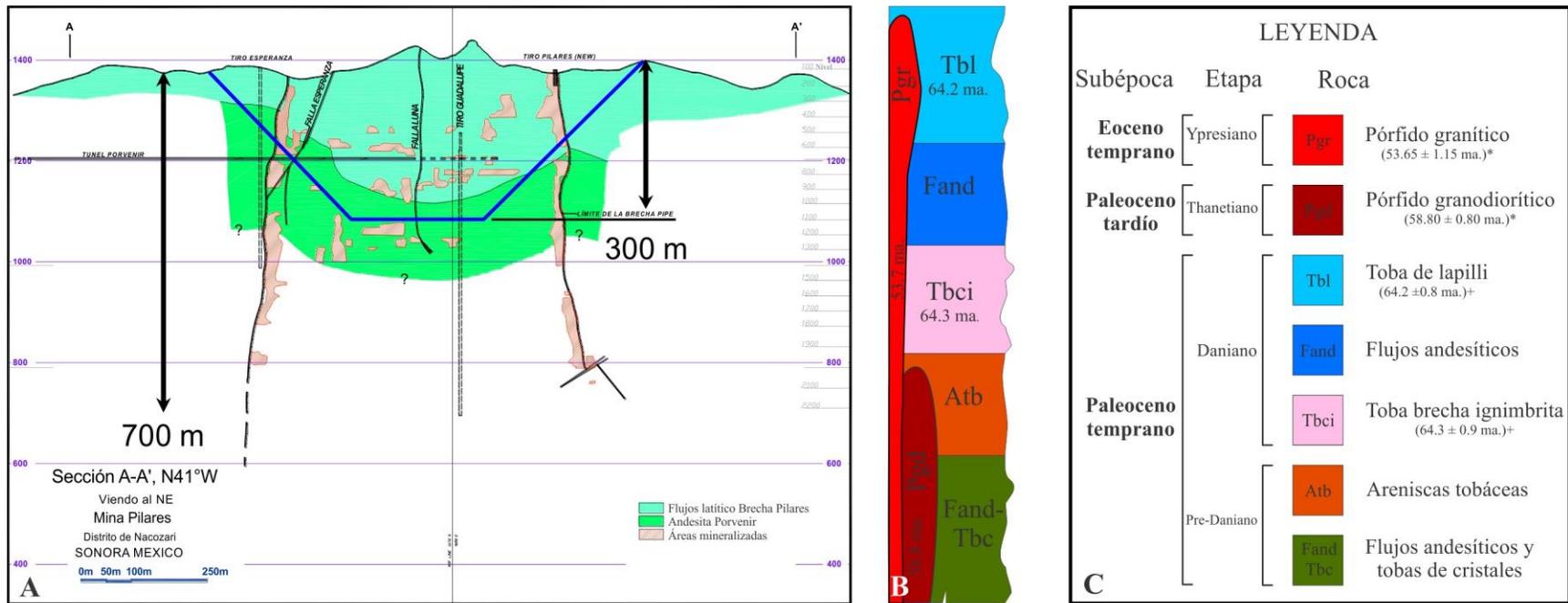


Figura 3.7. Secciones de la Brecha Pilares. A) Sección interpretada por Grupo México a partir de barrenos (Rascón-Heimpel, 2012); B,C) Columna estratigráfica local propuesta en este trabajo para la SVP en el área de Pilares; y, D) Sección geológica-estructural de la SVP y su relación con la Brecha Pilares. (+) Rascón-Heimpel et al., 2012. (*) Este estudio.

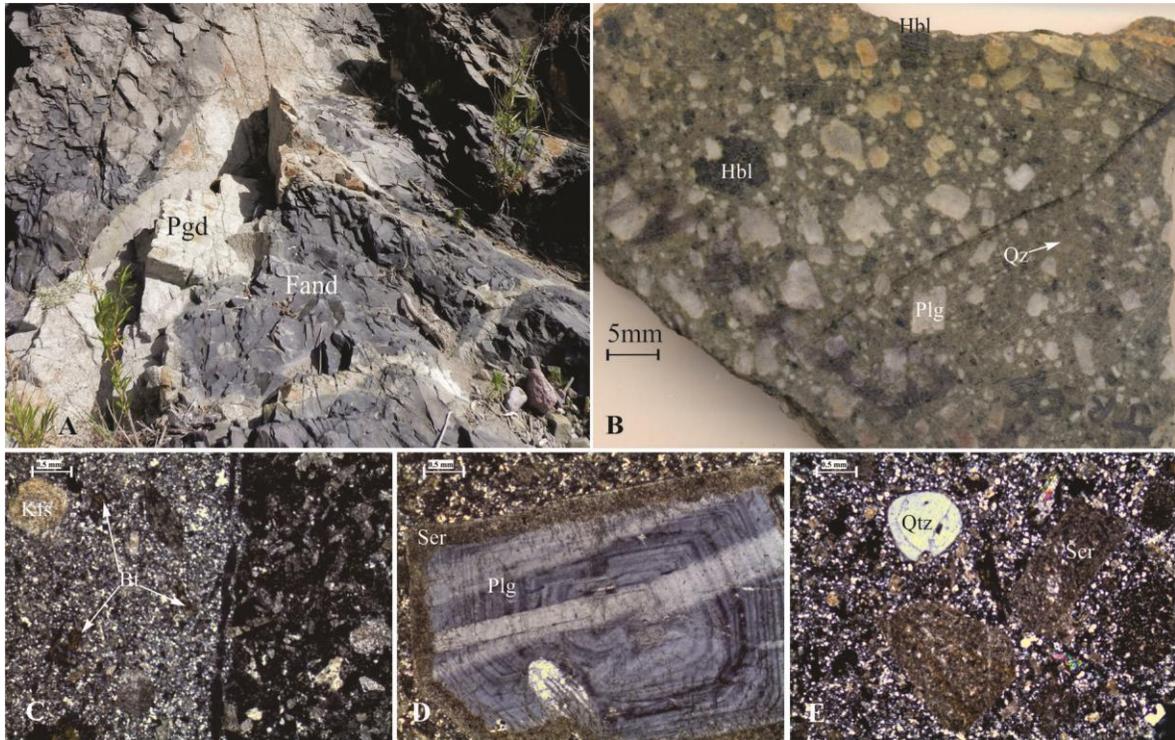


Figura 3.8. Fotografías del Pórfido Granodiorítico. A) Fotografía que muestra la relación de corte que guarda la Granodiorita con la unidad de Flujos Andesíticos de la SVP. B) Sección pulida de la granodiorita mostrando la textura porfídica; C) Fotomicrografía mostrando la relación de corte de la granodiorita (izq.) con el flujo andesítico, también se ven biotitas y feldespatos alterados a sericita; D) Fenocristal de plagioclasa zoneada con bordes de alteración de sericita; y, E) Fotomicrografía mostrando cuarzo redondeado, fantasmas de plagioclasa y feldespatos remplazados por sericita.

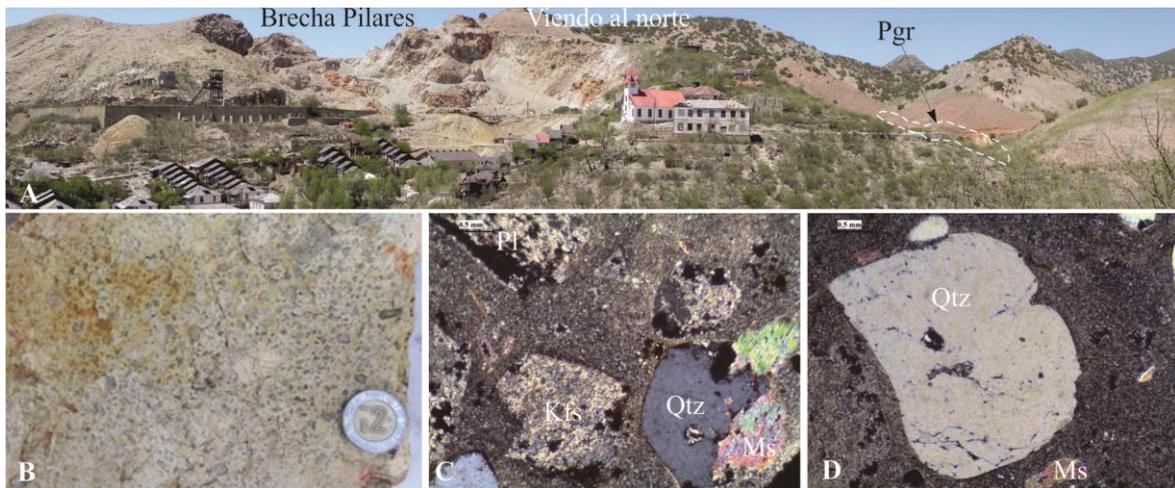


Figura 3.9. A) Fotografía panorámica de la Brecha Pilares donde se muestra la ubicación del Pórfido Granítico respecto a la Brecha Pilares; B) Fotografía mostrando la textura porfídica; C) Textura porfídica compuesta por fenocristales de Pl y Kfs remplazados por sericita, cuarzo y muscovita primaria; y, D) Fenocristal de cuarzo de forma redondeada inmerso en una mesostasis de microlitos de plagioclasa.

III.4. Geología Estructural

La Secuencia Volcánica Pilares se caracteriza por presentar estructuras primarias (pseudoestratificación, flujos y diques) y estructuras secundarias frágiles (fracturas, fallas, vetas y vetillas). Se tomaron datos de los distintos tipos de estructuras mineralizadas con la finalidad de identificar su comportamiento y su temporalidad. Con base en las observaciones de campo, a continuación serán descritas de manera cronológica comenzando por las estructuras más antiguas a las más recientes.

Las pseudoestratificación y estructuras de flujos son las estructuras más antiguas que presenta la Secuencia Volcánica Pilares. En total se midieron 40 datos. Los diagramas de contorno de polos y rosetas muestran una familia bien definida con un rumbo que varía de 030° a 080° y echados variables que oscilan entre 15° a 50° al sureste (Fig. 3.10).

Las fallas afectan a toda la SVP y son principalmente de carácter normal (Fig. 3.2). En total se midieron 32 datos que definen tres familias. La primera (F1) con un rumbo preferencial 132° y un buzamiento preferencial de 60° al suroeste y algunas con echados al noreste (Fig. 3.11C). La segunda familia (F2) tiene un rumbo preferencial 032° y un buzamiento preferencial de 82° al sureste, pero también en este caso hay algunas con echados al noroeste formando un sistema conjugado. La tercera familia (F3) con un rumbo preferencial 245° y un buzamiento preferencial de 82° al noroeste, aunque algunas también buzaban al sureste formando un sistema de fallas conjugado (Fig. 3.12B). La familia F1 presenta una orientación similar a la brecha pipe (Brecha Pilares). Las relaciones de campo indican que las familias F2 y F3 cortan a la familia F1. Esta relación está representada por las fallas La Esperanza y La Luna, así como, la brecha de especlarita de orientación NE-SW que corta a la estructura Brecha Pilares de orientación NW-SE (Fig. 3.13).

Las vetas se observan por lo general en la porción sureste, sobre la Brecha Pilares y sus alrededores; y en la porción centro-norte del área de estudio (Fig. 3.2). Las vetas son mayormente anastomosadas, formadas de cuarzo + pirita \pm calcopirita, emplazadas en las unidades Tbl, Fand y en ocasiones en la Tbc. En total se midieron 26 datos que definieron tres familias. La primera (V1) bien definida con un rumbo preferencial de 110° y un echado preferencial de 88° al suroeste (Fig. 3.12E); la segunda (V2) ligeramente definida con un

rumbo de 030° y un echado preferencial de 95° al sureste; la tercer familia (V3) está sutilmente definida, con un rumbo preferencial de 055° con un echado preferencial de 75° al sureste (Fig. 3.11B). Las familias V2 y V3 presentan una correspondencia con las familias de fallas F2 y F3 respectivamente. Mientras que, la familia V1 presenta una ligera correspondencia con la familia F1 (Fig. 3.11B y C).

Las fracturas se observan ampliamente distribuidas por toda la Secuencia Volcánica Pilares y en los cuerpos hipabisales. En total se midieron 152 datos de fracturas que definen dos familias. La primera (f1) con un rumbo que varía de 050° a 070° con un echado preferencial de 80° al noroeste. La segunda (f2) con un rumbo preferencial de 150° con un echado preferencial de 85° al suroeste (Fig. 3.11A). Estas fracturas presentan una débil mineralización local en superficie (alrededores de la Brecha Pilares); sin embargo, en núcleos de barrenos se observa una mineralización secundaria más significativa (calcocita-covelita). La orientación de la familia f1 muestra una correspondencia con la orientación de la familia de fallas F3, mientras que f2 muestra una correspondencia con la familia F1 (Fig. 3.11).

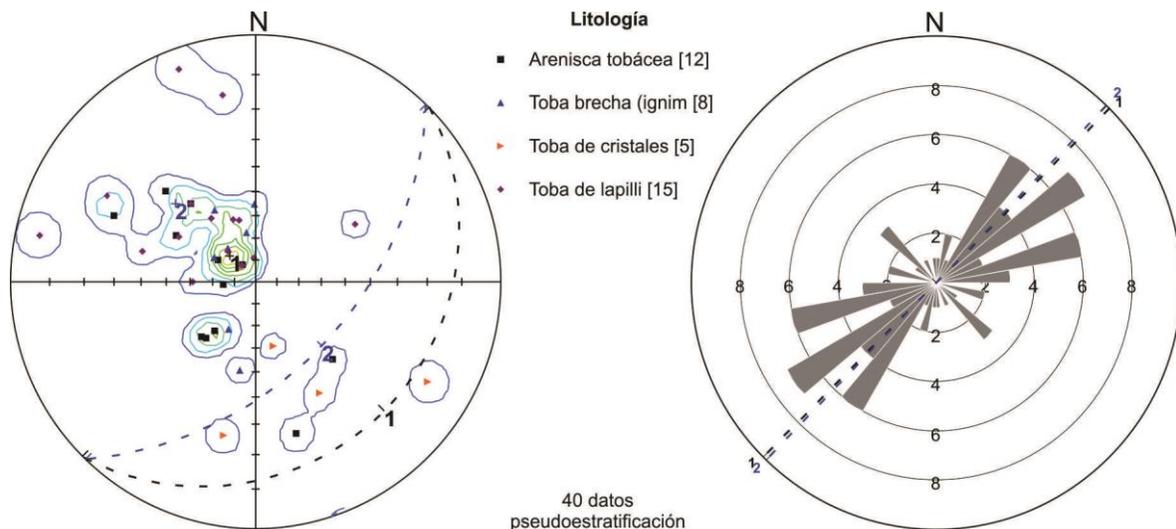
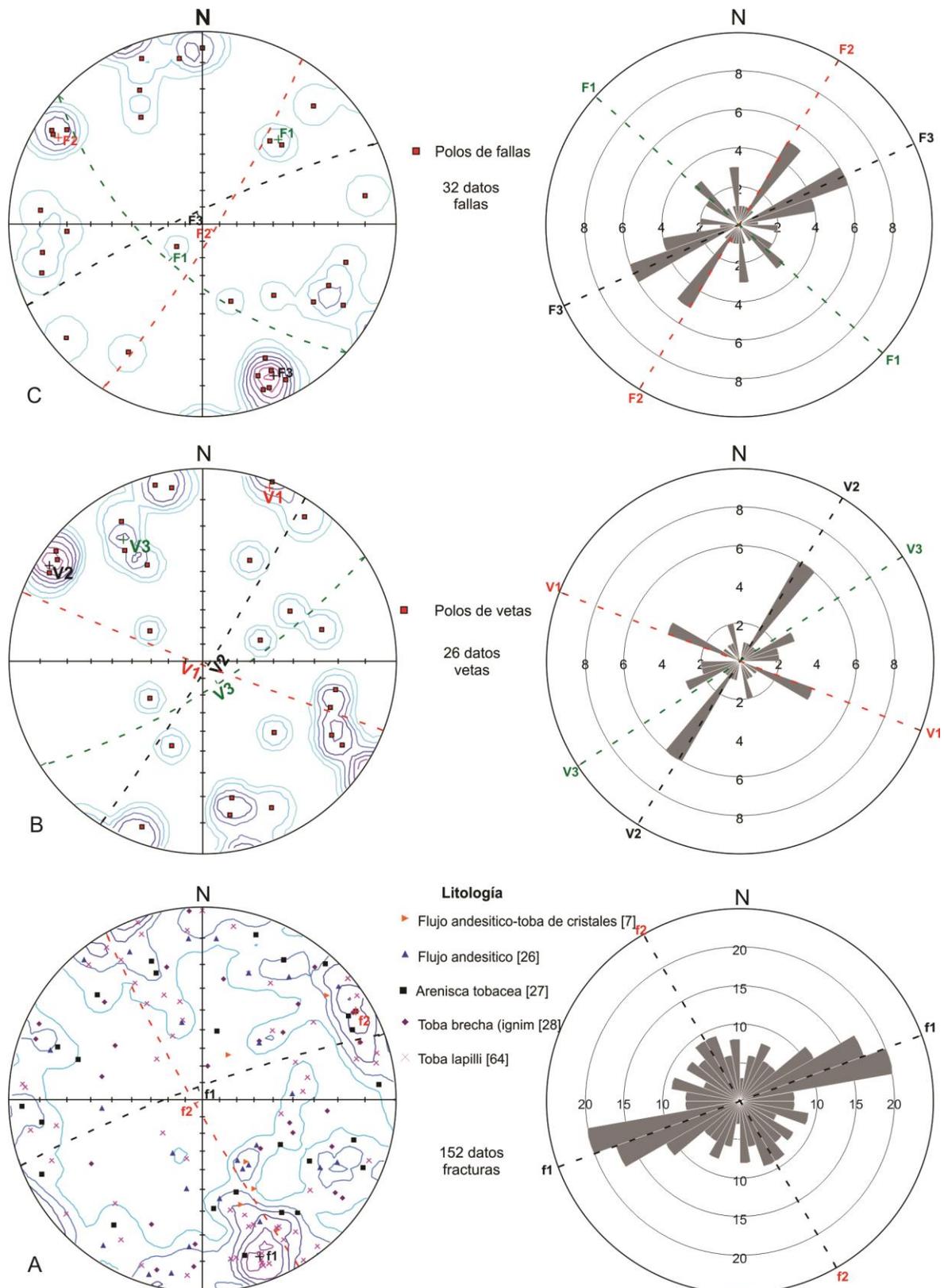


Figura 3.10. Diagrama de densidad de polos y roseta. Donde se grafican la pseudoestratificación.



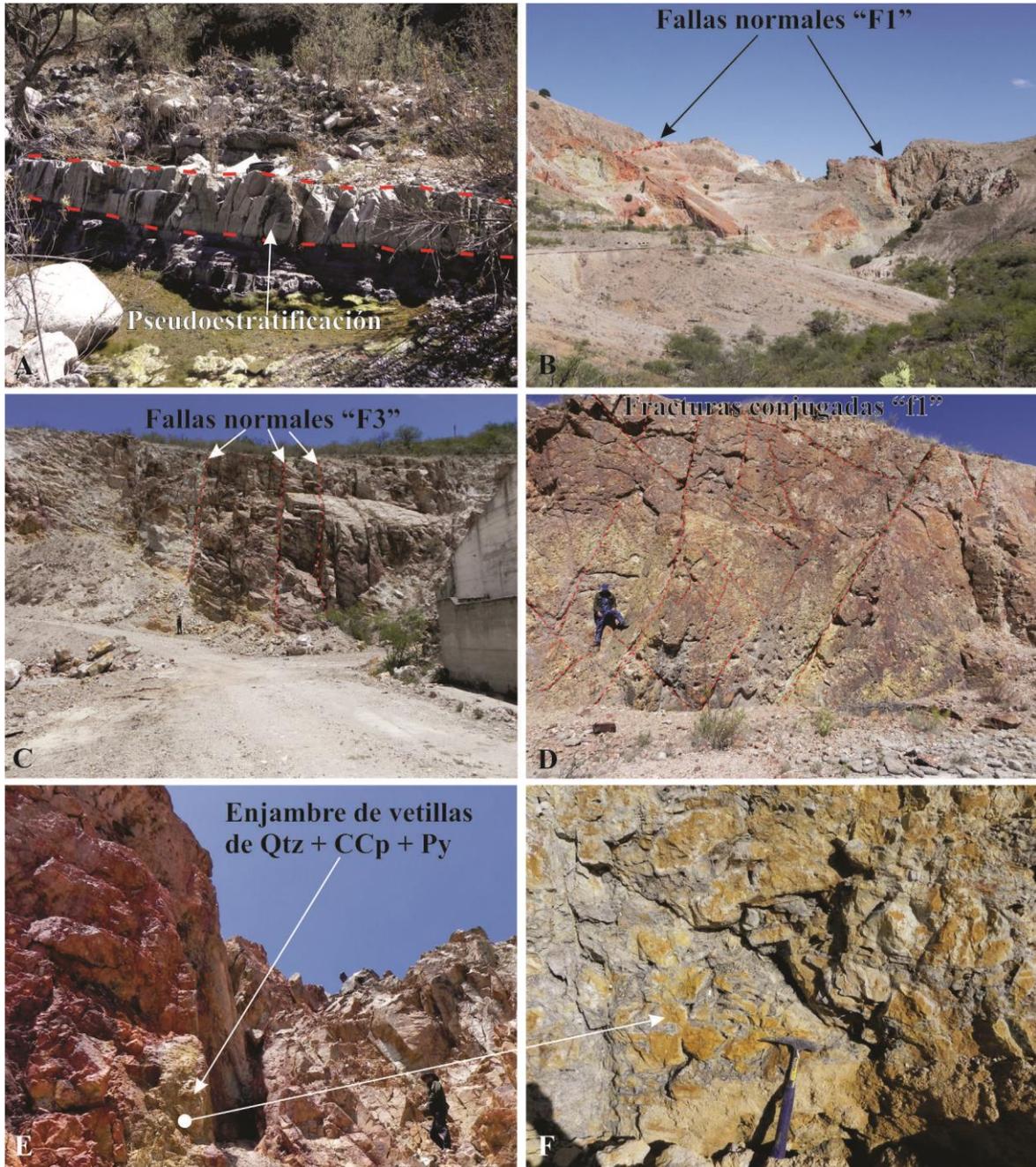


Figura 3.12. Fotos de estructuras que caracterizan a la región de Pilares. A) Pseudoestratificación en areniscas tobáceas. B) Fallas normales que delimitan la estructura "Brecha Palares". C) Fallas normales (F3) con poco desplazamiento. D) Fracturamiento conjugado (f1). E) Enjambre de vetillas (V1) de cuarzo + calcopirita + pirita, típica en los bordes de La Brecha Pilares.

III.5. Tipos de brechas

Antes de iniciar con la descripción de La Brecha Pilares se hace una descripción general de la clasificación de las brechas asociadas a los arcos volcano-plutónicos. Una brecha es una roca constituida por fragmentos líticos que se mantienen unidos por un material fino denominado matriz y cuyo cementante, en el caso de las brechas asociadas a mineralización, son minerales hidrotermales, por ejemplo: cuarzo, calcita, turmalina, calcopirita, etc.

De acuerdo con Sillitoe (1985) se han identificado una gran variedad de brechas (mineralizadas y no mineralizadas) asociadas a arcos volcano-plutónicos continentales. Estas brechas han sido asociadas a depósitos minerales hidrotermales con metales preciosos, metales base y depósitos de elementos litófilos. Con base en sus características físicas y químicas, definió seis grupos principales de brechas: 1) Brechas magmático-hidrotermales; 2) Brechas freáticas (hidromagmáticas); 3) Brechas freatomagmáticas (hidromagmáticas); 4) Brechas magmáticas; 5) Brechas de intrusión; y, 6) Brechas tectónicas.

1) Las brechas **magmático-hidrotermales** se caracterizan por presentar una estructura tubular (cilíndrica) que va de vertical a sub-vertical en sección y con forma circular a elipsoidal en planta. Algunos cuerpos presentan en la parte superior de la estructura brechoide una cúpula como techo, indicando que no alcanzaron la superficie, esta geometría define una chimenea (brecha pipe). Se emplazan entre 1 y 3.5 km de profundidad, se puede hallar una sola brecha o docenas de ellas formando grupos. Los cuerpos de brechas se presentan asociados en las partes superiores de intrusivos (batolitos y stock) estériles y mineralizados. El contacto entre la brecha y la roca encajonante es abrupto, delimitado por zonas de fallas y fracturas verticales.

Los componentes que conforman la brecha son líticos (fragmentos de roca), matriz y cementante. Los fragmentos pueden ser de diámetros centimétricos a métricos y localmente pueden alzar decenas de metros. La morfología de los clastos es variada pero van de angulosos a subredondeados; la forma de los fragmentos es irregular, sin embargo, en la parte superior (cerca de la cúpula) de algunas chimeneas se observa que las formas de los

fragmentos son tabulares, alineados paralelamente, definiendo mejor la cúpula (brechas de tejas). El grado de brechamiento es gradual, intenso en las periferias y disminuye hacia el interior de la estructura. El espacio entre los fragmentos va de 5 a 30% del volumen de la brecha y es ocupado por ganga (sílice), sulfuros y harina de roca, esta última se observa cuando los fragmentos presentan una mayor redondez. Generalmente los fragmentos no muestran movimientos significativos, ya que, podrían acomodarlos nuevamente en su lugar como un rompecabezas, por tal motivo estas brechas son monolíticas.

La mineralización dominante es Cu con presencia de Mo, W y ocasionalmente Au, Ag, Pb y Zn. la zona mineralizada esta preferentemente ubicada en el margen de la chimenea. La alteración hidrotermal dominante es seritización en los fragmentos y en menor medida cloritización y silicificación.

2) Las **brechas freáticas** (hidromagmáticas) se caracterizan por presentar una estructura tabular a tubular y cuerpos irregulares ramificados que frecuentemente se ensanchan en las partes menos profundas. Se ha determinado que se emplazan a menos de 1000 m de profundidad, por lo general estas brechas alcanzan la paleo-superficie. Estas brechas se encuentran asociadas a estructuras volcánicas (domos y calderas). Sus texturas son variadas. Existen ligeros desplazamientos ascendentes de fragmentos y una amplia presencia de espacios abiertos (>30 %), lo que facilita la permeabilidad y favorece que haya sucesivas etapas de alteración, mineralización y brechamiento.

La alteración dominante es la silicificación acompañada por alteración argílica avanzada. Los espacios abiertos están siendo rellenados por sulfuros como piritita, enargita, luzonita y covelita cuando la alteración argílica es evidente, cuando no, se presenta esfalerita, galena, calcopirita, tenantita-tetrahedrita y argentita. Por su profundidad de emplazamiento, estas brechas se asocian principalmente a depósitos epitermales que pueden tener valores de Au y Ag. El origen de las brechas freáticas se atribuye al aumento de presión hidrostática en los sistemas epitermales debajo una barrera de sílice hidrotermal de baja permeabilidad, donde el brechamiento va ser producto de las repentinas y violentas descompresiones del sistema hidrotermal (*flashing*).

3) Las **brechas freatomagmáticas** (hidromagmáticas) se caracterizan por presentar estructuras tubulares a las que se les denominó diatremas. Estas estructuras se pueden encontrar cerca de la superficie. Están compuestas de material fino (matriz), el cual consta del 50 a 90 % del volumen total de la estructura. El tamaño de las partículas de la matriz es usualmente < 2 mm y generalmente es de origen volcánico (tobácea); y por su granulometría presenta pocos espacios abiertos. Los clastos que conforman estas brechas son heterolíticos, la redondez de los fragmentos va de subanguloso a subredondeado y sus tamaños son muy variados. En algunas diatremas se reconocen varias facies de brechamiento y el tamaño de la estructura es mucho más grande que las brechas pipe, la mayoría es > 1 km² en planta y en sección también superan los 1000 metros de profundidad. La mineralización de estas brechas se produce principalmente por fluidos magmáticos como es el caso de los pórfidos cupríferos. El origen de las brechas freatomagmáticas son producto de la explosión derivada de la interacción de un magma y una fuente de agua externa, donde se cree que la fuente del agua es un acuífero confinado, ubicado a una profundidad de 1 a 2 km.

4) Las **brechas magmáticas**, esta clase de brecha no es ampliamente reconocida en asociación con depósitos minerales. Aunque estas brechas son diferentes a las freatomagmáticas el término diatrema también es usada para referirse a estas. Sus dimensiones en la vertical van de 500 a 1000 m. Estas diatremas presentan un material mayormente juvenil de composición félsica, ocasionalmente con participación de otras litologías, los clastos son mayormente angulares a subredondeados. El origen de estas brechas, es el resultado de la liberación de la energía durante la cristalización fraccionada y la descompresión de cuerpos magmáticos hidratados emplazados muy cerca de la superficie, si la energía liberada por este proceso es suficiente generará un fracturamiento y fallamiento intenso que puede alcanzar la superficie.

5) **Brecha de intrusión**, este término fue propuesto por primera vez por Harker (1908) y adoptado por Wright y Bowes (1963) para referirse a las brechas producidas por el fracturamiento mecánico que genera el emplazamiento de cuerpos intrusivos que al mismo tiempo incorpora fragmentos de las rocas adyacentes a la materia ígnea en tránsito. Los fragmentos son generalmente angulosos a subredondeados y se encuentra cementado por

una matriz ígnea. Las brechas de intrusión se presentan comúnmente como parches irregulares en los costados y en las cimas de los cuerpos sub-volcánicos (tipo pórfidos).

6) **Brechas tectónicas**, estas brechas son producto de la deformación frágil de una región, que da lugar a una zona de brechas de geometría lenticular a tabular que posteriormente son cementadas por minerales de ganga y sulfuros.

III.6. Brecha Pilares “brecha pipe”

La Brecha Pilares es la estructura mineralizada más importante del área de estudio, aflora en la porción centro-sur del área (Fig.3.2). La Brecha Pilares es una estructura mineralizada por Cu-W que se desarrolló en la unidad de Flujos Andesíticos y en la unidad de Tobas de Lapilli que corresponden a las unidades superiores de la Secuencia Volcánica Pilares, y a profundidad a las demás unidades subyacentes. La estructura presenta una forma elipsoidal en planta con el eje mayor con dirección NW30°SE y una forma cilíndrica en sección, esta última interpretada a partir de barrenación y obras directas. La estructura presenta un eje mayor que mide 550 m, el eje menor mide 250 m. La brecha tiene una profundidad aproximada de 600 m (Fig. 3.7A). A partir de sus características Sillitoe (1985) clasifiqué a la Brecha Pilares como una clásica *brecha magmático-hidrotermal*.

La Brecha Pilares en superficie está compuesta principalmente por fragmentos de toba de lapilli (~1450 msnm), esta litología se mantiene hasta los 330 m (~1120 msnm) en la parte central de la Brecha Pilares (Fig. 3.7A). Estas relaciones fueron definidas por barrenación (DP-17, DP-07, DP-26 y DP-34) y obras directas. A profundidad se compone de fragmentos y bloques de flujos andesíticos (con base la descripción de núcleos de barrenación) que han sido identificados a los 80 m y 330 m, el límite inferior no se ha definido claramente (Fig. 3.7A).

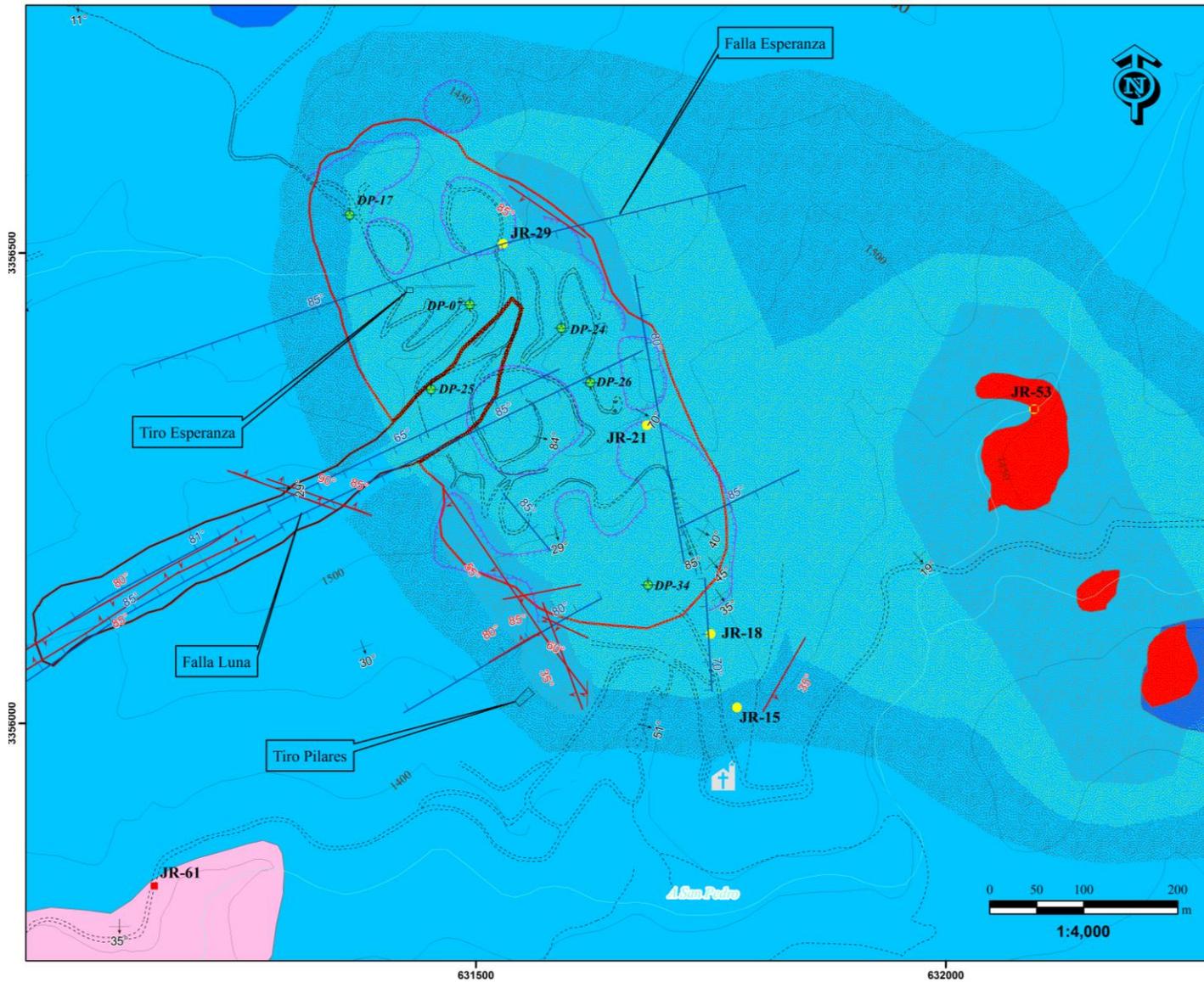
Una característica de la brecha es la distribución espacial ordenada de los bloques, este ordenamiento asemeja un tipo rompecabezas o mosaico lo que hace que no se pierda la coherencia estratigráfica de las unidades litológicas (Fig. 3.7D). Es importante mencionar que independientemente del tipo de roca, los fragmentos que conforman la Brecha Pilares presentan una variedad de tamaños. Por lo general, los fragmentos más grandes se encuentran en el centro de la estructura elíptica, los cuales son mayormente bloques cuyos

diámetros varían de 1 a 4 m. Hacia la periferia disminuye gradualmente el tamaño de los fragmentos, llegando a ser mucho más pequeños en el borde de la estructura (0.5 cm a 1 m). La forma de los bloques es variable van de equidimensionales a tabulares, sin embargo, los fragmentos más finos presentan formas laminares y llegan a desarrollar estructura de flujo bordeando a los bloques (fragmentos de mayor tamaño). Los fragmentos que conforman la Brecha Pilares están cementados por cuarzo, calcopirita, pirita y localmente por especularita.

III.7. Mineralización, paragénesis y alteración

La mineralización del depósito de Pilares está concentrada en la estructura brechoide de forma elipsoidal-cilíndrica que se encuentra en las unidades Fand y Tbl de la SVP (Fig. 3.13). Con base en relaciones de campo, cartografía, descripción de núcleos y minerografía, se identificó la existencia de tres eventos de mineralización en el depósito Pilares. Los eventos de mineralización son: 1) Evento de mineralización que se hospedó en la brecha monolítica elipsoidal y que tiene un origen hipogénico. 2) Evento de mineralización hospedado en una brecha de forma tabular que se sobre pone a la brecha de forma elipsoidal, este evento tiene un origen hipogénico; y, 3) Evento de mineralización hospedado en fracturas y de origen supergénico.

El primer evento está definido por una brecha monolítica de forma elipsoidal. En donde las mejores concentraciones de sulfuros se encuentran alojados en vetas, vetillas (familia V1 descrita en el apartado III.4.) y diseminados con una distribución anular-elíptica en planta y una orientación NW30°SE. La geometría de la brecha y la distribución del vetilleo definen una estructura típica de una Chimenea. Las vetas y vetillas están distribuidas por toda la brecha, con formas irregulares, anastomosadas y discontinuas. Ellas están compuestas principalmente por cuarzo + pirita + calcopirita + bornita ± galena ± magnetita (Fig. 3.14). La mayoría de los tajo de explotación de la mina Pilares están siguiendo estas estructuras mineralizada (Fig. 3.13). La campaña de barrenación de diamante realizada en el 2010 por Grupo México, muestra que los cuerpos mineralizados (cobre) están presentes hasta los 300 m de profundidad, sin embargo, la sección de Pilares Mine indica que la mineralización podría alcanza los 650 m de profundidad (Fig. 3.7A).



Leyenda

Litología

- Pórfido Granítico
- Brecha especularita
- Brecha pipe
- Toba de lapilli
- Flujo andesítico
- Toba brecha (ignimbrita)

Alteración

- Oxidación
- Qtz-Ser
- Sericita

Estructuras

- + Pseudoestratificación
- Vetas
- Fallas

Muestras

- ★ U-Pb
- Geoquímica
- Petrográfica

Toponimia

- ~ Tajos
- ~ Arroyos
- - - Vías de acceso
- + Barreno

Sistema de Coordenadas:
WGS 1984 UTM Zona 12N

GRUPOMEXICO

UNIVERSIDAD DE SONORA
"El Saber de sus hijos hará su Grandeza"

Figura 3.13. Detalle del plano geológico-estructural del área de Pilares de Nacoziari, Sonora.

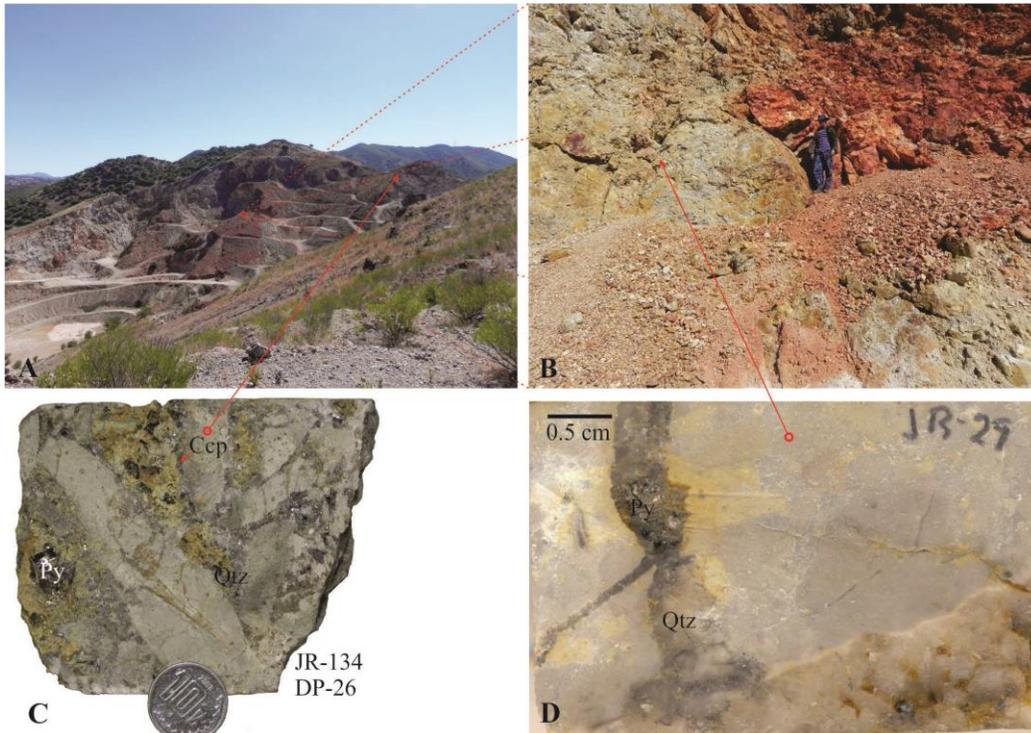


Figura 3.14. Fotografías de la Brecha Pilares (primer evento). A) Fotografía panorámica que muestra el flanco norte de la estructura elipsoidal con una fuerte oxidación; B) Brecha con abundante vetilleo de cuarzo y sulfuros. Fuerte silicificación y fuerte oxidación; C) Fragmento de núcleo donde se observan vetillas de cuarzo + pirita + calcopirita y fragmentos de la brecha fuertemente reemplazados por cuarzo-sericita; y, D) detalle donde se observa la mineralización de la Brecha Pilares cuarzo + pirita + calcopirita.

Con base en el análisis minerográfico se identificó el primer evento de mineralización en las muestras JR-107, JR-108, JR-110, JR-111 y JR-123. La paragénesis o ensamble mineralógico característico que define el primer evento es pirita + calcopirita + bornita + cuarzo + magnetita (Fig. 3.17). Para más detalle ver "anexo".

El segundo evento está definido por una brecha tabular que se sobrepone a la brecha elipsoidal. La brecha tabular tiene orientación NE60°SW y se encuentra delimitadas por fallas normales conjugadas de la misma orientación (familia F3 descritas en el apartado III.3), entre ellas la falla "La Luna" con la siguiente actitud 060°/85° (Fig.3.13). Esta brecha se caracteriza por presentar un vetilleo de specularita + cuarzo + calcopirita + pirita + bornita (Fig. 3.15). El poco desarrollo de obras mineras en superficie sobre esta estructura nos sugiere que los valores económicos son bajos. Los barrenos DP-25 y DP-17 presentan interceptos de la brechas con specularita. Los interceptos van de superficie (~1500 msnm) hasta los 110 y 150 m de profundidad.

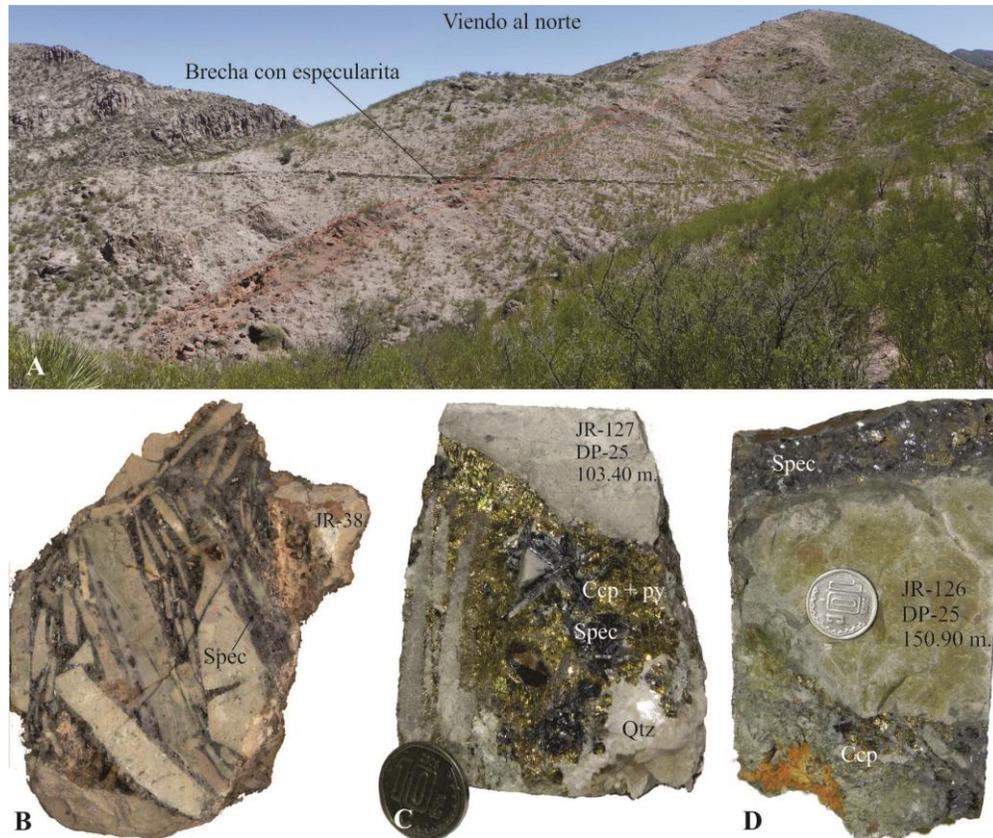


Figura 3.15. Fotografías de la brecha con especularita. A) Panorámica que muestra la estructura tabular de la brecha con especularita ubicada al suroeste de la brecha Pilares; B) Detalle de la brecha de especularita; C) vetillas de especularita + calcopirita + pirita (barreno DP-25); y, D) Vetillas de especularita + calcopirita + pirita (barreno DP-25).

En el análisis mineragráfico se identificó el segundo evento mineralizador. Bien definido en las muestras JR-106, JR-107, JR-109, JR-126, JR-127 y JR-128. Este evento está definido por especularita + pirita + calcopirita + cuarzo + calcita (Fig. 3.17). Para más detalles ver anexo.

El tercer evento está definido por un fracturamiento presente en toda la zona de Pilares. El fracturamiento está definido por dos familias f1 y f2, descritas en el apartado III.3. La familia f1 presenta un rumbo que varía de 050° a 070° con una echado preferencial de 80° al NW y la f2 presenta un rumbo preferencial de 150° con un echado preferencial de 85° al suroeste. Este fracturamiento aloja la mineralización secundaria definida por covelita + calcocita. Este ensamble se ha visto en los núcleos a diferentes profundidades. Por ejemplo el DP-34 a los 86.50m y 189.25m; el DP-24 a los 110.10m y el DP-17 a los 96.60m (Fig. 3.16).

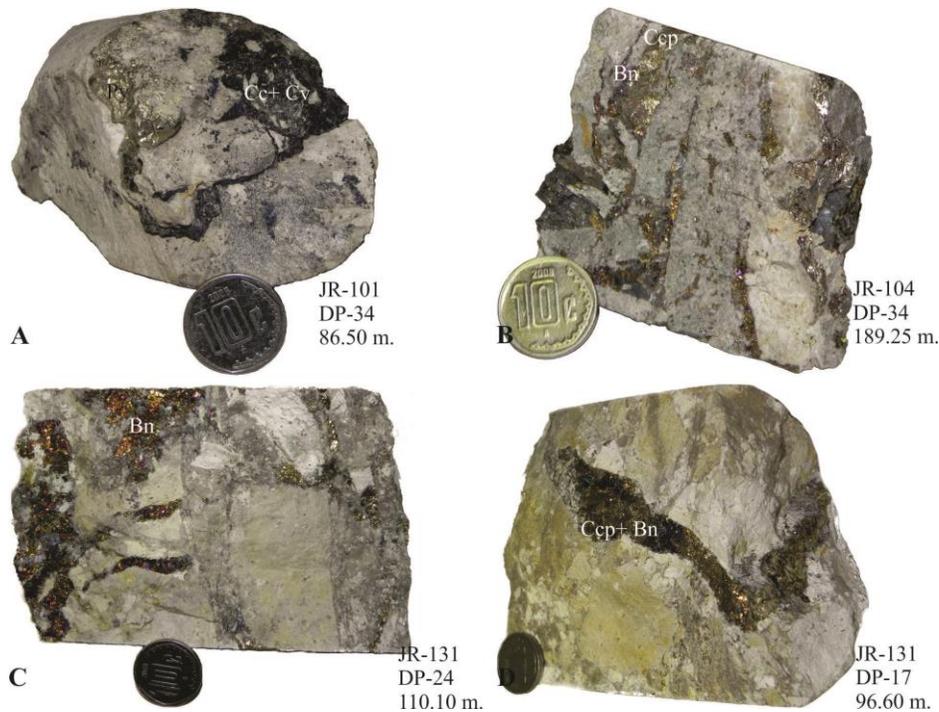


Figura 3.16. Fotografías de núcleos de la Brecha Pilares donde se observan sulfuros secundarios. A y B) muestran calcocita + covelita. C) Vetillas de bornita y algunos remanentes de calcopirita. D) Vetillas de calcopirita y bornita remplazadas por covelita-calcocita.

En el análisis minerográfico se identificó el tercer evento mineralizador. Sólo en la muestra JR-122. La paragénesis que lo define es calcocita + covelita + calcita (Fig. 3.17). Sin embargo, esta asociación ha sido identificada en varios barrenos, desafortunadamente las muestras elegidas para el análisis minerográfico no coincidieron con el corte que mostrara esta asociación mineralógica.

La estructura brechoide elipsoidal-cilíndrica desarrolla en las periferias principalmente tres zonas de alteración:

Zona sericítica, definida por alteración hidrotermal que se encuentra principalmente focalizada en la Brecha Pilares y en las zonas circunvecinas donde afloran los cuerpos hipabisales graníticos. La alteración se identificó en campo, barrenos y en secciones delgadas. Esta alteración presenta dos zonas, una con una fuerte presencia de cuarzo y poca sericita ($Qtz \gg Ser$) y otras con mayor sericita y menos cuarzo ($Ser > Qtz$) ver figura 3.13.

La zona silicificada, ($Qtz \gg Ser$) está ubicada justo en los límites estructurales de la Brecha Pilares y en las periferias del cuerpo hipabisales granítico (Fig. 3.13). Esta

alteración se caracteriza por presentar una silicificación intensa y pervasiva. La roca encajonante ha perdido su mineralogía y parcialmente su textura original, identificándose por esporádicos relictos.

La zona con sericitización selectiva ($Ser > Qtz$), rodea a la anterior de manera concéntrica, aunque es mucho más amplia. Esta alteración se caracteriza por presentar una sericitización mayormente selectiva y en ocasiones pervasiva. Esta alteración en superficie presenta una fuerte oxidación que se sobrepone y enmascara la alteración sericítica (Fig. 3.13).

Paragénesis			
Minerales	Primaria		Secundaria
	1era	2da	3era
Pirita	—————		
Calcopirita	—————		
Bornita	—————		
Galena		
Especularita		—————	
Magnetita	—————		
Covelita			—————
Calcocita			—————
Cuarzo	—————		—————
Calcita			—————

Figura 3.17. Secuencia paragenética de la Brecha Pilares de Nacozari, Sonora. De acuerdo a los tres eventos de mineralización.

IV. Geoquímica

Se realizaron análisis geoquímicos (elementos mayores, traza y elementos de tierras raras) de un total de 13 muestras representativas de la Secuencia Volcánica Pilares y de cuerpos hipabisales que la intrusionan. Del total de las muestras, dos muestras (JR-59, JR-62) provienen de la unidad de flujos andesíticos con intercalaciones de tobas de cristales; tres muestras (JR-56, JR-57, JR-58) corresponden a la unidad de areniscas tobáceas; dos muestras (JR-54, JR-55) son de la unidad de Toba-Brecha (ignimbritas); dos muestras (JR-38, JR-43) de la unidad Flujos Basáltico-Andesíticos; y dos (JR-60, JR-61) de la toba de lapilli. De los cuerpos hipabisales, la muestra JR-05 es de una granodiorita y la muestra JR-53 proviene de un granito. Los análisis geoquímicos se presentan en la Tabla 1.

IV.1. Clasificación usando elementos mayores

Los elementos mayores son los más abundante en la tierra, son los componentes principales de una roca y son los siguientes: SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 . Por lo general, las concentraciones de TiO_2 , MnO y P_2O_5 son significativamente más bajas que las del resto de los elementos mayores (Rollinson, 1993). Algunos autores denominan a estos tres elementos como elementos menores. Por convención, los elementos mayores y menores se expresan en forma de óxido y su concentración se expresa en porcentaje en peso (%wt). Se utilizan generalmente para clasificar la roca e identificar los procesos magmáticos.

Diagramas Total de Álcalis-Sílica

Se realizó la clasificación química de todas las muestras en el diagrama TAS propuesto por Cox et al., (1979) y Le Maitre et al., (1986). En este tipo de diagramas se grafica el sílice en el eje X y el total de álcalis en el eje Y.

Las muestras analizadas de la Secuencia Volcánica Pilares son rocas de composición variable, los valores de SiO_2 van de 49.2% a 73.7%, mientras que, los valores de SiO_2 para las rocas hipabisales van de 63.6% a 53.3 (Tabla 1). De acuerdo con el diagrama TAS propuesto por Le Maitre et al., (1986), tres muestras caen en el campo de las andesitas-basálticas (JR-38, JR-43 y JR-55), cinco muestras dentro del campo de andesitas

(JR-56, JR-57, JR-58, JR-59 y JR-62), una en el campo de las dacitas (JR-54) y dos en el campo de las riolitas (JR-60 y JR-61) (Fig. 4.1.A). Las dos rocas hipabisales se graficaron en el diagrama de Cox et al., (1979), donde una muestra cae en el campo de la granodiorita (JR-05) y la otra en el campo del granito (JR-53) (Fig. 4.1.B).

Los contenidos de TiO_2 son variables y oscilan entre 0.19-1.23%. Los contenidos de Al_2O_3 son moderados y oscilan entre 12.75-18.35%. Las concentraciones de Fe_2O_3 (1.61-9.99%) y MgO (0.19-4.39%) son variables y sugieren diferentes grados de diferenciación del magma.

Diagramas de variación (Harker)

Los diagramas de variación Harker son principalmente utilizados para mostrar los procesos de fraccionamiento magmático. En la figura 4.2 se presenta todos los diagramas Harker tanto para elementos mayores como menores. Las rocas analizadas de la Secuencia Volcánica Pilares presentan un patrón con tendencia normal típica por cristalización fraccionada en los diagramas Harker de TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO y SrO . Las tendencias en los diagramas de Na_2O , K_2O y BaO muestran un aumento conforme aumenta la diferenciación, sugiriendo que ninguna fase estaba cristalizando con estos tres elementos.

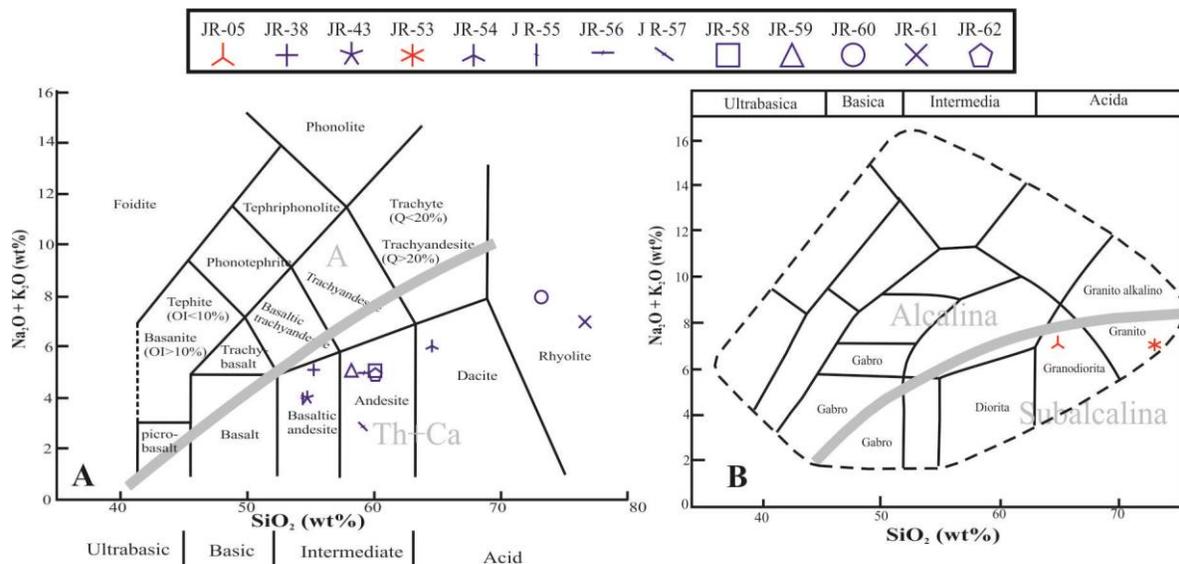


Figura 4.1. A) Diagrama TAS para rocas volcánicas usando el total de álcalis contra silicio (Le Maitre et al. 1986); en este diagrama se grafican las muestras de la SVP. B) Diagrama de Cox et al. (1979) para rocas plutónicas que usa los mismos elementos que el diagrama anterior, en este diagrama se graficaron las

muestras de rocas hipabisales. La línea gris en ambos diagramas divide a las rocas alcalinas de las subalcalinas (Th-Ca).

Número de Magnesio (#Mg)

El #Mg de las rocas varía entre 38 y 9, lo cual indica que las rocas derivaron de magmas relativamente diferenciados. La variabilidad registrada en los contenidos de CaO (0.04-8.09%), Na₂O (0.16-3.85%) y K₂O (1.18-6.84%) refleja la probable naturaleza móvil de estos elementos durante el hidrotermalismo (Tabla 1). Las muestras JR-60 y JR-61 que corresponden a la unidad Toba de Lapilli en el análisis petrográfico de esta unidad no se observó cuarzo primario, confirmando la entada de sílice por alteración hidrotermal.

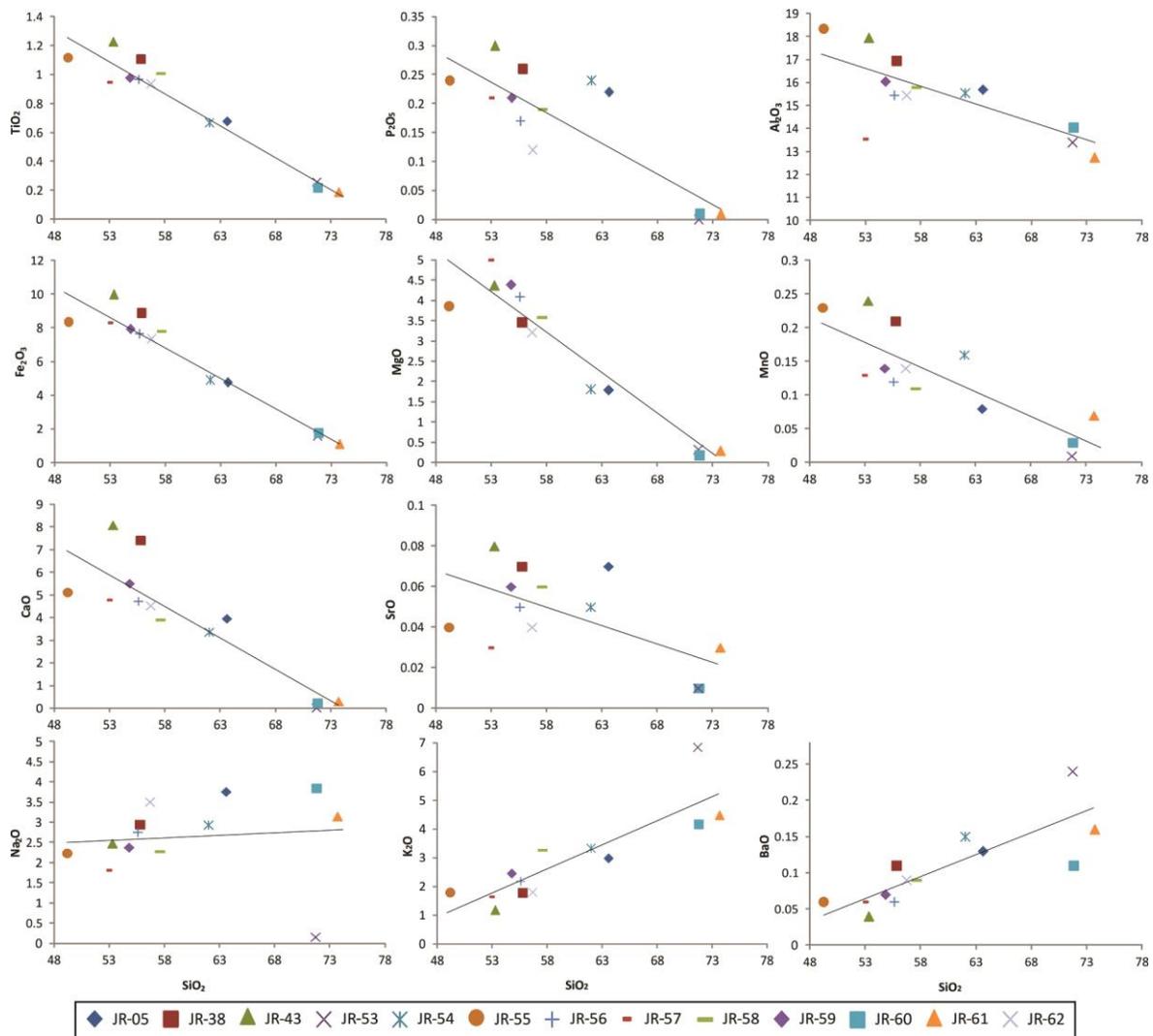


Figura 4.2. Diagramas bivalentes de elementos mayores en base anhidra con respecto a SiO₂ (tipo Harker) para la secuencia de rocas volcánicas y rocas hipabisales del área de Pilares.

Tabla 1. Elementos mayores (%wt), elementos trazas (ppm) y tierras raras (ppm) de la secuencia volcánica Pilares y rocas hipabisales que cortan la misma. Al final de la tabla se incluyen los valores de # Mg, la relación $(La/Yb)_N$ y la relación Eu_N/Eu^* .

Muestra	JR-05	JR-53	JR-38	JR-43	JR-54	JR-55	JR-56	JR-57	JR-58	JR-59	JR-62	JR-60	JR-61
Litología	Pgd	Pgr	Fand	Fand	Tbci	Tbci	Atb	Atb	Atb	Fand-Tbc	Fand-Tbc	Tbl	Tbl
SiO ₂	63.6	71.7	55.8	53.3	62	49.2	55.6	52.8	57.6	54.8	56.7	71.8	73.7
Al ₂ O ₃	15.7	13.4	16.95	17.95	15.55	18.35	15.45	13.55	15.8	16.05	15.45	14.05	12.75
Fe ₂ O ₃	4.78	1.61	8.89	9.99	4.92	8.36	7.66	8.31	7.8	7.94	7.36	1.77	1.12
CaO	3.97	0.04	7.43	8.09	3.38	5.13	4.74	4.8	3.92	5.52	4.54	0.25	0.32
MgO	1.79	0.32	3.46	4.37	1.81	3.86	4.09	5	3.58	4.39	3.21	0.18	0.29
Na ₂ O	3.76	0.16	2.95	2.48	2.94	2.24	2.76	1.82	2.28	2.38	3.51	3.85	3.15
K ₂ O	2.98	6.84	1.78	1.18	3.33	1.79	2.18	1.64	3.26	2.45	1.8	4.16	4.48
TiO ₂	0.68	0.26	1.11	1.23	0.67	1.12	0.97	0.95	1.01	0.98	0.94	0.22	0.19
MnO	0.08	0.01	0.21	0.24	0.16	0.23	0.12	0.13	0.11	0.14	0.14	0.03	0.07
P ₂ O ₅	0.22	<0.01	0.26	0.3	0.24	0.24	0.17	0.21	0.19	0.21	0.12	0.01	0.01
SrO	0.07	0.01	0.07	0.08	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06	0.06	0.04	0.01	0.03
BaO	0.13	0.24	0.11	0.04	0.15	0.06	0.06	0.06	0.09	0.07	0.09	0.11	0.16
LOI	2.85	2.89	2	1.29	3.1	8.13	6.18	8.01	3.97	3.29	4.55	1.39	1.19
Total	101.5	97.5	101	100.5	98.3	98.8	100	97.3	99.7	98.3	98.46	97.8	97.5
Ba	1095	1875	939	332	1255	544	487	510	900	661	835	1050	1560
Ce	65.3	49.3	49.5	41.3	70.5	51.7	54.9	48.1	53	48.1	49.6	74.6	79.6
Co	11.7	<0.5	22.1	19.2	8.9	21.7	19.8	23.3	23.6	26	19.1	<0.5	<0.5
Cr	10	<10	10	10	<10	<10	40	50	60	50	40	<10	<10
Cs	7.88	8.95	3.77	7.48	5.86	18.05	20.6	29.5	16.65	5.3	2.97	4.7	4.47
Cu	26	18	12	93	<5	<5	<5	<5	8	<5	<5	<5	<5
Dy	3.16	1.99	4.8	4.44	4.64	4.56	4.11	4.2	4.18	4.08	4.03	3.35	3.62
Er	1.62	1.19	2.54	2.31	2.64	2.48	2.36	2.3	2.16	2.09	2.27	2.07	2.07
Eu	1.14	0.74	1.55	1.52	1.43	1.51	1.14	1.03	1.22	1.28	1.23	0.84	0.85
Ga	19.8	15.6	21.2	20.2	17	22	17.4	17	22	21.2	20.3	16.6	13.9
Gd	3.5	2.08	4.95	4.9	4.77	4.82	4.32	4.26	4.19	4.26	4.28	3.11	3.23
Hf	4.9	5.1	3.9	3.7	5.9	4.8	5.4	5.6	4.8	4.4	4.6	5.2	5.1
Ho	0.6	0.39	0.92	0.84	0.89	0.88	0.8	0.8	0.79	0.79	0.8	0.69	0.73
La	33	27.2	23.5	19.9	36.3	25.4	28.3	24.4	26.7	24.6	26.3	41.5	39.7
Lu	0.23	0.21	0.33	0.31	0.4	0.32	0.35	0.34	0.31	0.32	0.33	0.38	0.36
Nb	9.3	11.8	6.9	5.7	10.2	7.6	9.2	8.7	9	7.9	8.4	13.8	13.7
Nd	28.2	18.7	26	24	32	27.8	26.3	24.9	24.8	23.1	24.2	25.7	25.2
Ni	9	<5	7	9	<5	5	18	23	28	26	18	<5	<5
Pb	13	29	9	8	34	11	13	16	16	11	12	25	27
Pr	7.51	5.44	6.2	5.61	8.65	6.76	6.98	6.3	6.69	6.23	6.52	8.29	8.06
Rb	145.5	392	67.7	103	124	69.8	153	128	181.5	111.5	77.8	181	185
Sm	5.27	3.04	5.73	5.4	6.13	5.98	5.38	5.29	5.81	5.38	5.46	4.87	4.92
Sn	1	3	2	2	1	1	1	1	2	1	1	1	1
Sr	591	108.5	582	611	452	368	343	263	499	513	400	122	223
Ta	0.7	1	0.4	0.2	0.5	0.3	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	1.1	1.1
Tb	0.55	0.36	0.79	0.76	0.78	0.78	0.7	0.72	0.69	0.68	0.67	0.56	0.61
Th	19.35	8	4.09	2.55	9.66	4.37	15.1	15.15	11.05	8.79	9.27	16.45	16.55
Tl	0.5	2.8	0.7	1	0.9	<0.5	1.5	1	1.2	0.7	0.5	1	1
Tm	0.24	0.19	0.36	0.34	0.41	0.36	0.36	0.35	0.34	0.32	0.35	0.35	0.36
U	4.63	3.34	0.81	0.67	1.54	0.85	4.73	5.03	4.03	3.08	3.23	2.5	3.55
V	98	18	233	231	85	171	159	175	194	213	198	5	12
W	2	25	<1	6	1	<1	2	2	2	3	3	2	2
Y	18.2	12.4	25.7	22.3	26.3	25.9	23.2	23.5	24.7	23.7	24.4	22.6	21.8
Yb	1.48	1.35	2.23	2	2.58	2.25	2.28	2.35	2.14	1.96	2.19	2.38	2.34
Zn	74	23	181	312	206	102	80	107	85	119	88	56	102
Zr	178	152	161	126	205	160	177	180	177	158	155	170	165
#Mg	27	17	28	30	27	32	35	38	31	36	30	9	21
$(La/Yb)_N$	15.1	13.6	7.1	6.7	9.5	7.6	8.4	7.0	8.4	8.5	8.1	11.8	11.5
Eu*	24.21	14.18	30.03	29.00	30.49	30.27	27.18	26.76	27.82	26.99	27.25	21.94	22.47
Eu _N /Eu*	0.81	0.90	0.89	0.90	0.81	0.86	0.72	0.66	0.76	0.82	0.78	0.66	0.65

Diagrama AFM

El diagrama AFM, es un diagrama triangular en que se utiliza el contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), FeO_t y MgO en porcentaje en peso y se utiliza para separar entre las series toleítica y calcoalcalina (Irvine y Baragar, 1971). En el diagrama AFM (Fig. 4.3) se graficaron todas las muestras de la Secuencia Volcánica Pilares y cuerpos hipabisales, en este diagrama se observa que las rocas de la Secuencia Volcánica Pilares presentan una tendencia típica dentro del campo de la serie calcoalcalina, excepto, dos muestras que se caen en el campo de la serie toleítica.

IV.2. Elementos traza

Diagramas de multielementos

Los diagramas de multielementos (*spidergrams*) se han considerado como una de las mejores herramientas para poner en evidencia las variaciones composicionales de las rocas volcánicas en función de su ambiente tectónico. Los diagramas de la Secuencia Volcánica Pilares fueron construidas utilizando los valores de normalización de N-MORB de Sun y McDonough (1989). Para las rocas dacíticas y riolíticas de la SVP y las rocas hipabisales se construyó un diagrama complementario utilizando los valores de normalización de Granitos de Crestas Oceánicas (ORG) de Pearce et al. (1984). Los diagramas de multielementos de las rocas basalto-andesíticas y andesíticas, se caracterizan por presentar una fuerte enriquecimiento en los elementos LILE con respecto a los elementos HFSE. Los patrones de todas las muestras presentan marcadas anomalías negativas en Nb y ligeras anomalías negativas en P, Zr y Ti (Fig. 4.4A y B), excepto las muestras JR-53, JR-60 y JR-61 que presentan marcadas anomalías negativas en P y Ti (Fig. 4.4C). Por su parte, el diagrama de multielementos para las rocas riolíticas, dacíticas, granodioríticas y graníticas muestra un enriquecimiento en los elementos LFSE con respecto a los elementos HFSE; también se aprecia marcadas anomalías negativas en Nb en todas las muestras y una ligera anomalía negativa en Zr (Fig. 4.4D).

IV.3. Tierras raras "REE"

Los diagramas de tierras raras (REE) se han revelado como una excelente herramienta para la cuantificación del grado de evolución de las rocas terrestres con respecto a la composición del manto original durante la formación de la Tierra (Rollinson, 1993). En la figura 4.5 se presentan diagramas de tierras raras para la Secuencia Volcánica Pilares y para los cuerpos hipabisales que la intrusionan. Los diagramas de tierras raras (REE) fueron normalizados con valores de condrita tipo CI de Evensen et al. (1978). Las muestras presentan un moderado enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Todas las muestras presentan una ligera anomalía negativa en Eu (Fig. 4.5) bien definida en las andesitas y riolitas (Fig. 4.5 B y C), las relaciones de Eu_N/Eu^* van de 0.65 a 0.90 (Tabla 1). Las relaciones de $(La/Yb)_N$ van de 6.7 a 15.1 (Tabla 1), las cuales son típicas de rocas con afinidad calcoalcalina.

Diagramas de discriminación de ambiente tectónico

Para precisar el ambiente tectónico de la Secuencia Volcánica Pilares y de las rocas hipabisales se utilizaron los diagramas de discriminación de ambientes tectónicos de Pearce y Cann (1973), Thompson et al. (1980) y Pearce et al. (1984). Los diagramas se presentan en la figura 4.6.

En el diagrama de $Y^3-Ti/1000-Zr$ de Pearce y Cann (1973), se graficaron las muestras de composición basáltica y andesítica de la Secuencia Volcánica Pilares, todas las muestras caen invariablemente en el campo "C" que corresponde a basaltos calcoalcalinos (Fig. 4.6A). En el diagrama $Hf/3-Th-Ta$ de Thompson et al. (1980) se graficaron las mismas muestras (basaltos y andesitas) de la SVP, las cuales, caen en el campo "D" de arco volcánico (Fig. 4.6). Las rocas de hipabisales (granito y granodiorita) fueron graficadas en los diagramas binarios Nb-Y y Ta-Yb propuestos por Pearce et al. (1984) para rocas graníticas. En el primer diagrama Nb-Y, las dos muestras caen en el campo de granitos de arco volcánico-granitos de colisión (C), para especificar el ambiente tectónico, las muestras se graficaron el diagrama Ta-Yb, donde las muestras caen en el campo de los granitos de arco volcánico.

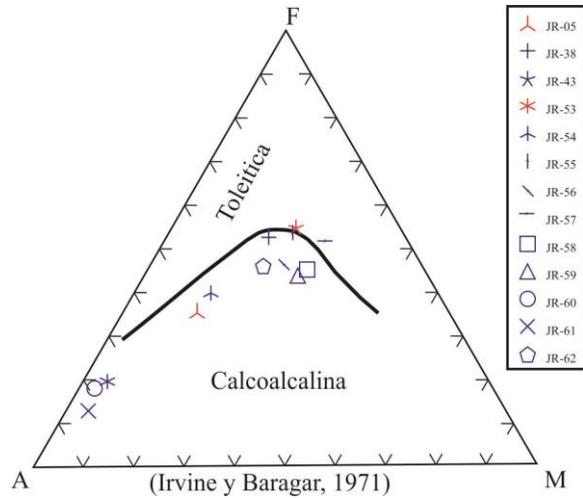


Figura 4.3. Diagrama AFM donde se grafican las rocas volcánicas e hipabisales de área de Pilares. A= álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$); F= (FeO_x) y M = MgO (Irvine y Baragar, 1971).

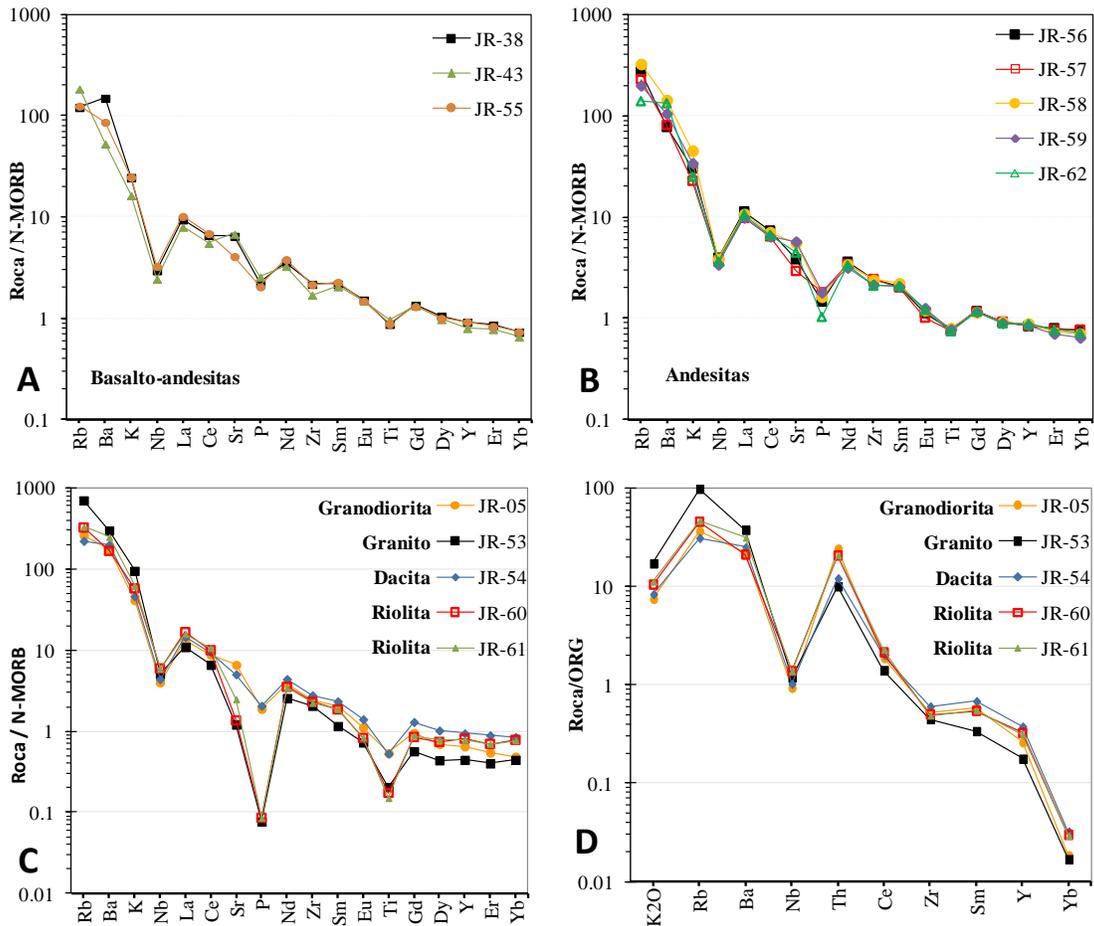


Figura 4.4. Diagrama multielementos de la Secuencia Volcánica Pilares. Todas las muestras fueron normalizadas usando valores de N-MORB de Sun y McDonough (1989) (A, B y C). Las rocas riolíticas, dacíticas, granodioríticas y graníticas fueron normalizados usando valores de ORG de Pearce et al. (1984) (D).

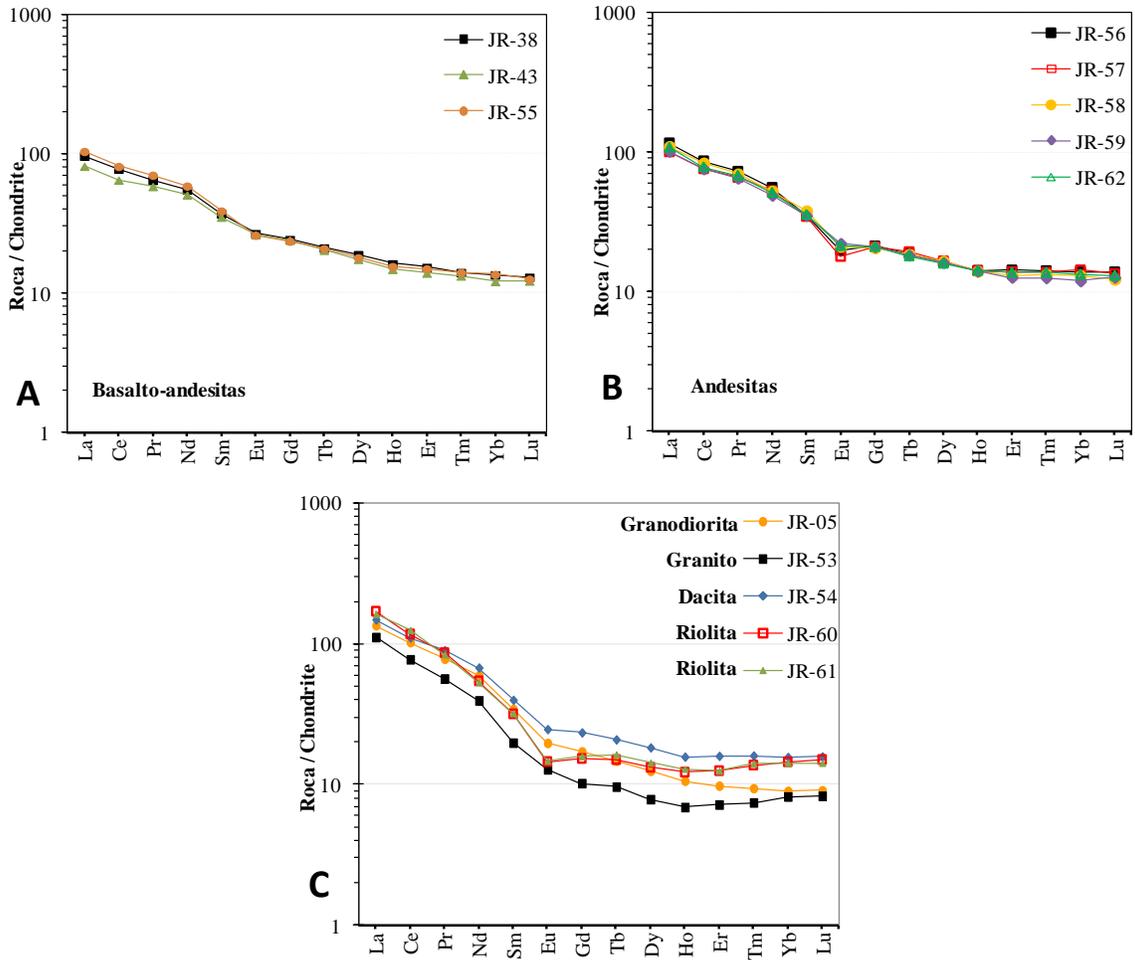


Figura 4.5. Diagrama de REE para las rocas volcánicas e hipabisales del área de Pilares, datos normalizados a Condrita tipo CI de Evensen et al. (1978). A) muestra basalto-andesitas, B) andesitas y C) dacita, riolitas, granodiorita y granito.

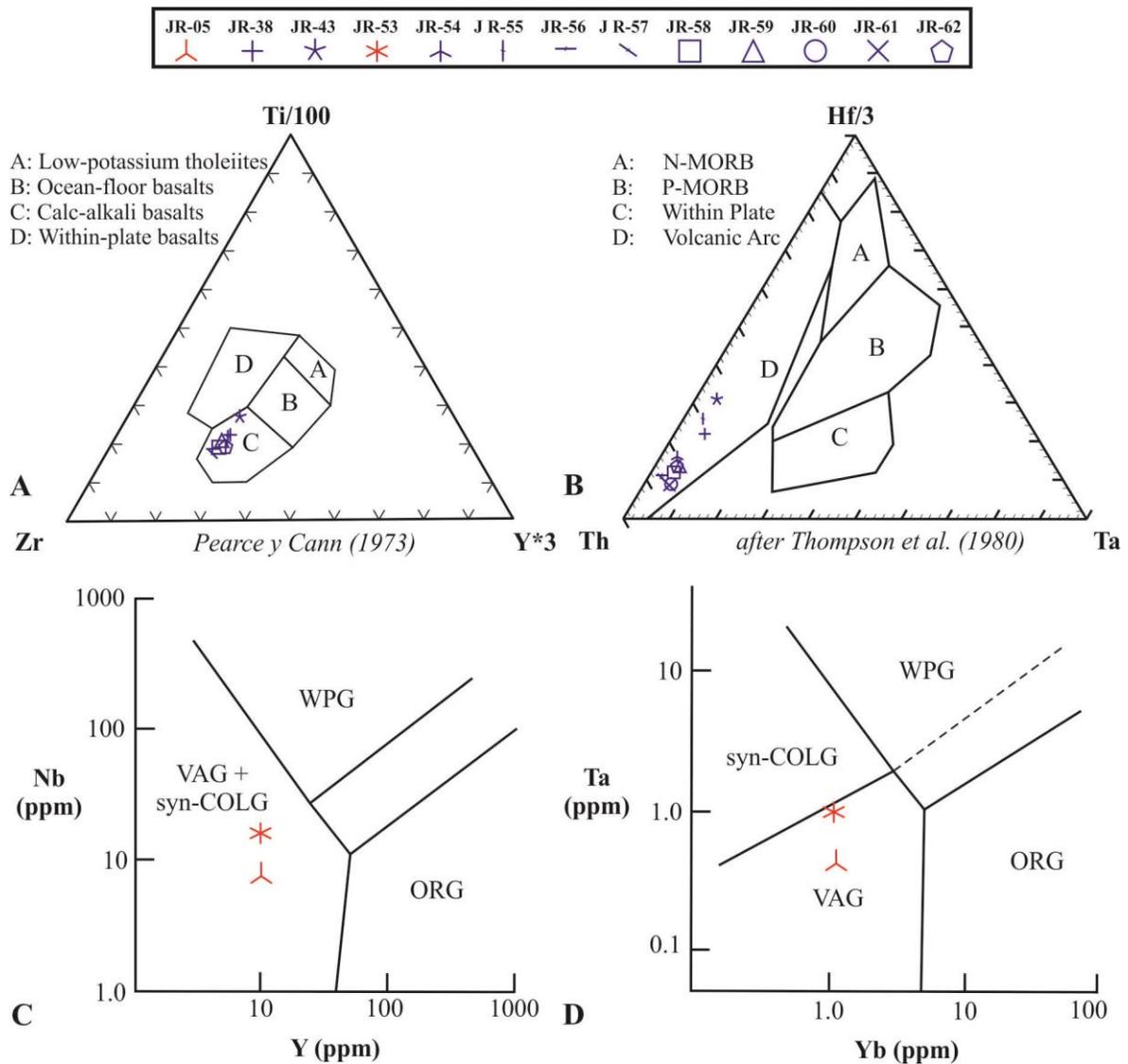


Figura 4.6. A) Diagrama de discriminación de ambiente tectónico para rocas de composición basáltica de Pearce y Cann (1973). B) Diagrama de discriminación de ambiente tectónico para rocas de basáltica de Thomson et al. (1980). En los diagramas A y B se graficaron las rocas de la Secuencia Volcánica Pilares de composición basáltica y andesítica. C y D) Diagramas de discriminación de ambiente tectónico para granitos de Pearce et al. (1984), en estos diagramas se graficaron las rocas hipabisales (granito y granodiorita). Los campos presentan las siglas en inglés, ORG corresponde a granitos de dorsal oceánica, VAG a granitos de arco volcánico, WPG a granitos intra placa y COLG a granitos de colisión.

V. Geocronología

En este apartado, se presentan los resultados de los análisis isotópicos de U-Pb y Re-Os, obtenidos de muestras seleccionadas con el objetivo de establecer la edad de mineralización en La Brecha Pilares. Se colectaron tres muestras para U-Pb en zircons y cuatro muestras para Re-Os en separados de pirita y calcopirita.

V.1. U-Pb

Las muestras analizadas por el método de U-Pb son las muestras JR-05 (granodiorita), JR-53 (granito) y JR-62 (andesita). Estas muestras fueron procesadas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM, México. La determinación geocronológica fue realizada por la técnica analítica de ablación láser conectado a un espectrómetro de masas (cuadrupolo) de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).

También se colectó una muestra de andesita (JR-62), la cual se considera como la base de la columna estratigráfica local, pero no se obtuvieron zircons suficientes para realizar el proceso de fechamiento.

Entre la granodiorita (JR-05) y granito (JR-53) se realizaron 65 análisis, de los cuales, 4 fueron descartados debido al error analítico.

La muestra JR-05, colectada al noroeste de área de estudio, al SSW del puente de Pilares (Fig. 3.2), es una granodiorita de textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y pseudomorfos de minerales ferromagnesianos inmersos en una mesostasis de grano fino, compuesta de plagioclasa y cuarzo (En la sección III.2.1. se describe con mayor detalle). En esta muestra se analizaron 35 zircons (Tabla 2), los cuales muestran una edad promedio de $58.80 \pm 0.80 - 0.30$ Ma (Fig. 5.1A), y una edad ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) de 57.91 ± 0.95 Ma ($n=21$ 2σ) (Fig. 5.1B). La relación de U/Th presenta un rango de 0.34 a 1.12.

La muestra JR-53, colectada al sureste del área de estudio y al noreste del poblado de Pilares (Fig. 3.2), es un granito con textura fanerítica a porfídica, compuesto por fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespatos muy alterados, envueltos en una

mesostasis de rica en sericita y como mineral accesorio muscovita. En esta muestra se analizaron 30 zircones (Tabla 3). Los datos muestran una edad promedio de $53.65 \pm 0.75 - 1.15$ Ma (Fig. 5.1C), mientras que la edad ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) indica 51.3 ± 4.3 Ma ($n= 10$ 2σ) (Fig. 5.1 D). La relación de U/Th presenta un rango que va de 0.07 a 1.48.

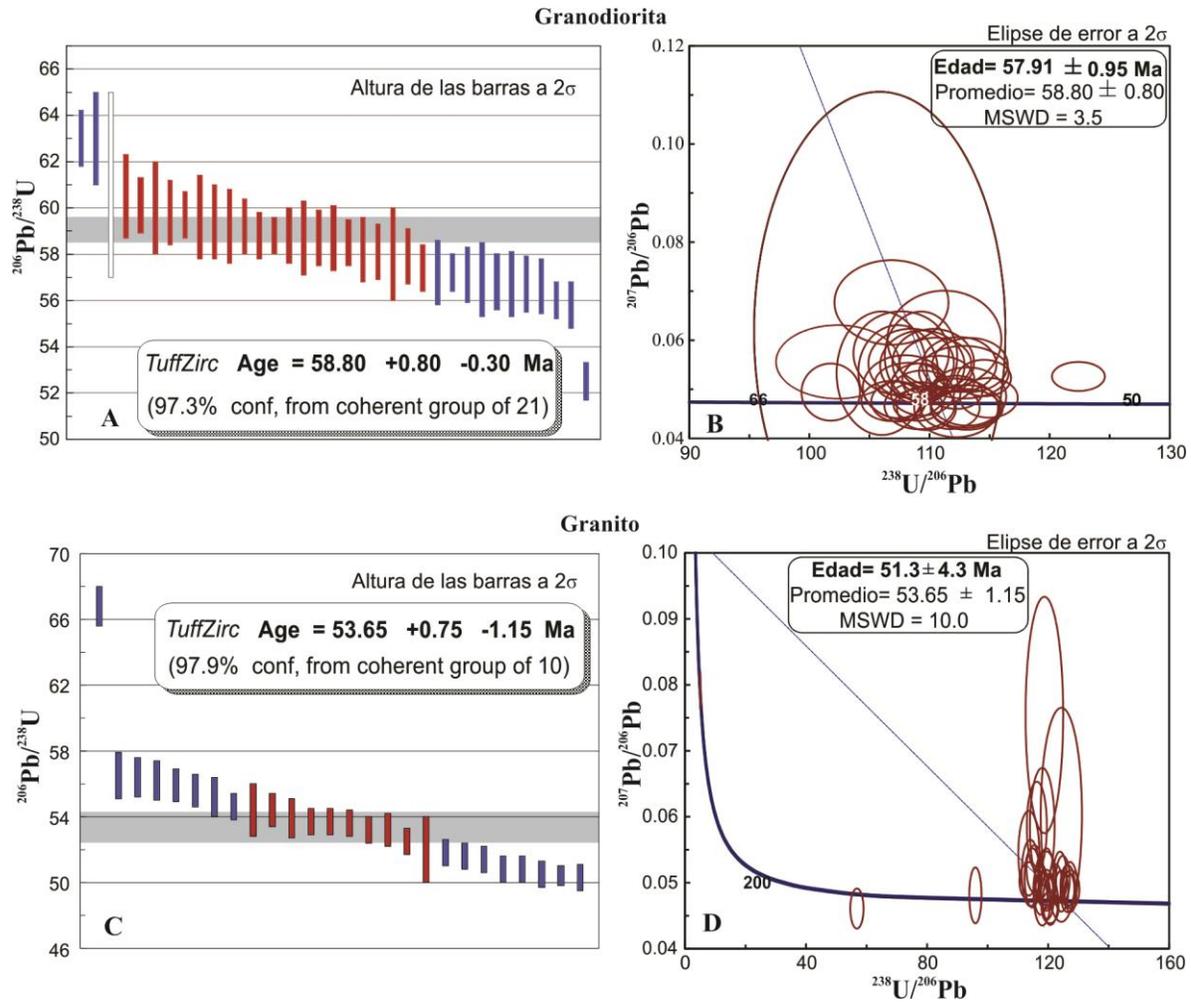


Figura 5.1. Diagramas de las relaciones U-Pb medidas para la muestra de granodiorita (JR-05) y del granito (JR-53). A) Histograma de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para la granodiorita con 35 mediciones, la edad media ponderada de 58.80 ± 0.80 Ma. B) Diagrama de concordia para la misma granodiorita (Tera–Wasserburg), mostrando las elipses de error. C) Histograma de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ para el granito, donde se grafican 26 de 30 mediciones, con una edad promedio de 53.65 ± 1.15 Ma. D) Diagrama de concordia para el granito mostrando las elipses de error (Tera–Wasserburg).

Tabla 2. Resultados de los análisis geocronológicos de U-Pb de granodiorita "JR-05".

Zircon #	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones y errores isotópicos									Edades corregidas (Ma)									
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± σ (%)	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	± σ (%)	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	± σ	Best age (Ma)	± σ
Zircon_36_JR05_050	820	295	0.34	0.04678	0.00131	0.05913	0.00171	0.00917	0.00007	0.00291	0.00007	0.25	58.8	0.4	58	2	38	57	59	1	59	0
Zircon_37_051	259	187	0.68	0.05327	0.00514	0.06927	0.00715	0.00943	0.00014	0.00295	0.00007	0.22	60.5	0.9	68	7	340	208	60	1	61	1
Zircon_38_052	187	124	0.63	0.05558	0.00306	0.07396	0.00433	0.00977	0.0002	0.00302	0.00009	0.34	63	1	72	4	436	118	61	2	63	1
Zircon_39_053	394	295	0.70	0.04665	0.00196	0.05811	0.00252	0.00916	0.0001	0.0028	0.00006	0.25	58.8	0.6	57	2	31	85	57	1	59	1
Zircon_40_054	716	342	0.45	0.04942	0.00238	0.06694	0.00351	0.00982	0.0001	0.00311	0.00005	0.32	63	0.6	66	3	168	106	62.7	0.9	63	1
Zircon_41_056	582	428	0.69	0.04937	0.00138	0.06046	0.00175	0.00891	0.00007	0.00283	0.00006	0.26	57.2	0.4	60	2	165	63	57	1	57	0
Zircon_42_057	282	181	0.61	0.05496	0.00225	0.06658	0.00283	0.00882	0.0001	0.00279	0.00008	0.27	56.6	0.6	65	3	411	88	56	2	57	1
Zircon_43_058	380	231	0.57	0.0462	0.00244	0.05677	0.0033	0.00891	0.00011	0.00284	0.00011	0.37	57.2	0.7	56	3	8	107	57	2	57	1
Zircon_44_059	593	411	0.65	0.05113	0.00169	0.06442	0.00221	0.00916	0.00008	0.00297	0.00007	0.27	58.8	0.5	63	2	247	73	60	1	59	1
Zircon_45_060	301	214	0.67	0.05487	0.00291	0.06734	0.00368	0.00914	0.00012	0.00301	0.00008	0.24	58.7	0.8	66	4	407	114	61	2	59	1
Zircon_46_062	506	350	0.65	0.0461	0.00161	0.05624	0.00214	0.00885	0.00009	0.00286	0.0001	0.23	56.8	0.6	56	2	3	68	58	2	57	1
Zircon_47_063	352	232	0.62	0.05525	0.00215	0.06843	0.00277	0.00905	0.0001	0.00293	0.00007	0.28	58.1	0.6	67	3	422	84	59	1	58	1
Zircon_48_064	796	408	0.48	0.04826	0.00165	0.0579	0.00219	0.0087	0.00007	0.00276	0.00003	0.3	55.8	0.5	57	2	112	75	55.7	0.6	56	1
Zircon_49_065	545	496	0.86	0.04748	0.00166	0.06103	0.0022	0.00931	0.00008	0.00293	0.00006	0.24	59.7	0.5	60	2	73	74	59	1	60	1
Zircon_50_066	396	239	0.57	0.04618	0.00184	0.05802	0.00248	0.00911	0.00008	0.00291	0.00009	0.23	58.5	0.5	57	2	7	79	59	2	59	1
Zircon_51_068	243	217	0.84	0.0677	0.00352	0.08511	0.00468	0.00936	0.00017	0.00301	0.00009	0.33	60	1	83	4	859	104	61	2	60	1
Zircon_52_069	469	245	0.49	0.05188	0.00202	0.06406	0.0026	0.00903	0.0001	0.00277	0.00007	0.28	57.9	0.6	63	2	280	86	56	1	58	1
Zircon_53_070	281	202	0.68	0.05732	0.0035	0.07294	0.00458	0.00929	0.00014	0.00303	0.00009	0.23	59.6	0.9	71	4	504	130	61	2	60	1
Zircon_54_071	441	267	0.57	0.04924	0.00187	0.0611	0.00239	0.00914	0.00009	0.00291	0.00007	0.24	58.7	0.6	60	2	159	87	59	1	59	1
Zircon_55_072	1810	2146	1.12	0.05261	0.00121	0.05908	0.00143	0.00817	0.00006	0.0025	0.00004	0.31	52.5	0.4	58	1	312	52	50.5	0.8	53	0
Zircon_56_074	351	163	0.44	0.04629	0.00186	0.05643	0.00247	0.00884	0.0001	0.00282	0.00011	0.21	56.7	0.6	56	2	13	81	57	2	57	1
Zircon_57_075	474	365	0.72	0.05359	0.00387	0.0688	0.00542	0.00931	0.00012	0.00291	0.00004	0.23	59.8	0.7	68	5	354	164	58.8	0.8	60	1
Zircon_58_076	399	292	0.69	0.06178	0.01996	0.08046	0.02854	0.00945	0.00038	0.00291	0.00048	0.3	61	2	79	27	666	622	59	10	61	2
Zircon_59_077	507	455	0.84	0.04852	0.00243	0.05912	0.00334	0.00884	0.0001	0.0028	0.00004	0.25	56.7	0.7	58	3	125	110	56.5	0.9	57	1
Zircon_60_078	174	90	0.49	0.06016	0.00406	0.07457	0.0056	0.00899	0.00016	0.00278	0.00005	0.25	58	1	73	5	609	147	56	0.9	58	1
Zircon_61_080	551	343	0.59	0.05039	0.00268	0.06435	0.00388	0.00926	0.00012	0.00292	0.00004	0.3	59.4	0.8	63	4	213	121	58.9	0.8	59	1
Zircon_62_081	546	469	0.81	0.05229	0.00152	0.06274	0.00188	0.00873	0.00007	0.00273	0.00005	0.24	56	0.4	62	2	298	66	55	1	56	0
Zircon_63_082	605	367	0.57	0.04761	0.00167	0.06078	0.00221	0.00936	0.00009	0.00297	0.00006	0.26	60.1	0.6	60	2	80	76	60	1	60	1
Zircon_64_083	529	289	0.51	0.05666	0.00375	0.07148	0.00508	0.00915	0.0001	0.00284	0.00003	0.21	58.7	0.7	70	5	478	148	57.4	0.7	59	1
Zircon_65_084	600	323	0.51	0.0514	0.00164	0.06509	0.0022	0.00923	0.0001	0.00302	0.00008	0.33	59.2	0.6	64	2	259	73	61	2	59	1
Zircon_66_086	367	158	0.41	0.05504	0.00229	0.06747	0.00317	0.00889	0.0001	0.00277	0.00003	0.31	57.1	0.6	66	3	414	93	56	0.6	57	1
Zircon_67_087	344	229	0.63	0.05348	0.00219	0.06503	0.0028	0.00886	0.00012	0.00281	0.00008	0.31	56.9	0.8	64	3	349	92	57	2	57	1
Zircon_68_088	250	144	0.54	0.05528	0.00288	0.07026	0.0041	0.00922	0.00012	0.00287	0.00004	0.24	59.2	0.8	69	4	423	117	58	0.7	59	1
Zircon_69_089	373	236	0.60	0.05548	0.00278	0.06935	0.00394	0.00907	0.00011	0.00283	0.00003	0.29	58.2	0.7	68	4	432	112	57	0.6	58	1
Zircon_70_JR05_090	439	335	0.72	0.04621	0.00176	0.05678	0.00222	0.00895	0.00008	0.00275	0.00007	0.23	57.4	0.5	56	2	9	76	56	1	57	1

V.2. Datos de Re-Os en pirita y calcopirita

Las cuatro muestras analizadas por el método Re-Os son las muestras JR-27, JR-102, JR-103 y JR-132. Las tres primeras fueron en separados de pirita, y la cuarta se analizó a partir de separados de calcopirita. Las muestras fueron colectadas al sureste del área de estudio, en la porción centro norte de la estructura elíptica que define la estructura de la Brecha Pilares. Tres de ellas fueron tomadas de dos barrenos y unas de un afloramiento. Las muestras fueron procesadas en los laboratorios de la Universidad de Arizona. Las coordenadas y profundidades de cada muestra se presentan en la Tabla 4, así como, los resultados isotópicos.

Tanto las muestras de pirita como las muestras de calcopirita arrojaron concentraciones de Re y Os anómalamente bajas, de aproximadamente 10 a 100 ppt y de 1 a 6 ppt, respectivamente. Estas concentraciones son tan cercanas a los valores de los blancos (Os=0.5ppt y Re=10ppt), que se tuvieron que realizar varios intentos para digerir mayor cantidad de muestra. Sin embargo, la alta cantidad de azufre y la generación de soluciones muy reductoras en la digestión, produjeron altas cantidades de CO₂, ocasionando la explosión de cada una de las muestras, sin alcanzar el punto ideal, en el cual se pudieran obtener datos completamente útiles para obtener una edad. Los datos isotópicos de Re y de Os que se muestran en la Tabla 4, fueron obtenidos pesando bajas cantidades de muestra, pero todos ellos tienen un exceso de *spike* de Re y de Os, lo cual podría reducir la confiabilidad de estos datos. Sin embargo, las relaciones isotópicas de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os podrían mostrar las posibles fuentes hidrotermales de la mineralización.

Los datos reportados en la Tabla 4, indican que las relaciones isotópicas de ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os de las piritas, van de 0.323 a 0.578.

Tabla 3. Resultados de los análisis geocronológicos de U-Pb de granito "JR-53".

Zircon #	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Relaciones y errores isotópicos									Edades corregidas (Ma)									
				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± σ (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± σ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± σ (%)	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ± σ (%)	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ± σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ± σ	Best age (Ma)	± σ								
Zircon_71_JR53_092	704	406	0.54	0.0521	0.00146	0.06202	0.00183	0.00866	0.00008	0.00271	0.00006	0.31	55.6	0.5	61	2	64	55	1	56	1	
Zircon_72_093	1437	558	0.37	0.04623	0.00097	0.0527	0.00121	0.00829	0.00008	0.00257	0.00005	0.41	53.2	0.5	52	1	10	40	52	1	53	1
Zircon_75_096	1024	536	0.49	0.0479	0.00139	0.05571	0.00167	0.00835	0.00006	0.00255	0.00006	0.25	53.6	0.4	55	2	94	64	51	1	54	0
Zircon_76_098	60	95	1.48	0.0603	0.00663	0.0666	0.00747	0.00804	0.00018	0.00255	0.00011	0.2	52	1	65	7	614	230	51	2	52	1
Zircon_77_099	495	339	0.64	0.04808	0.00173	0.06894	0.00255	0.01042	0.00009	0.00322	0.00007	0.23	66.8	0.6	68	2	103	78	65	1	67	1
Zircon_78_100	247	102	0.39	0.05858	0.00275	0.06906	0.00335	0.0086	0.0001	0.00282	0.00009	0.25	55.2	0.6	68	3	552	98	57	2	55	1
Zircon_79_101	1295	634	0.46	0.04953	0.00129	0.05419	0.00146	0.00791	0.00006	0.00252	0.00005	0.26	50.8	0.4	54	1	173	58	51	1	51	0
Zircon_80_102	1362	767	0.53	0.05059	0.00142	0.05588	0.00163	0.00801	0.00006	0.00252	0.00005	0.27	51.4	0.4	55	2	222	62	51	1	51	0
Zircon_81_104	538	296	0.52	0.05147	0.00206	0.06199	0.00256	0.00876	0.00009	0.0028	0.00007	0.25	56.2	0.6	61	2	262	88	57	1	56	1
Zircon_82_105	3661	287	0.07	0.05024	0.00117	0.0609	0.00169	0.00879	0.0001	0.00277	0.00003	0.45	56.4	0.6	60	2	206	52	56	0.7	56	1
Zircon_83_106	1135	537	0.44	0.04862	0.00126	0.05279	0.00143	0.00791	0.00006	0.00258	0.00006	0.29	50.8	0.4	52	1	130	58	52	1	51	0
Zircon_84_107	224	218	0.92	0.05448	0.00262	0.06585	0.00326	0.0088	0.00011	0.00255	0.00006	0.24	56.5	0.7	65	3	391	103	51	1	57	1
Zircon_85_108	1108	451	0.38	0.05083	0.00158	0.05633	0.0018	0.00807	0.00006	0.00259	0.00006	0.23	51.8	0.4	56	2	233	68	52	1	52	0
Zircon_86_110	1161	369	0.30	0.04899	0.00118	0.05282	0.00135	0.00784	0.00007	0.0025	0.00006	0.33	50.3	0.4	52	1	147	54	50	1	50	0
Zircon_87_111	209	22	0.10	0.07912	0.00111	2.4491	0.03345	0.19715	0.00134	0.05909	0.00124	0.43	1160	7	1165	11	1175	26	1160	24	1175	26
Zircon_88_112	953	352	0.35	0.04979	0.00124	0.05599	0.00146	0.00817	0.00006	0.00261	0.00005	0.3	52.5	0.4	55	1	185	55	53	1	53	0
Zircon_89_113	165	165	0.94	0.05851	0.00363	0.06702	0.00426	0.00847	0.00012	0.00266	0.00007	0.22	54.4	0.8	66	4	549	130	54	1	54	1
Zircon_90_114	1320	533	0.38	0.04874	0.00127	0.05385	0.00145	0.00804	0.00006	0.00261	0.00005	0.25	51.6	0.4	53	1	135	58	53	1	52	0
Zircon_91_116	539	228	0.40	0.05074	0.00183	0.06064	0.00225	0.00871	0.00008	0.0028	0.00008	0.24	55.9	0.5	60	2	229	80	57	2	56	1
Zircon_92_117	652	349	0.46	0.04608	0.00124	0.11179	0.00404	0.0176	0.00028	0.00565	0.00015	0.48	112	2	108	4	2	51	114	3	112	2
Zircon_93_118	614	281	0.43	0.05044	0.00177	0.05822	0.00215	0.00839	0.0001	0.00248	0.00006	0.31	53.9	0.6	57	2	215	78	50	1	54	1
Zircon_94_119	1239	654	0.50	0.04885	0.00127	0.05613	0.00154	0.00837	0.00007	0.00262	0.00006	0.32	53.7	0.4	55	1	141	58	53	1	54	0
Zircon_95_120	952	319	0.32	0.0476	0.00167	0.05546	0.00201	0.00847	0.00008	0.0028	0.00007	0.25	54.4	0.5	55	2	79	74	57	1	54	1
Zircon_96_122	486	412	0.80	0.11538	0.04857	0.16543	0.08125	0.0104	0.0008	0.00299	0.00044	0.47	67	5	155	71	1886	909	60	9	67	5
Zircon_100_126	943	433	0.43	0.04718	0.00146	0.05374	0.00172	0.00828	0.00007	0.00269	0.00006	0.26	53.2	0.4	53	2	58	65	54	1	53	0
Zircon_101_128	1094	470	0.40	0.04982	0.00135	0.05364	0.0015	0.00786	0.00006	0.0025	0.00006	0.25	50.5	0.4	53	1	187	60	50	1	51	0
Zircon_102_129	785	471	0.56	0.05086	0.00178	0.05845	0.00211	0.00837	0.00007	0.0025	0.00005	0.25	53.7	0.4	58	2	234	77	50	1	54	0
Zircon_103_130	829	280	0.32	0.04901	0.00157	0.05749	0.0019	0.00851	0.00007	0.00279	0.00006	0.25	54.6	0.4	57	2	148	71	56	1	55	0
Zircon_104_131	1220	1771	1.37	0.04841	0.00116	0.05231	0.0013	0.00785	0.00005	0.00237	0.00005	0.27	50.4	0.3	52	1	119	53	48	1	50	0
Zircon_105_JR53_132	72	76	0.98	0.07542	0.00732	0.08502	0.00844	0.00842	0.00018	0.00261	0.00009	0.21	54	1	83	8	1080	193	53	2	54	1

Tabla 4. Abundancias y relaciones isotópicas de de Re y Os de piritas y calcopiritas de la Brecha Pilares.

Muestra	Tipo	Coordenada E (m)	Coordenada N (m)	Profundidad (m)	Re (ppb)	Os (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	2 σ	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	2 σ
DP-24 (132)	Calcopirita	631591.0	3356420.2	240.00	0.097	0.002	243.067	46.602	-	-
DP-34 (103)	Pirita	631683.3	3356147.1	114.00	0.091	0.006	90.231	1.508	0.537	0.008
DP-34 (102)	Pirita			106.65	-0.592	0.006	-	-	0.578	0.004
JR-27*	Pirita	631584.0	3356523.0	1.00	0.014	0.005	14.249	0.246	0.323	0.002

* Muestra superficial. El resto muestras de barrenos a diferentes profundidades

VI. DISCUSIÓN

El depósito de Pilares está hospedado en la Brecha Pilares, la cual es una estructura brechada de forma elipsoidal con concentraciones significativas de Cu-W. La Brecha Pilares es descrita como una clásica brecha *pipe* asociada a la cúpula de un cuerpo intrusivo (pórfido), que fue posteriormente rellenada por fluidos inmiscibles originados a partir de un magma a profundidad (Sillitoe, 1985; Ochoa-Landín et al., 2011). Esta idea, es un tanto especulativa ya que no se han reportado trabajos detallados donde indiquen la presencia de algún intrusivo en región de Pilares. No hay una edad concreta reportada para la mineralización. Debido a lo anterior, se decidió realizar un estudio geológico, geoquímico, geocronológico y estructural a detalle en zona de Pilares con el fin de identificar la fuentes de mineralización y su relación con el pórfido La Caridad.

VI.1. Geoquímica

En el área circunvecina de Pilares existen diversos estudios que sugieren que la mineralización de cobre está relacionada al magmatismo calco-alcalino asociado al margen de subducción de tipo andino (Damon et al., 1983; Valencia-Moreno et al., 2003 y Rascón-Heimpel et al., 2012). Las rocas graníticas asociadas a la mineralización de las aéreas contiguas (La Caridad y Los Alisos) se les han realizado estudios geoquímicos, los cuales sugieren que la mineralización de cobre está relacionada a un magmatismo calco-alcalino asociado al margen de subducción (Valencia-Moreno et al., 2003). Sin embargo, las rocas de la mina de Pilares carecen de tal información.

Debido a que existe la hipótesis de que el depósito de La Brecha Pilares pertenece al mismo evento magmático laramídico que dio origen al cinturón de pórfidos de cobre, se analizaron tanto las rocas de la Secuencia Volcánica Pilares como las rocas hipabisales que cortan a toda la secuencia volcánica. Las muestras analizadas fueron 13, de las cuales, 11 de ellas son de la Secuencia Volcánica Pilares y 2 de ellas son de cuerpos hipabisales.

Según los análisis químicos de la Secuencia Volcánica Pilares está formada por rocas de composición basalto-andesitas (27%), andesitas (45%), dacitas (9%) y riolitas (18%); todas ellas presentan una firma sub-alcalina. Los diagramas bivariantes presentan patrones típicos de procesos de fraccionamiento magmático normal. El #Mg (de 38 a 9)

corroborar la diferenciación magmática y señala que las muestras derivaron de magmas relativamente diferenciados. El diagrama AFM indica que la mayoría de las rocas son calcoalcalinas. El enriquecimiento importante en elementos traza de bajo campo de fuerza (LFSE) en comparación con los elementos traza de alto campo de fuerza (HFSE), así como, las marcadas anomalías negativas de Nb, Zr y Ti; en los diagramas de multielementos, sugieren un magmatismo relacionado a una zona de subducción (ej. Mendoza y Suastegui, 2000). El moderado enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) ($(La/Yb)_N = 6.7$ a 11.8) en relación con las tierras raras pesadas (HREE) y la anomalía negativa en Eu ($(Eu_N/Eu^*) = 0.65$ a 0.90) y la anomalía negativa en Nb sugieren un ambiente orogénico de afinidad calcoalcalina (Talavera-Mendoza et al., 1995). Los diagramas de discriminación de ambiente tectónico indican que las rocas de SVP son calcoalcalinas asociadas a un arco volcánico.

Las muestras hipabisales son de composición granodiorítica y granítica; ambas presentan una firma sub-alcalina. El #Mg (27 a 17) indica diferenciación magmática. El enriquecimiento importante en los elementos traza de bajo campo de fuerza (LFSE) en comparación con los elementos de alto campo de fuerza (HFSE) y las marcadas anomalías en Nb y Zr en los diagramas de multielementos, sugieren un magmatismo relacionado a una subducción (ej. Mendoza y Suastegui, 2000). El moderado enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) ($(La/Yb)_N = 13.6$ a 15.1) en relación con las tierras raras pesadas (HREE) y las anomalías negativas en Eu ($(Eu_N/Eu^*) = 0.81$ a 0.90) sugieren un ambiente orogénico de afinidad calcoalcalina (Talavera-Mendoza et al., 1995). Los diagramas de discriminación de ambiente tectónico indican que las rocas hipabisales son arco volcánico.

En conjunto los datos geoquímicos tanto de las muestras de La SVP y de los cuerpos hipabisales coinciden con los datos de las muestras de las rocas graníticas que definen la porción norte del cinturón laramídico al noroeste de México (Fig. 6.1). Esto sugiere que el evento magmático que dio origen a la estratigrafía de Pilares, está asociado a un magmatismo calco-alcalino tipo arco continental (Fig. 6.2) como el reportado en la región norte (Valencia-Moreno et al., 2001).

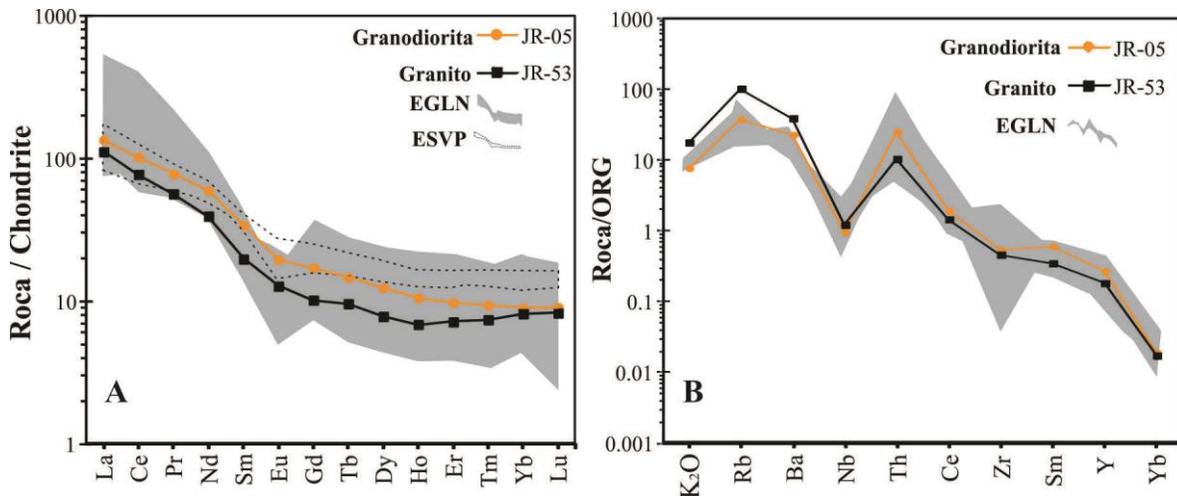


Figura 6.1. Diagramas multielementos (ORG de Pearce et al., 1984) y REE (Condrita tipo CI de Evensen et al., 1978). A) Muestra los datos de los cuerpos hipabisales: granodiorita y pórfido granítico; En gris, el espectro de los granitos laramídicos del sector norte (Valencia-Moreno et al., 2001); el línea punteada, el espectro de la Secuencia Volcánica Pilares (ESVP). B) En líneas continuas las muestras del pórfido granítico y del pórfido granodiorítico; en gris, el espectro de granitos laramídicos del sector norte (Valencia-Moreno et al., 2001).

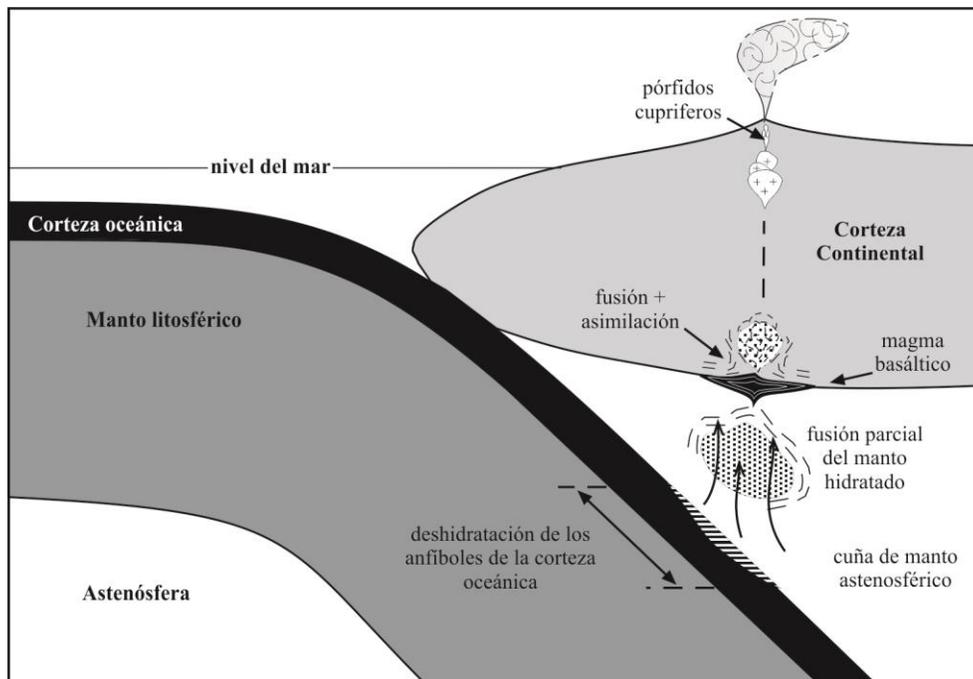


Figura. 6.2. Modelo tectónico esquemático de una zona de subducción en un margen de tipo andino, donde se muestra la evolución del magma desde su origen inicial en la cuña del manto astenosférico, hasta el ambiente volcánico y sub-volcánico involucrado en la generación y emplazamiento de pórfidos de cobre (toma de Valencia-Moreno et al., 2006).

VI.2. Geocronología

La orogenia Laramide está caracterizada por un régimen compresivo aunado a la significativa deshidratación de la corteza oceánica subducida produjo un intenso magmatismo calcoalcalino. En la región de sur de Arizona, Nuevo México y Sonora, el magmatismo laramídico está definido por un periodo que va de 80 a 40 Ma (Coney, 1976 y Damon et al., 1983b). En La Caridad (Distrito de Nacozari) se ha documentado la existencia de dos pulsos magmáticos, uno de rocas volcánicas e intrusivas que va de 64.2 a 58.3 Ma (U-Pb) y otro pulso que generó pórfidos (cuarzo-monzoníticos) de 55.6 a 52.6 Ma (U-Pb) (Valencia-Gómez et al., 2005). La mineralización de La Brecha Pilares ha sido presumiblemente asociada al mismo evento magmático que dio origen al Cinturón de Pórfidos Cupríferos (CPC) de la región, entre ellos La Caridad (Valencia-Moreno et al., 2006, Ochoa-Landín et al., 2011). La Secuencia Volcánica Pilares (SVP) fue datada por U-Pb, donde se determinaron edades de cristalización que van de 64.3 Ma a 64.2 Ma U-Pb (Rascón-Heimpel et al., 2012). En este trabajo se localizaron dos cuerpos intrusivos hipabisales que cortan a dicha secuencia, uno pórfido granítico y otro pórfido granodiorítico que pos-datan la SVP. El pórfido granodiorítico (JR-05) que intruye a la SVP produce edades de $58.80 \pm 0.80 - 0.30$ Ma, mientras que el pórfido granítico (JR-53) produjo una edad de $53.65 \pm 0.75 - 1.15$ Ma. La edad del pórfido granodiorítico coincide con el pulso magmático (64.2-58.3 Ma) que dio origen a las rocas que hospedan la mineralización en la región de La Caridad, mientras que la edad del pórfido granítico corresponde con el pulso magmático (55.6-52.6 Ma) que dio origen a los pórfidos cuarzo-monzoníticos relacionados a la mineralización de cobre en la región de La Caridad (Valencia-Gómez et al., 2005) (Fig. 6.3). Esta correspondencia temporal, significa que, las rocas de la región de Pilares son cogenéticas con las rocas de La Caridad. Los datos geoquímicos confirman que la SVP y los cuerpos hipabisales son producto del magmatismo laramídico (Fig. 6.1).

Los datos isotópicos de Re-Os indican dos pulsos distintivos para los pórfidos asociados a la mineralización de cobre del suroeste de Norteamérica, el primero de 74 a 70 Ma y el segundo de 60 a 55 Ma (McCandless et al., 1993). Sin embargo, las edad de Re-Os en molibdenita de dos vetas del depósito La Caridad son de 53.6 y 53.8 Ma, sugiriendo un

pulso mineralizante más joven de corta duración hidrotermal para el Distrito Nacozari (Valencia-Gómez et al., 2005). Para el depósito de La Brecha Pilares no se han reportado datos geocronológicos de la mineralización. En este trabajo se colectaron muestras de pirita y calcopirita de vetas en superficie y en barrenos de la Brecha Pilares para su datación. Sin embargo, las relaciones Re-Os de las piritas y calcopirita del depósito de La Brecha Pilares son extremadamente bajas (100 a 10 ppt y 6 a 1 ppt, respectivamente), por lo tanto, no se obtuvieron datos suficientes para obtener una edad. Las relaciones isotópicas de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en las piritas son de 0.323 a 0.578. Estos valores podrían sugerir que la fuente de la mineralización, es el resultado de una componente mantélica y de una componente cortical (Chesley and Ruiz, 1998) (Fig. 6.4).

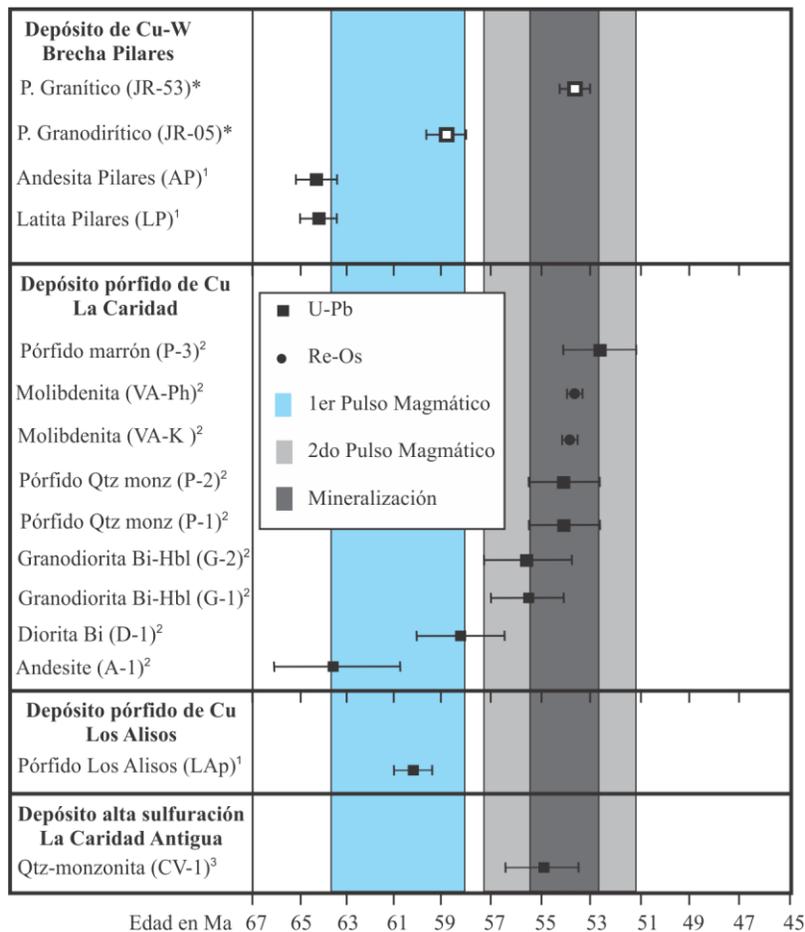


Figura 6.3. Resumen de edades U-Pb y Re-Os del Distrito Minero Nacozari. (*) Edades del presente trabajo, (1) Rascón-Heimpel et al., 2012, (2) Valencia-Gómez et al., 2005 y (3) Valencia-Gómez et al., 2008.

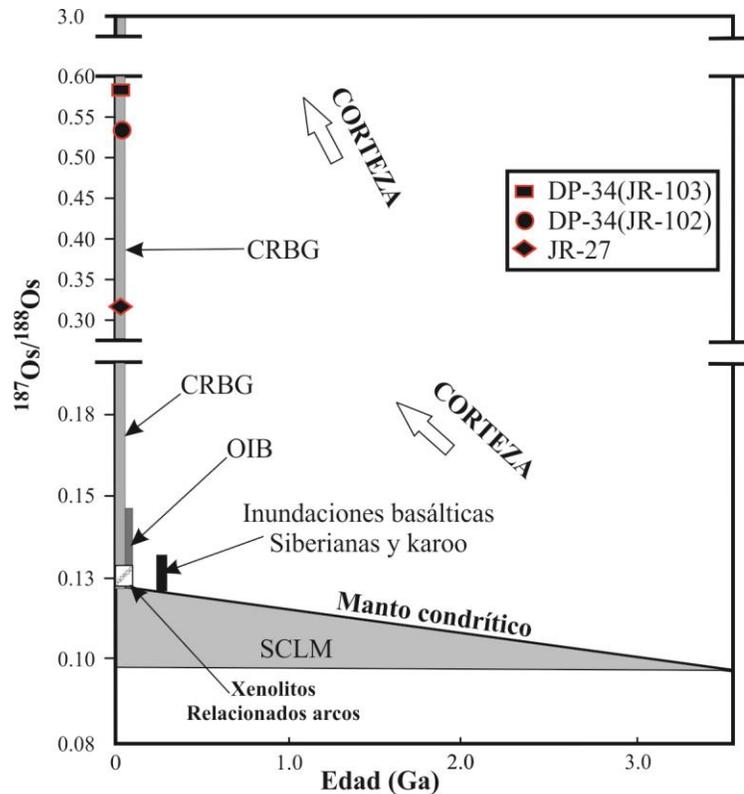


Figura 6.4. Representación esquemática de la evolución isotópica del Os en el manto condrítico y manto litosférico subcontinental (SCLM). Donde las siglas en inglés corresponden a la siguiente nomenclatura: basaltos de islas oceánicas (OIB) y Grupo de Basaltos de Columbia River (CRBG) (Chesley and Ruiz, 1998).

VI.3. Mineralización

Los centros mineralizados por pórfidos de Cu-Mo definen una franja denominada Cinturón de Pórfidos de Cobre (Damon et al., 1983a). Sonora se caracteriza por tener varios distritos de pórfidos de cobre, de los cuales, el de Cananea y el de La Caridad son de clase mundial (Valencia-Moreno et al., 2006). La mineralización de La Caridad está asociada a un pulso magmático ocurrido entre 55.6-52.6 Ma, que originó pórfidos cuarzo-monzoníticos con concentraciones significativas de Cu-Mo, a manera de brechas, diseminados y stockwork, con una edad de mineralización de 53.7 Ma (Valencia-Gómez et al. 2005). El depósito de Pilares, ubicado dentro del Distrito Minero de Nacozari y relativamente cerca del pórfido Cu La Caridad, está formado en un ambiente volcánico, presenta una mineralización de Cu-W alojada en una estructura brechada de forma elipsoidal-cilíndrica denominada "Brecha Pilares". Las características físicas de la estructura, tipo de mineralización (Cu), ubicación geográfica y estratigrafía; han sido

argumentos que se han utilizado para indicar que la Brecha Pilares es una brecha pipe asociada a la cúpula de un pórfido (Sillitoe, 1985; Valencia-Gómez et al., 2005; Ochoa-Landín et al., 2011). La asociación mineralógica de la Brecha Pilares constituida por sulfuros primarios (pirita-calcopirita-bornita-magnetita), y sulfuros secundarios (calcocita-covelita) indica la existencia de un evento hidrotermal, el cual fue enriquecido posteriormente por un proceso supergénico (Emmons, 1906).

De acuerdo a lo observado en campo, núcleos de barrenos y mineragrafía, se definieron tres eventos de mineralización para el depósito Pilares, dos de ellos hipogénicos y uno supergénico. Las ocurrencias de mineralización se encuentran muy bien definidas en las dos unidades de la cima de la SVP.

El primer evento hipogénico está definido por una paragénesis de cuarzo + pirita + calcopirita + bornita ± magnetita ± galena, la cual está alojada en la estructura brechoide (elipsoidal-cilíndrica) de orientación NW30°SE. El segundo evento está definido por una paragénesis de especularita + cuarzo + calcopirita + bornita + pirita, que se encuentra alojada en una estructura brechoide alargada y delimitada por fallas normales NE60°SW (entre ellas La Luna) que corta a la estructura anterior (primer evento). El tercer evento está definido por una paragénesis de covelita + calcocita + calcita, que se aloja en el fracturamiento de rumbo que va de 050° a 070° y un echado preferencial de 80° al NW.

El conjunto de paragénesis y la superposición de estructuras indican que los dos primeros eventos son producto de una variación química en el sistema hidrotermal. El primero ocurrió en un sistema altamente reductor y el segundo con una influencia oxidante por la presencia de especularita. El tercer evento es el producto de la alta permeabilidad de aguas meteóricas que inestabilizaron los sulfuros primarios y concentraron el cobre en los sulfuros de la segunda generación.

VI.4. Génesis

Los datos geoquímicos y geocronológicos indican que la mineralización Cu de La Caridad y La Caridad Vieja (Distrito Minero de Nacozari) son producto del hidrotermalismo asociado con los pórfidos cuarzo-monzoníticos laramídicos, la edad del hidrotermalismo en La Caridad es de 53.7 Ma (Re-Os en molibdenitas) y la edad de los

pórfidos cuarzo-monzoníticos que produjeron el sistema hidrotermal es de 55.6 a 52.6 Ma (U-Pb en zircones) (Valencia-Gómez et al., 2005). El origen de la mineralización Cu de la Brecha Pilares ha sido asociado a un hidrotermalismo de un pórfido a profundidad (Sillitoe, 1985; Valencia-Gómez et al, 2005; Ochoa-Landín et al., 2011). Sin embargo, esta relación no había sido demostrada.

A partir de nuestras observaciones en campo, mineragrafía, datos geoquímicos y geocronológicos podemos sugerir que la mineralización de la Brecha Pilares de tipo hidrotermal, se asocia al pórfido granítico (JR-53) datado en 53.65 Ma. La química y la edad del pórfido granítico son muy similares a la química y edad de los pórfidos cuarzo-monzoníticos que mineralizaron a La Caridad (Fig. 6.1 y 6.3). La geofísica de la carta de campo total reducida al polo de “El Abanico” define un cuerpo ferromagnético de gran tamaño de orientación NW-SE en el subsuelo de La Caridad y se prolonga sutilmente hacía la zona de Pilares, pudiendo sugerir que un batolito a profundidad (Fig. 6.5). Lo que significa que la edad de mineralización de Pilares es posterior o contemporánea con el intrusivo de 53.6 Ma.

VI.5. Evolución tectónica

De acuerdo con los datos obtenidos de este trabajo se puede indicar que las rocas de la SVP son características de un arco volcánico continental. Las edades U-Pb en zircones indican que La SVP fue depositada durante el Paleoceno Temprano (64.3-64.2 Ma) en un periodo relativamente corto (Rascón-Heimpel et al., 2012). Las características geoquímicas y geocronológicas de la SVP corresponde con las características de las rocas que hospedan la mineralización en La Caridad; por lo tanto, las rocas de la SVP forman parte del arco volcánico laramídico, el cual está bien definido como típico de un margen de subducción tipo andino, donde la placa oceánica Farallón se subduce bajo la placa Norteamericana (Damon et al., 1983a).

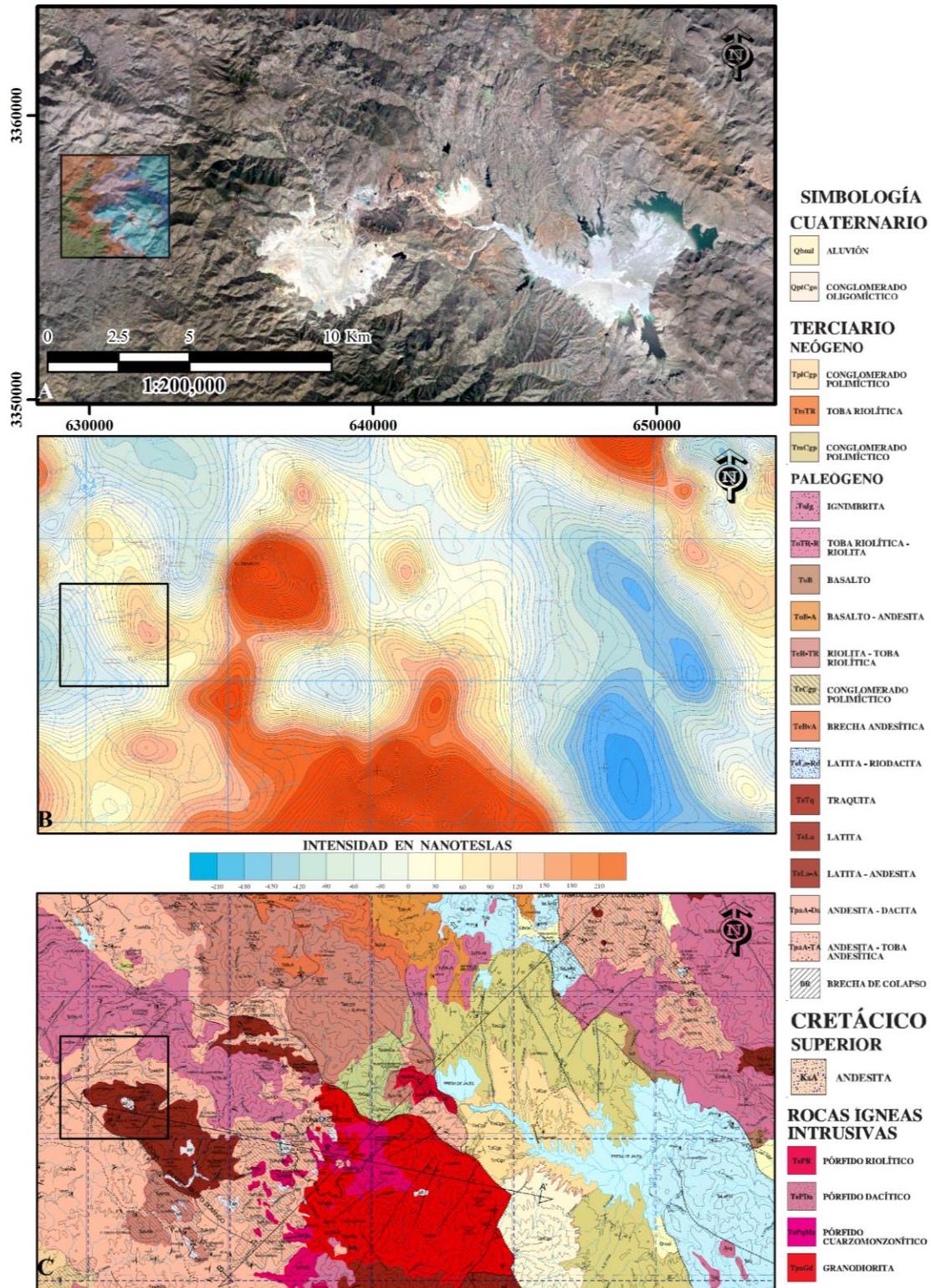


Figura 6.5. A) Imagen satelital; B) Geofísica de campo magnético total reducido al polo; y B) plano geológico-minero. Las tres imágenes presentan la misma área, la misma escala y un recuadro que corresponde al área de estudio (Pilares).

Durante el Paleoceno Tardío (58.8 Ma) hubo un pulso magmático calcoalcalino que dio origen a los cuerpos hipabisales (granodiorita) que cortaron a la SVP. Posteriormente, durante el Eoceno temprano (53.6 Ma) se emplazó un cuerpo granítico que corta por completo a la SVP, el cual coincide geoquímica y geocronológicamente con las rocas cuarzo-monzoníticas asociadas a la mineralización de Cu en La Caridad. Por correlación, inferimos que el pórfido granítico a profundidad es el que generó un sistema hidrotermal importante, así como, la brecha pipe (Brecha Pilares) y por consecuencia la mineralización de Cu.

Estructuralmente en el Distrito Minero de Nacozari se han reconocido lineamientos con tres orientaciones preferenciales producto del régimen compresivo de La Orogenia Laramide. La primera orientación NW-SE que muestran los lineamientos de mayor longitud y mayor persistencia, está representada por fallas individuales, y múltiples fracturas; esta orientación está representada por el eje mayor de la Brecha Pilares y las fallas normales que delimitan a la misma brecha, así como, la relación espacial del pórfido granítico asociado a la mineralización del depósito Pilares (NW30°SE) (Fig. 3.13). La segunda orientación NE-SW presenta lineamientos de menor longitud y menor persistencia que la orientación anterior (NW-SE), esta orientación está dada por fallas y fracturas que se interpretan como fracturas extensionales, las cuales se formaron durante la compresión laramídica como respuesta al movimiento sinistral principal; esta orientación está bien representada en la región de Pilares por la brecha de especularita, fallas normales como La Luna y La Esperanza; así como por el intenso fracturamiento y vetas de cuarzo-pirita-calcopirita (Fig. 3.11 y 3.13). La tercer orientación E-W presenta lineamientos de menor longitud y una distribución más aislada que la anterior (NE-SW), esta orientación está dada por estructuras extensionales que se produjeron por la interacción de las fallas NW-SE, donde se dieron zonas de dilatación que pueden estar alojando mineralización de Cu (Era Maptec, 1995)

Del Oligoceno Tardío al Mioceno Tardío se caracteriza por una geodinámica de subducción, pero con cambio significativos en la cinemática, que produjo un evento extensional importante denominado "basin and range". Procesos tectónicos bien definidos en la Cordillera Norteamericana y en territorio mexicano. Este evento extensional produjo

un intenso fallamiento normal de orientación NNW-SSE a N-S, indicando una extensión WSW-ENE a E-W (Fig. 6.6) (Calmus et al., 2011). Este patrón estructural extensional labró una topografía escalonada, definida por fosas y pilares. Gracias a este proceso extensional se tienen muy cerca de la superficie rocas plutónicas y porfídicas que se formaron entre 2 y 6 km de profundidad.

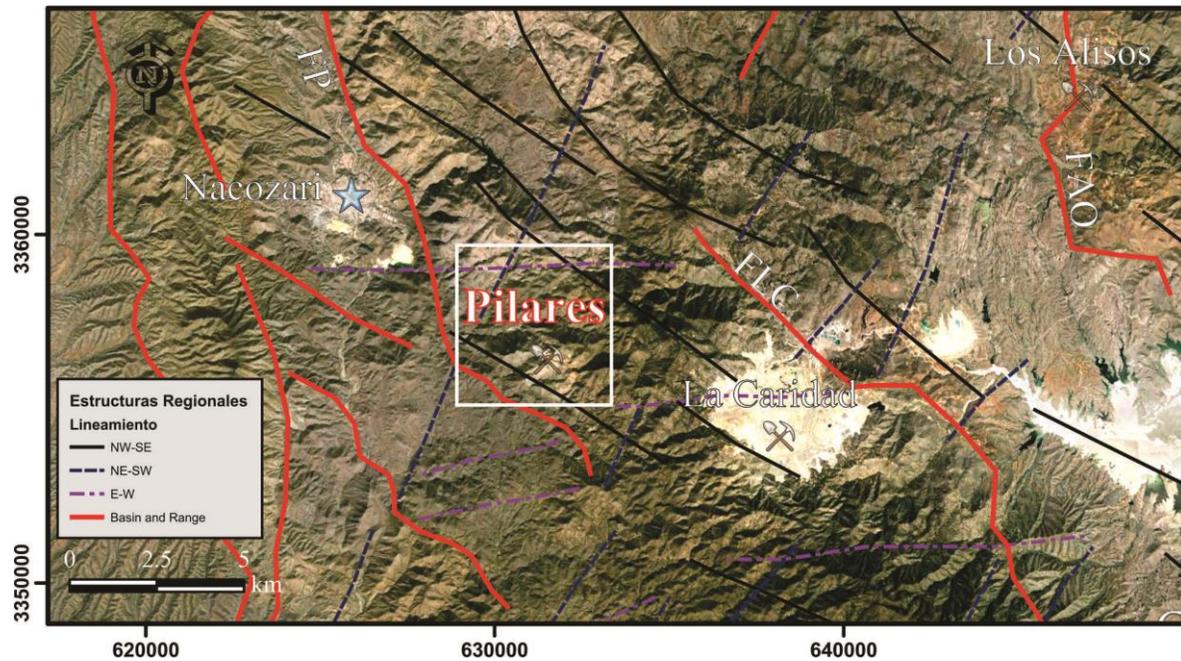


Figura 6.6. Imagen de satélite que muestra la distribución de las cuatro principales familias identificadas en el Distrito Minero de Nacozari. Falla Pilares (FP), Falla La Caridad (FLC) y Falla los Alisos Oeste (FAO).

VII. CONCLUSIONES

Algunas de las conclusiones obtenidas a partir de este trabajo y trabajos previos son:

- A. La Secuencia Volcánica Pilares (SVP) está compuesta de cinco unidades. De la base a la cima, 1) flujos andesíticos con intercalaciones de tobas de cristales, 2) areniscas tobáceas, 3) toba brecha, 4) flujos andesíticos y 5) tobas de lapilli.
- B. La geoquímica de la SVP indica que son de arco magmático continental.
- C. Las edades de cristalización U-Pb en zircones de la SVP son del Paleocenos temprano (64.3 a 64.2 Ma) (Rascón-Heimpel et al., 2012).
- D. Las edades de la SVP indican un periodo relativamente corta para su deposición.
- E. La SVP está siendo cortada por dos cuerpos hipabisales de textura porfídica, uno granodiorítico y otro granítico.
- F. La edad de cristalización U-Pb en zircones del pórfido granodiorítico es de $58.80 \pm 0.80 - 0.30$ Ma.
- G. La edad de cristalización U-Pb en zircones del pórfido granítico es de $53.65 \pm 0.75 - 1.15$ Ma.
- H. Por correlación geológica, geoquímica, geofísica y geocronológica el pórfido granítico es parte del magmatismo calcoalcalino que dio origen a la mineralización de a La Caridad y La Caridad Vieja.
- I. El emplazamiento del pórfido granítico causó ebulliciones a manera de chimenea con textura brechoide, así como, un hidrotermalismo significativo que dio origen a la mineralización de Cu en la Brecha Pilares.
- J. La edad de mineralización de Cu en la Brecha Pilares es post 53.65 Ma.
- K. Las paragénesis de la Brecha Pilares son tres. 1) cuarzo + pirita + calcopirita + bornita \pm magnetita \pm galena. 2) especularita + cuarzo + calcopirita + bornita + pirita y 3) covelita + calcocita + calcita. Las dos primeras hidrotermales y la tercera supergénica.

ANEXO

Mineragrafía

Para el estudio mineragráfico se seleccionaron doce muestras provenientes de dos barrenos de diamante verticales (DP-07 y DP-25) que se ubican cerca del centro de La Brecha Pilares (Fig. 3.13). Ambos barrenos se consideran representativos de la zona mineralizada. Del barreno DP-07 se tomaron seis muestras y del barreno DP-25 se tomaron seis muestras. Las muestras correspondientes a cada barreno se indican en la tabla de abajo, así como, los datos geográficos del collar de cada barreno y la profundidad de cada muestra de superficie pulida.

Barrenos	Collar (m)				Muestras de superficie pulidas	Profundidad de las muestras (m)
	Coordenada E	Coordenada N	Elevación	Profundidad		
DP-07	631493.688	3356445.144	1457.508	310.00	JR-106	37.90
					JR-107	42.05
					JR-108	54.70
					JR-109	97.50
					JR-110	113.50
					JR-111	169.05
DP-25	631452.526	3356354.918	1467.272	265.80	JR-122	257.25
					JR-123	247.50
					JR-125	176.00
					JR-126	150.95
					JR-127	103.40
					JR-128	86.75

A continuación se hace una descripción de cada superficie pulida. La descripción está centrada principalmente en la mineralización de sulfuros (opacos) y ganga. Indicando la abundancia de la mineralogía en por ciento y otras características petrográficas visibles. Con la finalidad de determinar la ó las paragénesis presentes en el depósito de La Brecha Pilares.

Barreno “DP-07”

Muestra JR-106

Esta muestra presenta vetillas de calcita + cuarzo + calcopirita + pirita + especularita. La calcita y el cuarzo son los minerales más abundantes, ocupando aproximadamente el 45%

del volumen total de las vetillas. Se presenta con forma subhedral a euhedral, el hábito de ambos minerales es policristalino que envuelven a los sulfuros, el tamaño de los cristales es variado pero mayormente van de 1 mm a 5 mm (Fig. 1A).

La calcopirita es menos abundante que el cuarzo-calcita pero más abundante que la pirita, ocupando aproximadamente un 35% del volumen total de las vetillas. La calcopirita se presenta en placas aisladas por cuarzo y calcita. Presenta una forma mayormente anhedral a masiva. Los bordes de la calcopirita que están en contacto con el cuarzo y calcita son rectos y no muestran evidencias de reacción. En algunas zonas, la calcopirita presenta pequeños cristales de pirita y sericita incluidos dentro de sus cristales (Fig. 1B).

La pirita es menos abundante que la calcopirita pero más abundante que la especularita, ocupando el 15% de volumen total de las vetillas. Se presenta en cristales tabulares de tamaño variable, generalmente 0.1 cm a 0.2 cm. Su forma varía de subhedral a anhedral. Se caracteriza por presentar bordes rectos evidenciando estabilidad con la calcopirita, cuarzo y calcita (Fig. 1B).

La especularita es el mineral menos abundante, ocupando el <5% de volumen total de las vetillas. Se presenta en cristales aciculares y de tamaños variables, pero generalmente de 0.8 a 1.5 mm. Los cristales presentan bordes rectos sin presentar corrosión (Fig. 1B).

Muestra JR-107

Esta muestra presenta una veta compuesta mayormente por magnetita + pirita + calcopirita y especularita + pirita + cuarzo. La magnetita es el mineral más abundante, ocupa aproximadamente el 60% de volumen total de la veta. Se presenta en grandes cristales de ~2 cm de diámetro y una forma subhedral. Los cristales de magnetita presentan en el borde y centro pequeños cristales de pirita (lamelas) (Fig. 2A).

La pirita es menos abundante que la magnetita pero más abundante que la calcopirita, ocupa el 37% del volumen total de la veta (Fig. 2A). Se presenta en cristales pequeños de forma subhedral con halos de alteración. El tamaño de los cristales varía, pero generalmente es 0.1 cm a 0.5 cm. La pirita generalmente se observa envolviendo al cristal de magnetita a

manera de halos. También la pirita se observa diseminada dentro de los clastos de la roca encajonante (Fig. 2B).

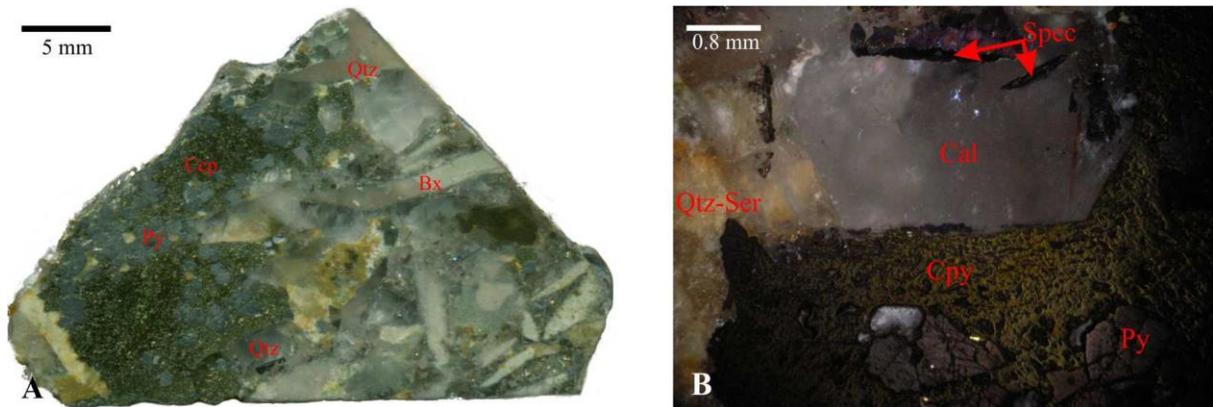


Figura 1. Fotografías de la muestra JR-106 del barreno DP07. A) Superficie pulida que muestra textura brechoide y la mineralogía dominante (Bx= fragmentos de brecha). B) Detalle de la superficie pulida mostrando la paragénesis de pirita (Py) + calcopirita (Cpy) + especularita (Spec) + calcita (Cal).]

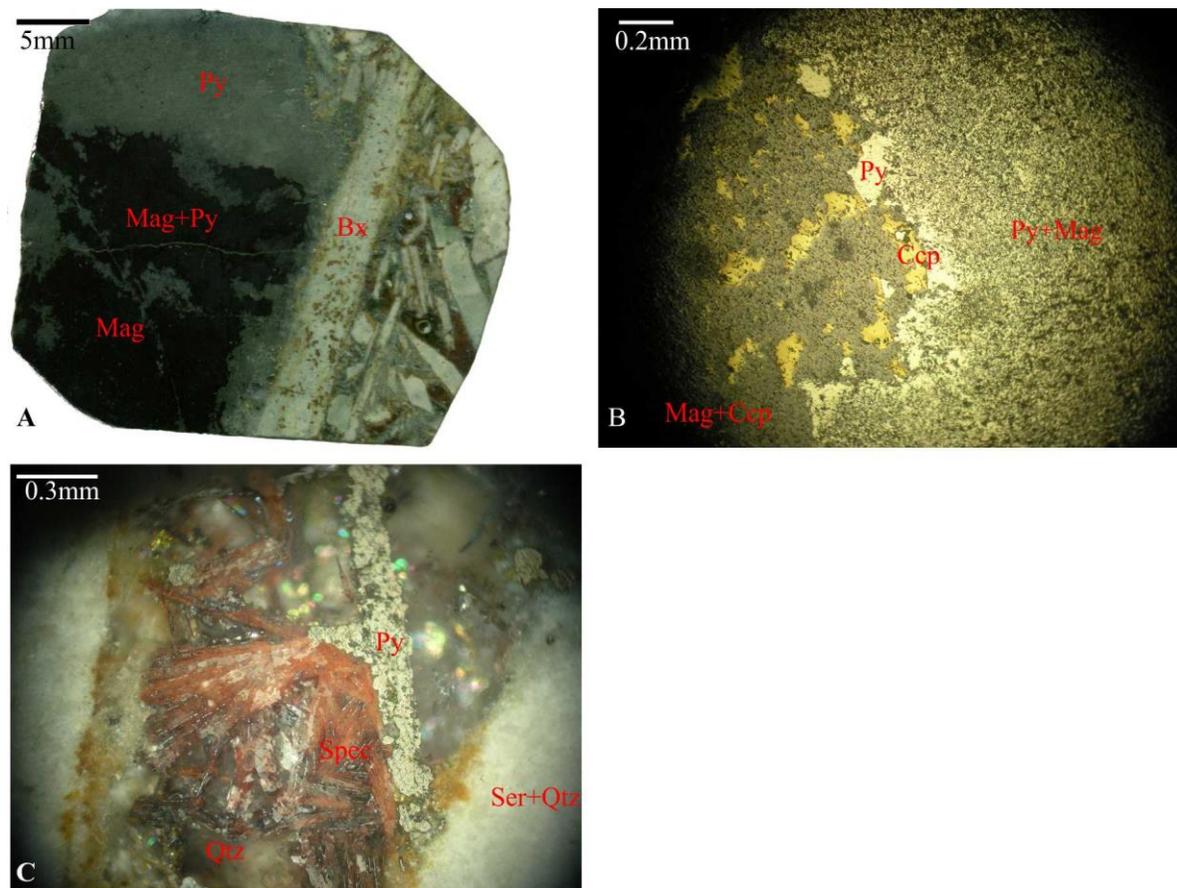


Figura 2. Fotografías de muestra JR-107 del barreno DP-07. A) Superficie pulida con la mineralogía dominante. B) Detalle donde se muestra la siguiente paragénesis magnetita (Mag) + pirita (Py) + calcopirita (Ccp). C) Detalle donde se observan cristales de especularita (Spec) + pirita (Py) + cuarzo (Qtz) y con algunos fragmentos de la brecha con fuerte alteración cuarzo-sericita.

La calcopirita es menos abundante que la pirita, ocupando el 2% de volumen total de la veta, la calcopirita se presenta en cristales de forma anhedral, de tamaño muy pequeños ~0.5mm de diámetro (Fig. 2B).

La specularita es la menos abundante, ocupa el 1% de volumen total de la veta (Fig. 3A). Se presenta en cristales subhedrales a euhedrales. El tamaño es variado, pero por lo general va de 0.3 mm a 6 mm. La specularita se encuentra generalmente de pirita fina (Fig. 2C).

Muestra JR-108

Esta muestra está compuesta mayormente por cuarzo + calcita + calcopirita + pirita. Los minerales de ganga (cuarzo y calcita) son los más abundantes, ocupan aproximadamente el 60% del volumen total de la muestra. Su forma varía de subanhedral a subhedral, distribuida mayormente en los bordes de la veta (Fig. 3A).

La calcopirita es menos abundante que el cuarzo y la calcita, pero más abundante que la pirita. Ocupa el 25% del volumen total de las vetillas. Se presenta en placas ligeramente alargadas con forma anhedral. Los bordes del cristal varían rectos a irregulares, no bordes de reacción con los demás cristales circunvecinos (Fig. 3B).

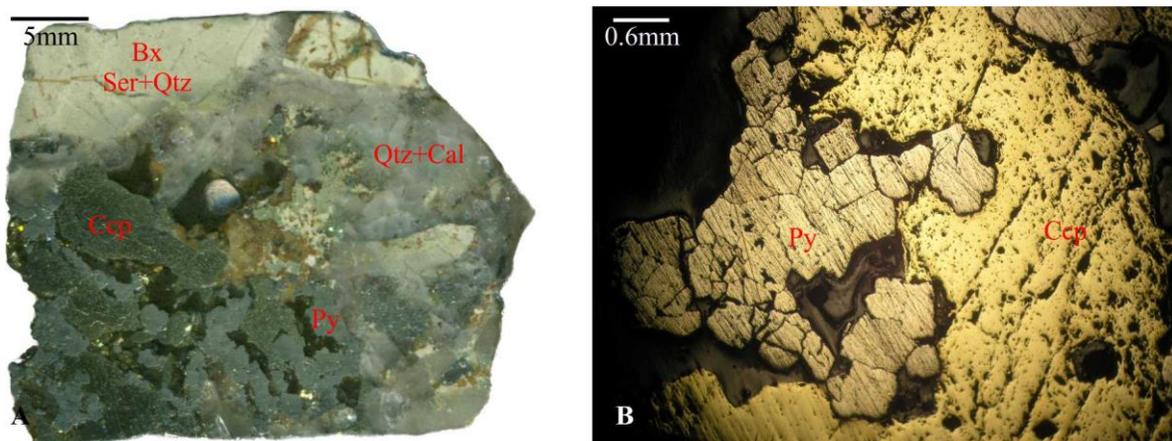


Figura 3. Fotografías de la muestra JR-108 del barreno DP-07. A) Superficie pulida que muestra la mineralógica dominante calcopirita (Ccp) + pirita (Py) + cuarzo (Qtz) + calcita (Cal). B) Paragénesis pirita (Py) + calcopirita (Ccp) +cuarzo (Qtz).

La pirita es el mineral menos abundante. Ocupa el 15% del volumen de la muestra. Se presenta mayormente en placas isométricas aglomeradas, La forma de los cristales es subhedral. Su tamaño es variado pero por lo general va de 1 a 2 mm. Los bordes de la pirita son mayormente rectos sin manifestaciones de corrosión (Fig. 3B).

Muestra JR-109

Esta muestra está compuesta mayormente por pirita + especularita + calcopirita + calcita (Fig. 4A). La pirita y la especularita son los minerales más abundantes. Mientras que la calcopirita y la calcita son los minerales menos abundantes con algunas trazas de covelita.

La pirita es el mineral más abundante de la veta (45%), se presenta en placas masivas, con presencia de fracturas rellenas por carbonatos de calcio. El tamaño de los cristales va de 0.1 cm a 0.5 cm. Las formas son muy irregulares mayormente anhedral. Los bordes de las placas de la pirita se encuentra en contactos rectos con la especularita y calcopirita sin manifestar evidencias de reacción (Fig. 4B).

La especularita es menos abundante que la pirita pero más abundante que la calcopirita. Su abundancia es del 35%. Se presenta en cristales de forma euhedral a subhedral, con un hábito acicular-radial. Los espacios que observan por hábito de la especularita son ocupados por calcopirita, pirita y carbonatos. El tamaño de los cristales va de 0.1 cm a 0.3 cm. En partes la especularita presenta una alteración por oxidación (Fig. 4A y B).

La calcopirita es menos abundante que la especularita pero más abundante que los carbonatos. Su abundancia es del 15%. La forma de los cristales de la calcopirita es irregular a masiva. La calcopirita está ocupando los espacios libres entre cristales de especularita. El tamaño de los cristales va de 0.1 cm a 0.2 cm. Los contactos de la calcopirita con la especularita son rectos y sin bordes de reacción (Fig. 4B).

Los carbonatos son los minerales menos abundantes. Su abundancia es del 5%. Se presentan como relleno de cavidades entre los cristales con formas irregulares. El tamaño no supera los 2 mm (Fig. 4B).

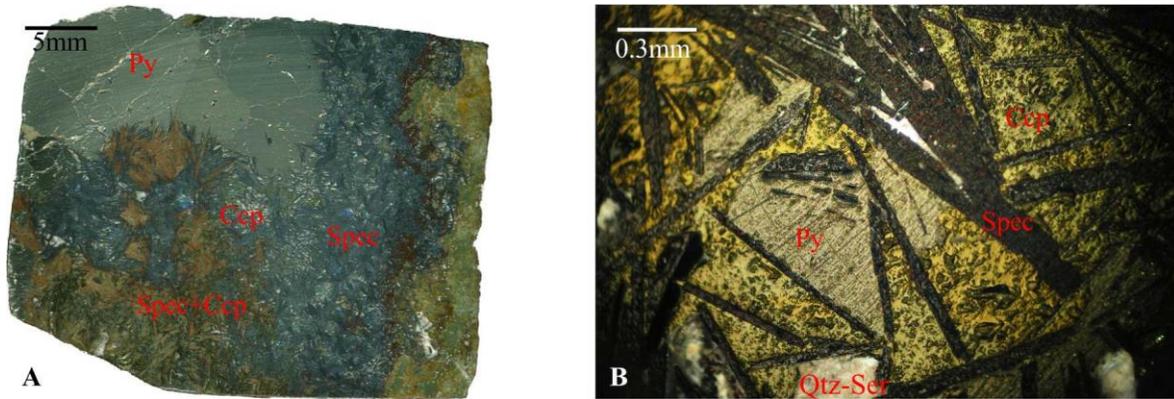


Figura 4. Fotografías de la muestra JR-109 del barreno DP-07. A) Superficie pulida mostrando la mineralogía dominante pirita (Py) + especularita (Spec) + calcopirita (Ccp). B) Detalle donde se observa la paragénesis especularita + pirita + calcopirita.

Muestra JR-110

Esta muestra está compuesta por calcopirita + pirita + cuarzo. La mineralización está alojada en la toba de lapilli brechada (Fig. 5A). El mineral más abundante es la calcopirita con un 60% del volumen total de la veta. La forma de los cristales de la calcopirita es generalmente anhedral a masiva, dispuesta a manera de placas irregulares. El tamaño de los cristales van de 0.5 a 1.0 cm. Los borde de las placas de calcopirita son restas con la pirita y el cuarzo, indicando una estabilidad para genética (Fig. 5A y B).

La pirita es menos abúndate que la calcopirita, ocupa un 30% del volumen total de la veta. La pirita presenta una forma que va de subhedral a anhedral y en partes masiva. El tamaño de los cristales es variado, pero por lo general van de 0.5 a 0.7 cm. Los bordes de las placas de la pirita son rectos y sin ningún borde de reacción, indicando que están en paragénesis (Fig. 5B).

El cuarzo es el mineral menos abundante, con un 10% del volumen total de la veta. El cuarzo se presenta forma subhedral a anhedral, el tamaño de los cristales es variado, pero la mayoría va de 0.1 a 0.3 cm de diámetro. Ningún cristal presenta bordes de reacción con los sulfuros (Fig. 5B).

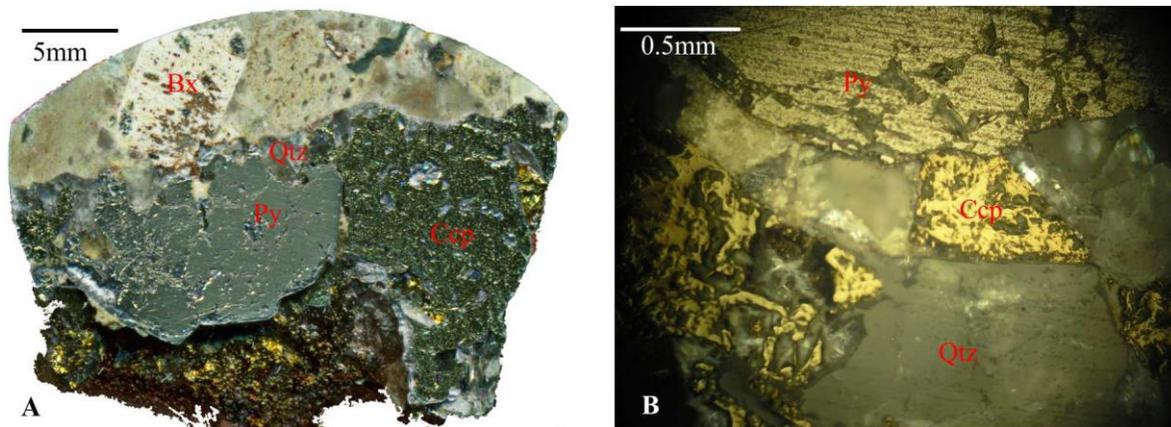


Figura 5. Fotografías de la muestra JR-110 del barreno DP-07. A) Sección pulida mostrando la mineralogía dominante. B) Placas de pirita (Py) + placas de calcopirita (Ccp) + cuarzo (Qtz).

Muestra JR-111

Esta muestra está compuesta por calcopirita + cuarzo + pirita. La calcopirita representa el 70% del volumen total de la veta. Mientras que la abundancia del cuarzo es del 28 % y la pirita de un 2 %. La calcopirita presenta cristales de forma anhedral a manera de placas alargadas. El tamaño es variado pero la mayoría va de 1 a 1.5 cm. La calcopirita presenta bordes rectos con el cuarzo (Fig. 6A).

El cuarzo es menos abundante que la calcopirita pero más abundante que la pirita. Se presenta en cristales de forma anhedral a subhedral, los tamaños son muy variados pero por lo general van de 0.1 a 0.15 cm. El cuarzo es microcristalino con bordes rectos frente a la calcopirita (Fig. 6B).

La pirita es el mineral menos abundante. Se presenta en cristales finos de forma subhedral. Los cristales se encuentran dispersos o diseminados dentro de los clastos de la brecha.

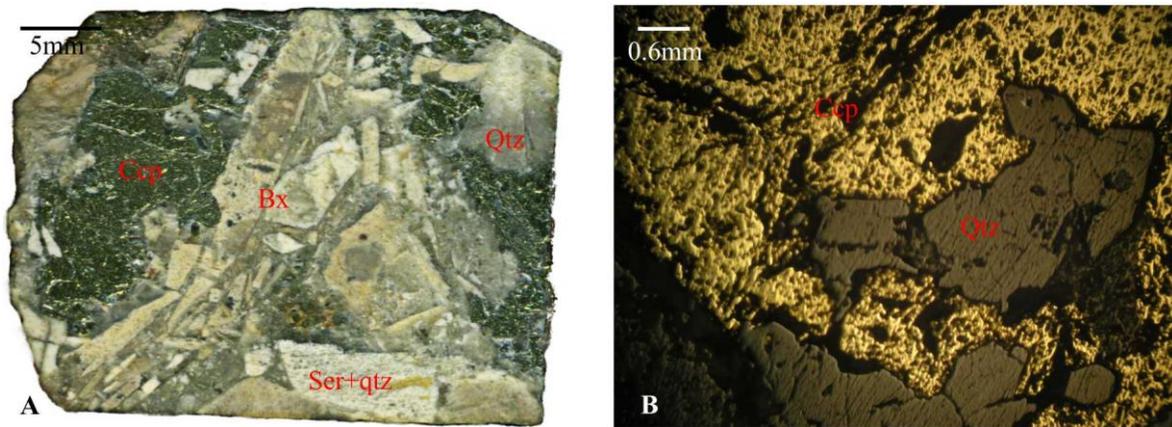


Figura 6. Fotografías de la muestra JR-111 del barreno DP-07. A) Superficie pulida que muestra fragmentos de la brecha soportados por calcopirita y cuarzo. B) Superficie que muestra placas de calcopirita y el cuarzo sin reacción.

Barreno “DP-25”

Muestra JR-122

Esta muestra está compuesta por calcopirita + pirita + cuarzo y calcocita + covelita. La calcopirita es el mineral más abundante, ocupa aproximadamente el 50%. Se presenta en placas alargadas de 0.2 cm de ancho por 2 cm de largo. La forma de los cristales son geoméricamente irregulares (anhedral), la forma está controlada aparentemente por los espacios abiertos de la brecha pipe (Fig. 7A). La calcopirita presenta bordes rectos frente a la pirita y el cuarzo, indicando que están en paragénesis. En algunas zonas se observan manchas o parches de sulfatos de cobre "calcocita-covelita" (Fig. 7C y D).

La pirita es menos abundante que la calcopirita, ocupando aproximadamente el 40% del volumen del vetilleo. La forma de los cristales de la pirita es anhedral a masiva, dispuesta a manera de placas a largadas, la morfología de los cristales están controlados por el estilo de brechamiento. El tamaño de los cristales de pirita es variado, pero la mayoría va de 0.2 a 0.3 cm. Los bordes de la pirita frente a la calcopirita y cuarzo son rectos, no muestran bordes de reacción (Fig. 7B).

El cuarzo y la sericita ocupan el 8% de volumen del vetilleo. El cuarzo presenta formas definidas (euhedral a subhedral) con tamaños muy variado pero la mayoría va de 0.1 a 0.2 cm. La sericita remplazo a cristales de plagioclasa observándose sólo pseudomorfos (Fig. 7C).

La calcocita y covelita son los minerales menos abundantes. Su abundancia es de 2%. Se observa en parches o lunares en los bordes de la calcopirita. Su tamaño no supera los 2 mm en esta muestra (Fig. 7C y D).

Muestra JR-123

Esta muestra está compuesta por pirita + calcopirita ± galena. La pirita es el mineral más abundante, ocupando el 70% de volumen total del vetilleo. La forma de la pirita es anhedral a masiva. El tamaño de las placas es variado pero la mayoría va 0.1 cm a 0.3 cm de diámetro. Las placas de pirita presentan un moderado fracturamiento. En algunas zonas las fracturas están rellenas por calcopirita (Fig. 8 B y C).

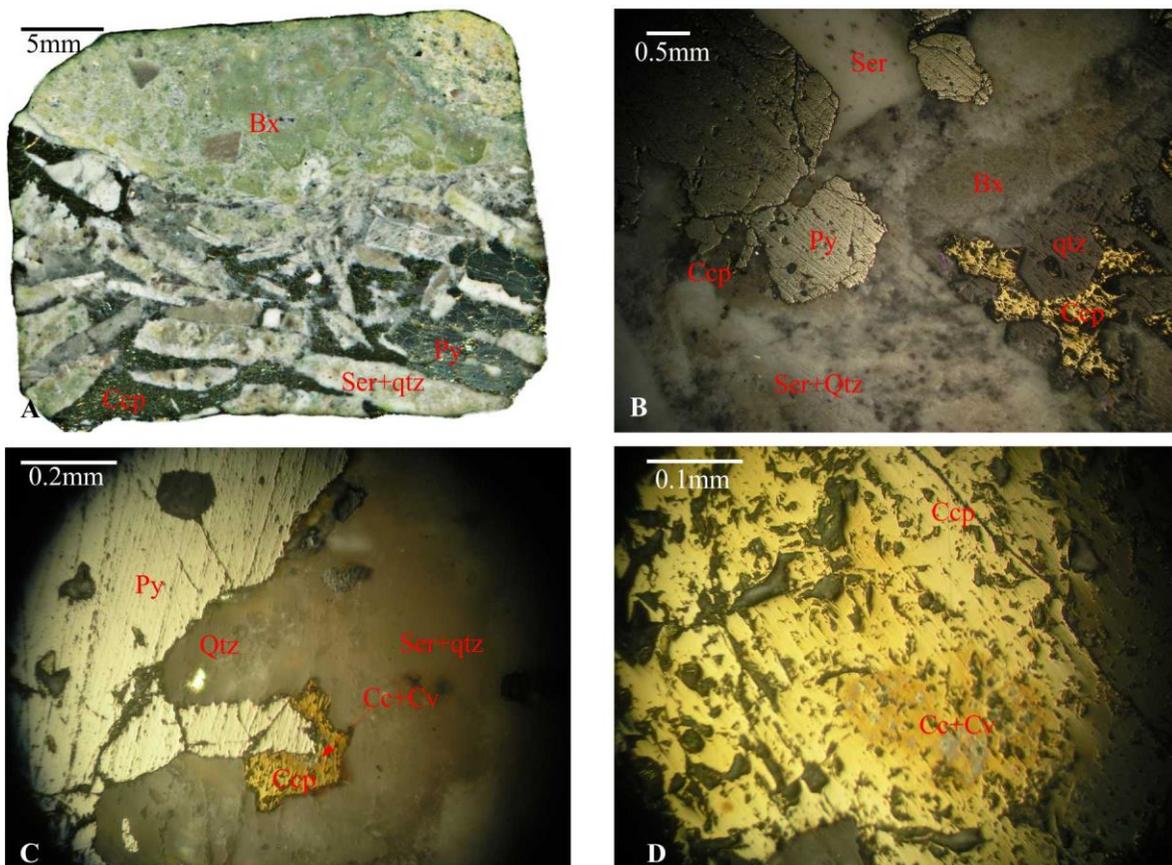


Figura 7. Fotografías de la muestra JR-122 del barreno DP-25. A) Superficie pulida que muestra la mineralogía dominante calcopirita (Ccp) + pirita (Py) + Qtz). B) detalle donde se muestra placas de pirita + calcopirita. C) Placas de pirita y calcopirita en paragénesis con parches de calcocita (Cc) + covelita (Cv). D) Placa de calcopirita con parches de calcocita (Cc) + covelita (Cv).

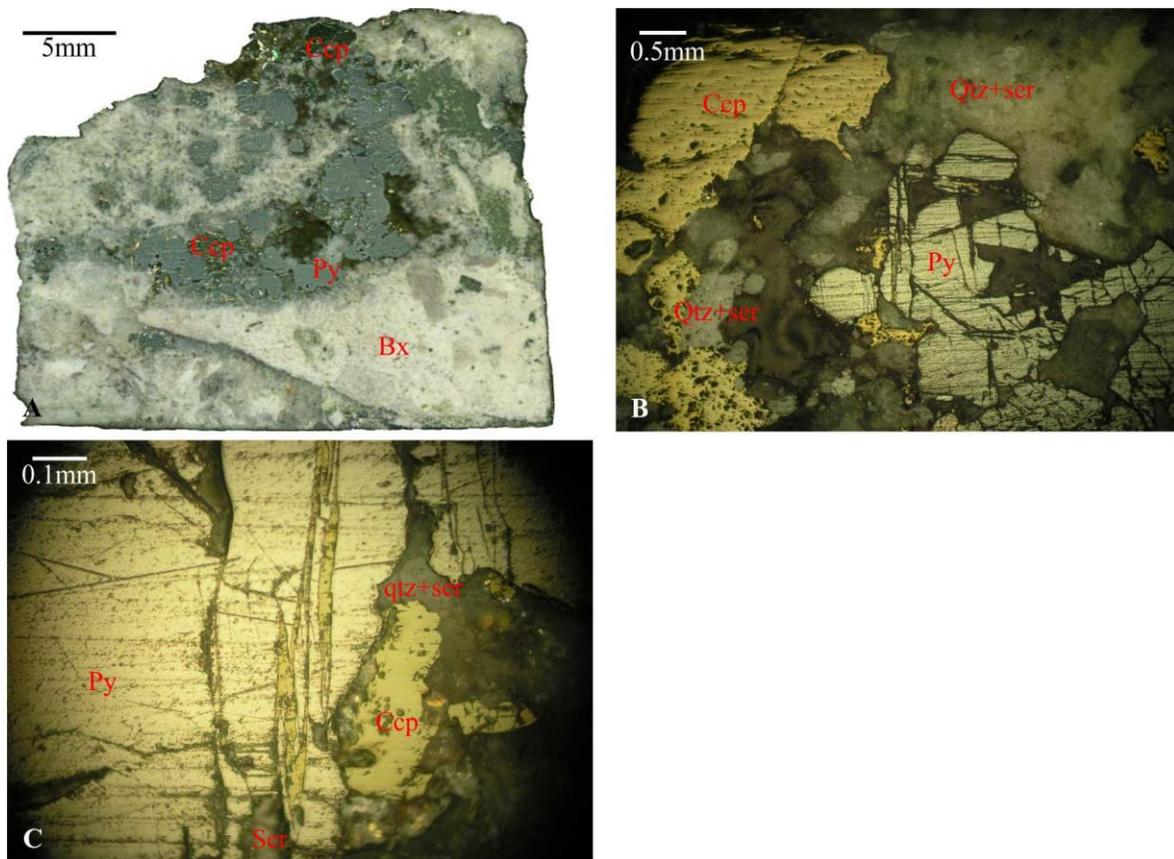


Figura 8. Fotografías de la muestra JR-123 del barreno DP-25. A) Superficie pulida mostrando los la mineralogía dominante pirita (Py) + calcopirita (Ccp) + cuarzo (Qtz). B) Cristales de pirita fracturados y calcopirita relleno las fracturas de la pirita y en placas irregulares. C) Placa de pirita fracturada y calcopirita relleno las fracturas de la pirita.

La calcopirita es menos abundante que la pirita, pero más abundante que la galena. La calcopirita ocupando el 29% del volumen total del vetilleo. La forma de la calcopirita es muy variada pero por lo general es anhedral a masiva con geometrías muy irregulares y de manera más escasa se presenta en placas tabulares. Los tamaños generalmente van de 0.1 cm a 0.2 cm. Los bordes de la calcopirita frente a la pirita son rectos sin manifestar bordes de reacción, pero en partes se observa que la calcopirita está alojada en las fracturas de la pirita (Fig. 8 B y C).

La galena es el mineral menos abúndate. Se encuentra principalmente acompañando a la calcopirita. Su abundancia no va más allá del 1%. La forma de los cristales es anhedral. El tamaño es menor a 0.1 cm. Los bordes de la galena frente a la calcopirita son rectos sin aparentes bordes de reacción.

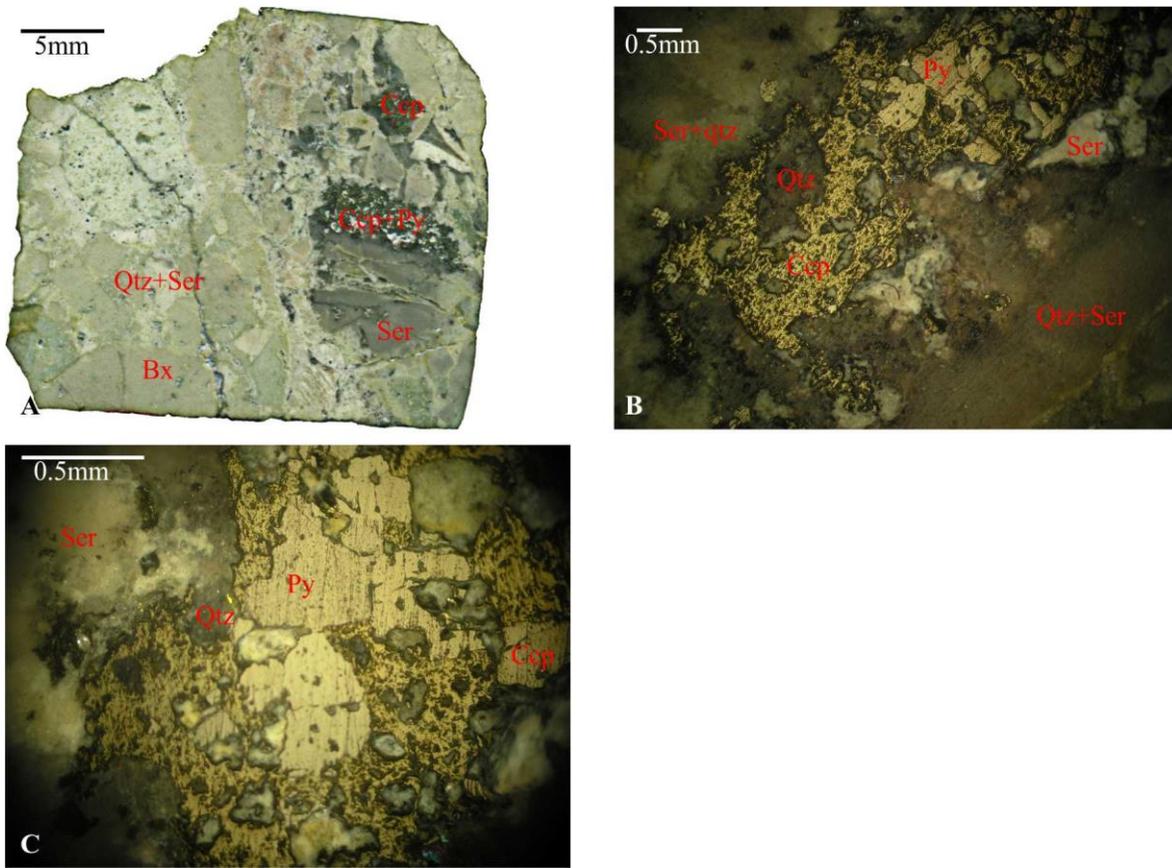


Figura 9. Fotografías de la muestra JR-125 del barreno DP-25. A) Superficie pulida mostrando la mineralogía dominante calcopirita (Ccp) + pirita (Py) + cuarzo (Qtz). B) Pequeñas placas de calcopirita + pirita + cuarzo emplazados en los espacios de la brecha alterada por cuarzo-sericita. C) Placas de pirita + calcopirita + cuarzo con algunos clastos alterados a cuarzo-sericita.

Muestra JR-125

Esta muestra está compuesta por calcopirita + pirita + cuarzo. La calcopirita es el mineral más abundante, ocupando el 60% del volumen total de las vetillas. La forma de los cristales de calcopirita es mayormente anhedral, a manera de placas asimétricas que se distribuyen a lo largo de la fractura. El tamaño de las placas es variado, pero por lo general va de 1 mm a 1.5 mm de diámetro. La calcopirita presenta bordes con la pirita, evidenciando que se encuentran en paragénesis (Fig. 9A).

La pirita es menos abundante que la calcopirita. La pirita ocupa el 30% del volumen total de las vetillas. La pirita también se encuentra diseminada en los clastos de la brecha. La forma de los cristales es anhedral, de manera escasa se presenta de forma euhedral. El tamaño de las placas de pirita va 0.5 a 1 mm. La pirita en algunas zonas se encuentra incluida en las placas de calcopirita. Los bordes de los cristales son rectos y bien definidos indicando que

están en paragénesis. Los diseminados son generalmente euhedrales emplazada mayormente en zonas fracturadas, presentan un tamaño que va de 0.1 mm a 0.3 mm (Fig. 9B y C).

El cuarzo es el menos abundante. Su abundancia ocupa el 10% de volumen total de las vetillas. Se encuentra alojado en los bordes de las vetillas. La forma de los cristales es anhedral a masivo. El tamaño de los cristales va de 0.5 a 0.8 mm (Fig. 9C).

Muestra JR-126

Esta muestra está compuesta por especularita + pirita + calcopirita + cuarzo a manera de vetillas. La especularita es el mineral mas abundante, ocupando el 60% del volumen total de las vetillas. La forma de los cristales de la especularita va de subhedral a euhedral. El hábito es acicular y ligeramente radial. El tamaño de los cristales van de 1 a 5 mm, algunos alcanzan los 2 cm (Fig. 10B). Los cristales de especularita se encuentra emplazados en las fracturas de la pirita (Fig. 10B).

La pirita es menos abundante que la especularita, pero más abundante que la calcopirita. Su abundancia ocupa el 25% del volumen total de las vetillas. La pirita presenta forma de placas masivas en las vetas y en la roca encajonante se presenta como diseminados. Las placas de pirita en las vetas presentan formas subhedrales. Su tamaño va de 0.5 a 0.8 cm. Mientras que los cristales diseminados son mayormente euhedrales y < 1 mm (Fig. 10A). Las placas de pirita en las vetillas presentan fracturas suturadas por especularita + calcopirita + cuarzo (Fig. 10B).

La calcopirita es menos abundante que la pirita, pero más abundante que el cuarzo. Su abundancia es del 10% del volumen total de las vetillas. La calcopirita se presenta en placas intercrecidas con los cristales de especularita. La forma de los cristales es irregular y el tamaño va de 0.5 a 2 mm. La calcopirita, la especularita y el cuarzo presenta bordes rectos indicando una buena paragénesis (Fig. 10C).

El cuarzo es el menos abundante. Su abundancia corresponde al 5% del volumen total de las vetillas. Se encuentra casi siempre rellenando los espacios que dejaron las especularitas y las calcopiritas. La forma de los cristales es mayormente irregular. El tamaño es variado, pero generalmente son < 1 mm (Fig. 10C).

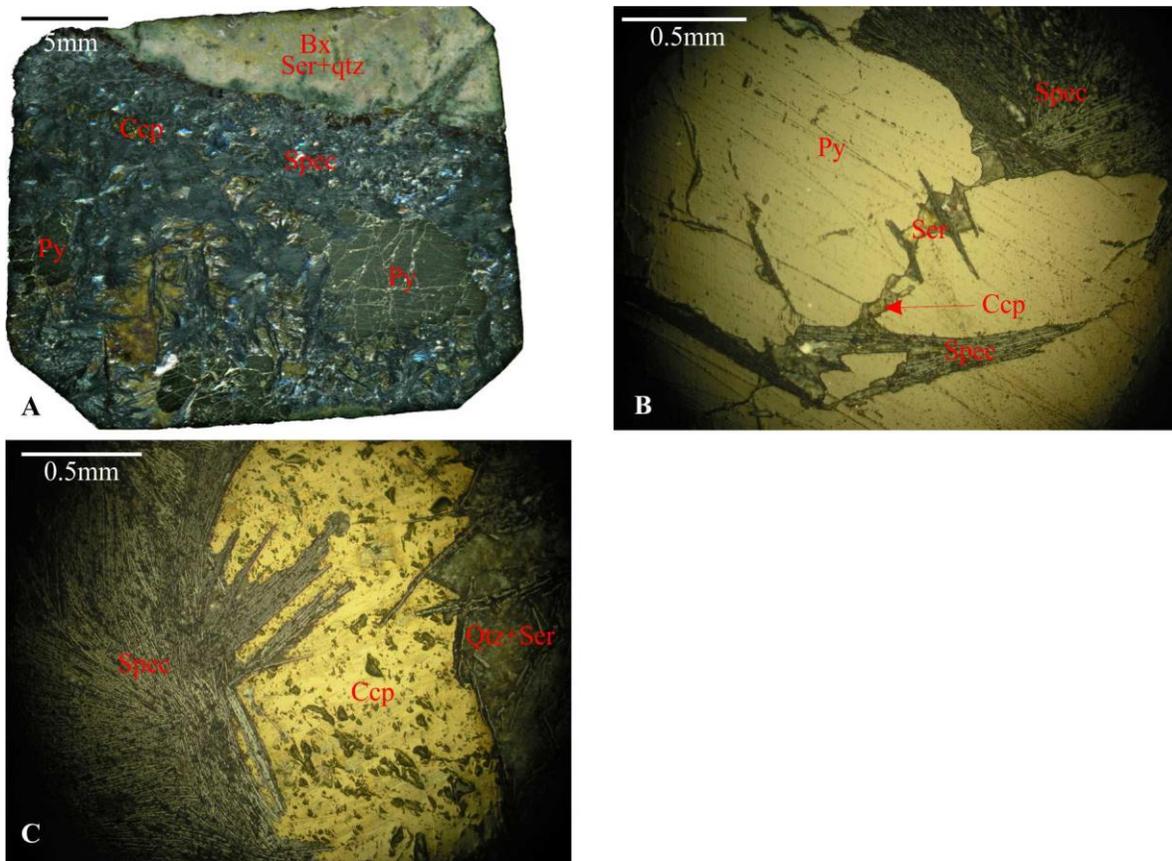


Figura 10. Fotografías de la muestra JR-126 del barreno DP-25. A) Superficie pulida mostrando la mineralogía dominante especularita (Spec) + pirita (Py) + calcopirita (Ccp) + cuarzo (Qtz). B) Placa de pirita fracturada con suturas de especularita + calcopirita. C) Especularita + calcopirita + cuarzo en paragénesis.

Muestra JR-127

Esta muestra está compuesta por calcopirita + especularita + pirita + cuarzo. Dentro de la veta, la calcopirita es la más abundante, ocupa aproximadamente el 50%. Se presenta en cristales de 2.5 cm. Con forma que varía de anhedral a subhedral. Las placas de calcopirita presenta inclusiones de pirita con forma subhedrales de tamaño de 1 mm a 2.5 mm. Algunos cristales de calcopirita presentan zonas con ligera alteración (Fig. 11A).

La especularita es menos abundante que la calcopirita pero más que la pirita. Su abundancia es del 25%. Se presenta en cristales aciculares de tamaño variable, pero generalmente van de 1.5 cm a 3.5 cm. Los bordes de los cristales son rectos frente a la calcopirita y pirita, aunque muestran corrosión en los bordes. Algunos cristales muestran una ligera orientación por flujo, pero en la mayoría se observan dispuestos al azar (Fig. 11A y B).

La pirita es menos abundante que la especularita, pero más abundante que el cuarzo. Su abundancia es del 20%. Se presenta en cristales de tamaño muy variable, pero generalmente 0.1 cm a 0.3 cm. Con formas que varían de subhedral a anhedral. Mayormente se presenta en los bordes de la veta y disminuyendo hacia el centro de la misma. Los bordes de los cristales de pirita son rectos frente a la especularita y calcopirita (Fig. 11B).

El cuarzo es el menos abundante en esta muestra. Su abundancia es del 5%. Se presenta en cristales anhedrales, casi siempre se observa relleno entre los cristales de la calcopirita y especularita (Fig. 11B).

Muestra JR-128

Esta muestra está compuesta de vetillas de pirita + especularita + cuarzo. La pirita es el mineral más abundante, ocupa el 50% del volumen total de las vetillas. La pirita también se encuentra como diseminados finos. Los diseminados presentan una forma subhedral a euhedral. El tamaño es variado pero por lo general van de 0.3 mm a 0.7 mm. La pirita en las vetillas aparece en cristales que van de subhedral a anhedral. El tamaño de los cristales va de 1 mm a 2 mm. Este mineral se encuentra en paragénesis con la especularita y cuarzo (Fig. 12A y B).

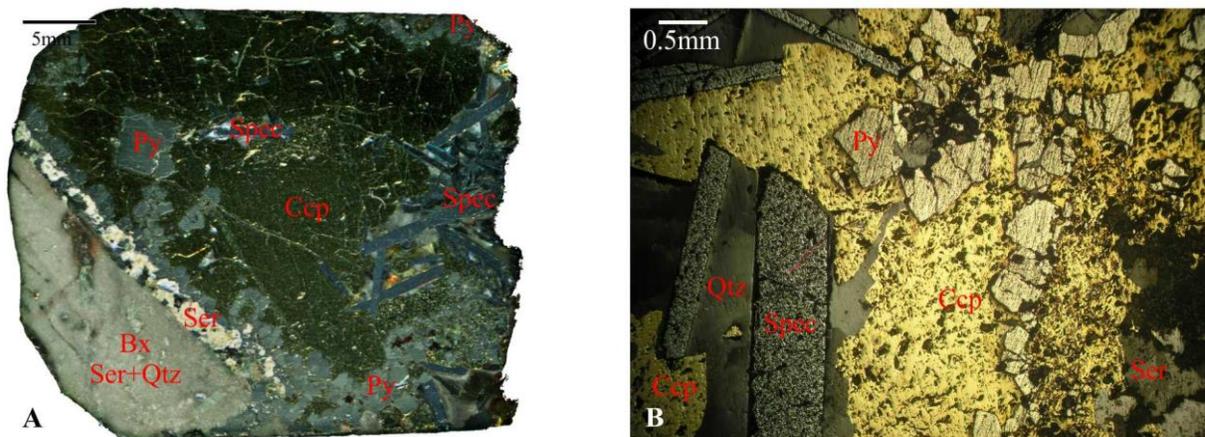


Figura 11. Fotografías de la muestra JR-127 del barreno DP-25. A) Superficie pulida que muestra la mineralogía dominante calcopirita (Ccp) + especularita (Spec) + pirita (Py) + cuarzo (Qtz). B) Placas de calcopirita + especularita + pirita + cuarzo.

La specularita es el segundo mineral más abundante en esta muestra, ocupando el 30% del volumen total de la vetillas, la forma de los cristales es euhedral a subhedral. Los tamaños son variados, de milimétricos (0.5 mm) a centimétricos (1.5 cm). Este mineral se encuentra en paragénesis con la pirita y cuarzo (Fig. 12A y B).

El cuarzo es el mineral menos abundante, ocupando el 20% del volumen total de las vetillas. Su forma es subhedral a anhedral, su tamaño es variado pero por lo general va 3 mm a 5 mm. Se encuentra generalmente relleno los espacios entre la specularita y pirita. Se encuentra en paragénesis con la pirita y specularita (Fig. 12B).

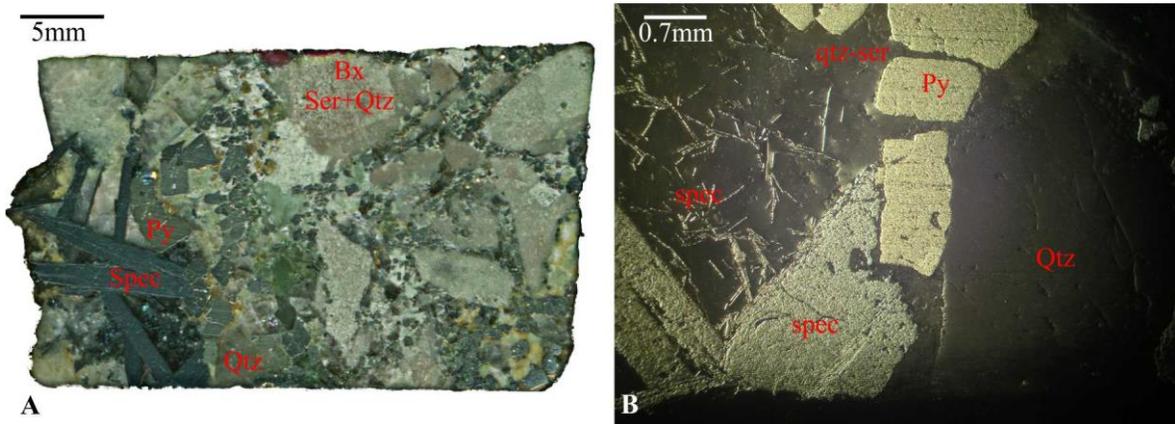


Figura 12. Fotografías de la muestra JR-128 del barreno DP-25. A) Superficie pulida mostrando la mineralogía dominante: pirita (Py) + specularita (Spec) + cuarzo (Qtz). B) Especularita + pirita inmersos en cristales de cuarzo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar-Arzate, G., 1959.** Reconocimiento geológico de una parte del Distrito Minero de Nacozari, Estado de Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). México, D. F., Tesis, 48 p.
- Almazán-Vázquez, E., Palafox-Reyes, J., 2000.** Secuencia samítica del Jurásico tardío con amonitas del género subdichotomoceras (Kimmeridgiense) expuesta al oriente de Arivechi, Sonora. En: Pérez-Segura, E. (ed) Cuarta reunión sobre la geología del Noroeste de México y áreas adyacentes. UNAM, Hermosillo, p. 1 – 2.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1977.** U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, 72, 827-836.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., and Salas, G.A., 1980,** Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico: *Geological Society of America, Memoir* 153, 269–283.
- Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1979.** The role of the Mojave Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, in guidebook-field trip #27. *Geological Society of America, annual meeting*, p. 59 - 68.
- Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1981.** An overview of Precambrian rocks in Sonora: *Revista Universidad Nacional Autónoma de México [Instituto de Geología]*, v. 5, p. 131–139. Arribas, A., Jr., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelly, W.C., Podwysocki, M.H., McKee, E.H., and Tosdal, R.M., 1995a, *Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain: ECONOMIC GEOLOGY*, v. 90, p. 795–822.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., and Salas, G.A., 1980.** Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico. *Geological Society of America, memoir* 153, p. 269 - 283.
- Araujo, M. J. y Estavillo, G. C., 1987.** Evolución tectónica y sedimentaria del Jurásico tardío y Cretácico temprano en el NE de Sonora México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*. Vol XLX, No. 3.
- Bartolini, C., Damon, P. E., Shafiqullah, M., and Morales, M., 1994.** Geochronologic contributions to the Tertiary sedimentary volcanic sequences (“Baucarit Formation”) in Sonora. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, p. 67 – 77.
- Bilodeau, W., 1978.** The Glance Conglomerate, a lower Cretaceous syntectonic deposit in southeastern Arizona. In: J. Callender, Wilt, J., Clemons, R. (Eds.), *Land of Cochise*. New Mexico Geological Society, 29th Field Conference.
- Blodgett, R., Moore, T., and Gray, F., 2002.** Stratigraphy and paleontology of Lower Permian rocks north of Cananea, northern Sonora, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 481 – 495.

- Calmus, T., 2011**, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227–266, 13 figs., 1 tabla.
- Chesley, J. T., and Ruiz, J., 1998**. Crust–mantle interaction in large igneous provinces: implications from the Re–Os isotope systematics of the Columbia River flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 154(1), 1-11.
- Coney, P. J., 1976**. Plate tectonics and the Laramide orogeny. *Spec. Publ. NM Geol. Soc*, 6, 5-10.
- Coney, P. J., Reynolds, S. J., 1977**. Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.
- Cox, K., Bell, J. and Pankhurst, R., 1979**. The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin. London.
- Creaser, R. A., Papanastassiou, D. A., and Wasserburg, G. J., 1991**. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(1), 397-401.
- Damon, P. E., Livingston, D. E., Mauger, R. L., Giletli, B. J., Pantoja-Alor, J., 1962**. Edad del Precámbrico "Anterior" y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte noroccidental del Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 64, pte. 2, p. 11-44.
- Damon, P., Shafiqullah, M., Clark, K., 1983a**. Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6): 1052-1071.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., and Cochemé, J.J., 1983b**. El batolito Laramide (90 – 40 Ma) de Sonora. Memorias de la XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México (AIMMGM), Guadalajara, Jalisco, p. 63 - 95.
- Dumble, E. T., 1900**. Notes on the geology of Sonora, Mexico: *Transactions of the American Institute of Mining Engineers*, Vol. 29, p. 122 – 152.
- Emmons, S. F., 1906**. Los Pilares mine, Nacozari, México. *Economic Geology*, v. 1, p. 629-643.
- Era-Maptec Ltd., 1995**. Remote Sensing and Structural analysis of La Caridad Mine and surrounding District, Northern Sonora: Mexicana de Cobre, Reporte interno, 34 pp.
- Evensen, N., Hamilton, P. J., and O'nions, R. K., 1978**. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1199-1212.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S., 2005**. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.

- Gehrels, G. E., Valencia, V. A., and Ruiz, J., 2008.** Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U/Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- Gilmont, L., 1978.** Geology of the Puerto La Bandera area, Sonora, México; Master Thesis, Northern Arizona University.
- González-León, C.M., 1986.** Estratigrafía del Paleozoico de la Sierra del Tule, noreste de Sonora. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 6, p. 117 – 135.
- González-León, C.M., 1988.** Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora. *Revista de la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, vol. 11, n. 1994, 136-146.
- Gonzalez-León, C. M., 1994.** Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona basin, Northeastern Sonora, Mexico. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson, Az., 144 pp.
- González-León, C.M., Lozano-Santacruz, R., Valencia-Moreno, M., Amaya-Martínez, R., and Rodríguez-Castañeda, J. L., 2000.** Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi Quadrangle), northwest México. *Geological Society of America*, vol 112; No. 4, 600-610.
- Harker, A., 1908.** The Geology of the Small Isles of Inverness-shire (Rhum, Canna, Eigg, Muck, etc.): Scotlan geol. Suurvey Mem., 210 P.
- Hernández, J., 1979.** Geología estructural en el depósito La Caridad, Nacozari, Sonora. Tesis. Universidad de Sonora, Hermosillo, México, Tesis, 46 p.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2000.** Conjunto de Datos Vectoriales Fisiográficos (mapa). Continuo Nacional. Escala 1:1'000,000. Serie I.
- Irvine, T., and Baragar, W., 1971.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.
- Jacques-Ayala C., 1992.** Stratigraphy of the Lower Cretaceous Cintura Formation, Sierra El Chanate, northwestern Sonora, Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, Vol. 10, número 1, 37-46.
- King, T.E., 1939.** Geologic reconnaissance in the northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 50, p. 1625 – 1722.
- Lawton, T.F., González-León, C.M., Lucas, S.G. and Scott, R.W., 2004.** Stratigraphy and sedimentology of the Upper Aptian-Upper Albian Mural Limestone (Bisbee Group) in northern Sonora, Mexico. *Cretaceous Research*, Vol. 25, N°. 1 p. 90-118.

- Le bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986.** A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the total Alkali – Silica Diagram. *Journal of Petrology*, Vol. 27, Part 3, pp 745-750.
- Livingston, D.E., 1973.** Geology, K-Ar ages and Sr isotopy at La Caridad, Nacozari district, Sonora, Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, M.S. thesis, 31pp.
- McCandless, T. E., Ruiz, J., and Campbell, A. R., 1993.** Rhenium behavior in molybdenite in hypogene and near-surface environments: Implications for Re-Os geochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(4), 889-905.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977.** Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1479-1487.
- McDowell, F.W., and Clabaugh, S.E., 1979.** Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. In: Chapin, E.C., and Elston, W.E., (eds.), *Ash-Flow tuffs*. Geological Society of America, Special Paper 180, p. 113 - 124.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., and Connelly, J.N., 2001.** Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, Vol, 113, p. 521 – 524.
- Mendoza, O. T., and Suastegui, M. G., 2000.** Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4), 297-324.
- Mulchay, B.R., and Velasco, R., 1954.** Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the sections at Bisbee and the Swisshelm Mountains, Arizona. *Mining Engineering*, Vol. 6, p. 628 – 632.
- Ochoa-Landín, L.; Pérez-Segura, E.; Del Río-Salas, R.; y Valencia-Moreno, M., 2011.** Depósitos minerales de Sonora, México. In: Calmus, Thierry, (ed.), *Panorama de la geología de Sonora, México*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 9, p. 299–331.
- Paz-Moreno, F., Demant, A., Cochemé, J.J., Dostal, J., and Montigny, R., 2003.** The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 105, p. 872 – 882.
- Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., and Tindle, A. G., 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.

- Plasencia-Corrales., 2008.** Características estratigráficas y petrográficas de la Formación Tarahumara en el área de Banámichi, Sonora. Tesis Ingeniero Geociencias Cesues, 1-65.
- Poole, F.G., Madrid, R. J., and Oliva-Becerril, F., 1991.** Geological setting and origin of the stratiform barite in central Sonora, Mexico. In: Raines, G. L., Lisle, R. E., Scafer, R. W., and Wilkinson, W. H. (eds.), Geological and ore deposits of the Great Basin, Reno, Nevada. Geological Society of Nevada, Vol. 1, p. 517 – 522.
- Ransome, F. L., 1904.** The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona (No. 21). US Government Printing Office.
- Rascón-Heimpel M.A., 2012.** Caso de aplicación de la NOM 120. En X Taller de intercambio de experiencias. (2012, Ixtapa Zihuatanejo, Guerrero, México).
- Rascón-Heimpel, M.A., Valencia-Moreno, M., Ocho-Landín, L., y Calmus, T., 2012.** Geología y geoquímica del pérfido cuprífero Los Alisos, distrito minero de La Caridad, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (2), 355-383.
- Ríos-Ulloa, P., y Oviedo-Castillo R.M., 1998.** “Pilares, años de ensueño” Sonora: Historia de la Vida Cotidiana. Virgilio López Soto (Coordinador) Edit. Sociedad Sonorense de Historia. Hermosillo, Sonora, México. p. 445-452.
- Rodríguez-Castañeda, J., 1996.** Late Jurassic and mid-Tertiary brittle-ductil deformation in the Opodepe region, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 13, p. 1 – 9.
- Roldán-Quintana, J., 1991.** Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east –central Sonora, México-regional, In: Perez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., (Eds.), *Studies of Sonora Geology: Geological Society of America Special Paper 254*, 69-80.
- Rollinson, H. R., 1993.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Routledge. Essex, Longman Scientific and Technical, xiv, 352 p.
- Roldán-Quintana, J., 2002.** Caracterización geológico–geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico–Terciario entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 185 p.
- Salas, G. P., 1975.** *Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana*. Consejo de Recursos Minerales.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F, and Speed, R. C., 1993.** Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. *Geological Society of America Special Paper 278*. 28-34.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM),, 1999.** Carta geológico-minera El Abanico H12-B75 Sonora. Secretaría de Economía. 1 Hoja.
- Shirey, S. B., and Walker, R. J., 1995.** Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Analytical Chemistry*, 67(13), 2136-2141.

- Sillitoe, R.H., 1973.** The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, 68, 799-815.
- Sillitoe, R.H., 1985.** Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Economic Geology*, 80(6), 1467-1514.
- Sircombe, K. N., 2004.** AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers and Geosciences*, 30(1), 21-31.
- Sircombe, K. N., and Hazelton, M. L., 2004.** Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation. *Sedimentary Geology*, 171(1), 91-111.
- Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Schaaf, P., 2010.** Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LAICPMS, and tectonic implications. *International Geology Review*, 52(9), 977-998.
- Staude, J. M., Barton, M. D., 2001.** Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1357-1374.
- Stewart, J.H., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., and Amaya-Martínez, R., 1990.** Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico. In Gehrels, G. E., and Spencer, J. E. (eds.), *Geological excursions through the Sonoran desert region, Arizona and Sonora*. U. S. Geological Survey, Tucson, AZ, Special Paper 7, p. 183 – 202.
- Sun, S. S., and McDonough, W., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., and Guerrero-Suástegui, M., 1995.** Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterranean: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc. *Geofísica Internacional*, 34, 3-22.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinson, D., and Roldán-Quintana, J., 2001.** A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America Bulletin*, 113: 1409–1422.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landín, L., Martínez-Serrano, R., and Vargas-Navarro, P., 2003.** Geochemistry of the coastal Sonora batholith, northwestern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(6), 819-831.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., y Pérez-Segura, E., 2006.** Características metalogénicas de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(1), 1-26.

- Valencia-Gómez, V. A., Ruiz, J., Barra, F., Geherls, G., Ducea, M., Titley, S. R., and Ochoa-Landín, L., 2005.** U–Pb zircon and Re–Os molybdenite geochronology from La Caridad porphyry copper deposit: insights for the duration of magmatism and mineralization in the Nacozari District, Sonora, Mexico. *Mineralium Deposita*, 40(2), 175-191.
- Valencia-Gómez, V. A., Eastoe C., Ruiz J., Ochoa-Landin L., Gehrels G., Gonzalez-Leon C., Barra F. and Espinoza E., 2008.** Hydrothermal evolution of the porphyry copper deposit at La Caridad, Sonora, Mexico, and the relationship with a neighboring high-sulfidation pithermal deposit. *Econ. Geol.* 103, 473–491.
- Valentine, W.G., 1936.** Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 47, p. 53 – 63.
- Villaseñor A. B., González-León, Lawton T. F., and Aberhan M., 2005.** Upper Jurassic ammonites and bivalves from the Cucurpe Formation, Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 1, 2005, p. 65-87.
- Viveros-Martínez, A., 1965.** Estudio geológico de la Sierra de Cabullona, Municipio de Agua Prieta, Estado de Sonora, México. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Tesis, 82 p.
- Wilson, F.I, and Rocha, S.V., 1949.** Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico. *U. S. Geological Survey Bulletin*, Vol. 962A, 80 p.
- Wright, A. E., and Bowes, D. R., 1963.** Classification of volcanic breccias: A discussion: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 74, p. 79-86.
- Zamora-Rojas, K. V., 2007.** Geología y geoquímica de los depósitos de CU-Mo en el Distrito de Nacozari, Noreste de Sonora, México. Tesis, 112 p.